



До 130-річчя з дня народження Олександра Євгеновича Ферсмана



Національний науково-природничий
музей НАН України

Збірка
наукових праць

ВІД МІНЕРАЛОГІЇ ДО ГЕОХІМІЇ

с. Берегове, Крим
червень, 2013



BOSCH
Винайдено для життя



НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ПРИРОДОВЕДЧЕСКИЙ МУЗЕЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
ЕВРОПЕЙСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ПО СОХРАНЕНИЮ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ
ИНСТИТУТ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «УКРАИНСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ»
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕММОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР УКРАИНЫ
ВСЕУКРАИНСКАЯ ОБЩЕСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ
«СОЮЗ ГЕОЛОГОВ УКРАИНЫ»
ВНЗ ПОСЛЕДИПЛОМНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «ИНСТИТУТ ТУТКОВСКОГО»
ТОВ «ВОДОСПАД»
ПП «ГЕОЛОЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ ГЕОМАНДРЫ»

ОТ МИНЕРАЛОГИИ ДО ГЕОХИМИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
К 130-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА
АЛЕКСАНДРА ЕВГЕНЬЕВИЧА ФЕРСМАНА

с. Береговое, АР Крым
2013

УДК: 549.01

Утверждено к печати Ученым советом Национального научно-природоведческого музея НАН Украины (протокол № 04/13 от 28.04.2013 г.)

Редакционная коллегия:

И.Г. Емельянов, чл.-кор. НАН Украины, докт. биол. наук, проф., директор Национального природоведческого музея (ННПМ) НАН Украины – главный редактор;

Е.Ф. Шнюков, академик НАН Украины, докт. геол.-мин. наук, проф., директор Отделения морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины.

П.Ф. Гожик, академик НАН Украины, докт. геол.-мин. наук, директор ИГН НАН Украины;

О.М. Пономаренко чл.-кор. НАН Украины, докт. геол.-мин. наук, директор ИГМР НАН Украины;

Г. Б. Паталаха, докт. геол.-мин. наук, вед.н.с. ННПМ НАН Украины;

В.А. Михайлов, докт. геол. наук, проф., зав. кафедрой Киевского Национального университета имени Тараса Шевченко;

В.О. Шумлянський, докт. геол. наук, проф. Института фундаментальных исследований УНА;

Е.И. Деревская, докт. геол. наук, с.н.с., зав. Отделом Геологический музей ННПМ НАН Украины

«От минералогии до геохимии»: Сб. научных трудов посвященный 130-летию со дня рождения академика Александра Евгеньевича Ферсмана – К., 2013. – с. 532: ил. – укр., рос., англ.: Тит. лист., содержание.

Сборник будет интересен широкому кругу ученых в области наук про Землю. Сборник включает доклады посвященные исследованиям в области минералогии, геохимии, общей и региональной геологии, разведки полезных ископаемых, мониторинга геологических памятников, а также содержит работы методологического направления касающиеся музееведения.

ISBN 978-966-02-6867-8

***Ответственность за точность и достоверность материалов сборника
несут авторы публикаций***

© Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, 2013 р.

© Институт фундаментальных исследований Украинской научной ассоциации, 2013 р.

© Коллектив авторов, 2013 р.

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА РЕГІОНАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ
КОРИСНІ КОПАЛИНИ

| | |
|--|-----|
| Андрєєва О.О., Курило М.М. Оцінка основних напрямків промислового освоєння Киштинського родовища бентонітових глин | 5 |
| Безручко К. А., Бурчак А. В., Пимоненко Л. И. Роль вугільного метану у видобутку нетрадиційного газу в Україні | 9 |
| Гоник Є.І. Особливості розподілу паліонориктоценозів у вугіллі пласта n_8 шахти № 4 Великомоствівська Львівсько-Волинського басейну | 14 |
| Грановская Н.В., Кобзарева Ж.С. Типоморфные признаки жильного кварца при поисках золоторудных объектов (на примере западного склона Южного Урала) | 18 |
| Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В. Палеозойский коллизионный магматизм Донецкого складчатого сооружения (Восточный Донбасс) | 25 |
| Грига М. Ю. Прогнозирование залежей углеводородов на северо-западном шельфе Черного моря по результатам структурно-термо-атмогеохимических исследований | 29 |
| Жирова А.М. Изучение магнитного отклика железистых кварцитов на акустическое воздействие | 33 |
| Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Ступина Л.В. Геодинамические условия формирования грубообломочных отложений окрестностей Балаклавы | 38 |
| Ильченко В.Л. О природе систем самоорганизованной критичности | 44 |
| Исакова Т.Н., Коссовая О.Л. Значение фузулинид (Foraminifera) для решения вопросов региональной корреляции среднекаменноугольных отложений погруженной части Восточного Донбасса и определения границы московского яруса МСШ | 55 |
| Исакова Т.Н., Флоренский П.В., Буров В.А. Белый камень – символ жизни вечной: о источнике известняка надгробных плит XVI–XVII веков Соловецкого монастыря. | 61 |
| Комлев О.О. Історико-динамічні басейнові геоморфосистеми Українського щита і прогнозно-пошукові роботи на осадові корисні копалини | 68 |
| Котляров Є.В., Колесник Д.А. Прогнозно-перспективна оцінка Новолуганської міденосної площі | 73 |
| Крошко Ю. В. Еволюція бучакських алювіальних розсіпів важких мінералів в межах центральної частини Українського щита | 78 |
| Кураєва І.В., Войтюк Ю.Ю., Кармазиненко С.П., Манічев В.Й. Геохімічні дослідження ґрунтового покриву м. Маріуполь | 81 |
| Лысенко В.И., Ковальчук М.С. Палеофизико-географические условия образования терригенно-вулканогенной толщи верхнего альба Балаклавской котловины (Юго-западный Крым) | 88 |
| Мамарозиков У.Д., Суюндикова Г.М., Норматов У.А. Новые данные о генезисе и рудоносности гранитных пегматитов Алтынтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы) | 96 |
| Мацуй В.М. Возможно ли открытие в Украине крупных залежей янтаря-сукцинита | 107 |
| Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. О парагенетической связи роговиков и апатитового оруденения в Ловозерском и Хибинском массивах (Кольский полуостров, Россия) | 111 |
| Мокієць М.В. Особливості літолого-стратиграфічного розчленування відкладів канівської серії району канівського Придніпров'я | 115 |

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

| | |
|---|-----|
| Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение: вопросы генезиса и перспективы освоения | 123 |
| Никулин Д.А., Гулов О.А., Васенко В.И. Об особенностях осадочных пород Сакского соленого озера (в продолжение работ А.Е.Ферсмана 1919 года) | 127 |
| Ниткина Е.А. TTG комплекс Балтийского щита: время проявления кристаллизации и метаморфизма (Ингозерский блок, Кольский полуостров). | 133 |
| Округин В.М. Новое Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (минералогия, геохимия, экология) | 137 |
| Полищук А.М. Виділення і кореляція сергіївської світи в нижньому венді Волино-Поділля | 145 |
| Попова Л.В. Палеогеографічні умови існування ранньоготерівських рифогенних споруд (басейн р. Бодрак, Гірський Крим). | 147 |
| Ревинский Ю.А., Шарова Т.В. Морфогенетические типы золота месторождения Джамгыр (Западный Тянь-Шань) | 157 |
| Руденко К.В., Деревська К.І. Особливості формування самородномідних родовищ світу | 163 |
| Семенюк М.П., Ніколаєнко В.І., Полянський В.Д., Сорокотяга О.І. Морфоструктурні критерії прогнозування рівнів пострудного денудаційного зрізу родовищ натрій-уранової формації Інгульського мегаблоку Українського щита | 169 |
| Сеньковський Ю.М., Радковець Н.Я., Палій В.М. Аноксичні океанічні події Карпато-Подільського сегменту палеоокеану Тетіс | 177 |
| Сивий М.Я. Фосфатна сировина в Україні, сучасний стан та проблеми ефективного використання | 178 |
| Соболев И. Д. Новые данные об особенностях состава и возрасте пород Конгорского массива (Полярный Урал) | 186 |
| Соболева А.А., Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Миллер Е., Гроув М. Возраст покровной фации наиболее поздних вулканитов доуралид Полярного Урала по данным U-Pb датирования цирконов | 192 |
| Шарова Т.В., Ревинский Ю.А. термобарогеохимические условия формирования золоторудного месторождения им. Пинигина (Центральный Алдан) | 195 |
| Шморг Я.С. Літологічна характеристика основних фаціальних типів серпуховських та візейських відкладів нижнього карбону та башкирських відкладів середнього карбону Юліївсько-Скворцівської зони | 201 |
| Юдин В.В. Геология Симферополя в геодинамике Крыма | 207 |
| Юськів Ю.В., Верховцев В.Г. Особливості геологічної будови та гідрогеологічних умов території розташування хвостосховищ в «Придніпровський хімічний завод» міста Дніпродзержинськ, Дніпропетровської області. | 218 |
| Якушин Л.М. Регіональна (провінційна) зональна схема верхньокрейдових відкладів території платформної України (за макрофауною) | 224 |

МІНЕРАЛОГІЯ ТА ГЕОХІМІЯ

| | |
|---|-----|
| Астахова И.С. Распределение химических элементов по минералам Тиман-Североуральского региона | 230 |
| Белєвцев О.Р., Грущинська О.В., Ємельянов І.О. Сучасні технології облагородження дорогоцінних каменів | 234 |
| Беліченко О.П., Гаєвський Ю.Д. Гемологічне дослідження гранатів ефектом зміни кольору з родовищ південної Танзанії та Мадагаскару | 240 |

| | |
|---|-----|
| Бутвина В.Г., Сафонов О.Г. Исследование плавления водосодержащего перидотита в присутствии флюида NaCl: эксперимент при 2.5 и 6.0 ГПа. | 243 |
| Вальтер А.А. Природно-чистые редкие изотопы: механизм образования, минеральные носители, практическое значение | 247 |
| Викентьев И.В., Викентьева О.В., Луо ЖаоХуа, Су ШанГуо. Роль флюидов в сульфидном рудообразовании и вопросы классификации гидротермальных месторождений | 256 |
| Викентьев И.В., Шишакоева Л.Н., Синицын В.А. Минералогия и условия образования регенерированного колчеданного месторождения Коктау (Сев. Мугоджары) | 267 |
| Викентьева О.В. Минералогические индикаторы генезиса Светлинского золоторудного месторождения, Ю.Урал | 278 |
| Генералова Л.В., Костюк О.В. Петрогеохімічні закономірності мідістих «пісковиків» палеоцену (Скибова структурно-фаціальна зона Українських Карпат) | 285 |
| Ємельянов І.О., Беліченко О.П. Дослідження синтетичних корундів за допомогою приладу DIAMODVIEW™ – нові можливості при діагностиці синтетичного дорогоцінного каміння | 293 |
| Зинчук Н.Н. Минералого-геохимические особенности коры выветривания на породах трапповой формации основных алмазоносных районов Сибирской платформы | 298 |
| Карлович И.А. Карлович И.Е. Физико-химические процессы локального техногенеза (на примере Владимирского региона) | 312 |
| Кицмур І.І., Дяків В.О. Геохімічні умови формування карстових озер та засолених інфільтратів хвостосховища № 1 (м. Калуш, Івано-Франківська область) | 316 |
| Козырева И.В., Швецова И.В. Марганцовистый хлоритоид как признак проявления гидротермально-метасоматических процессов | 324 |
| Лисенко О.Ю., Ладжун Ю.І., Сучасні методи досліджень культивованих перлів. | 327 |
| Лисенко О.Ю., Грущинська О.В., Гаєвський Ю.Д., Ємельянов І.О., Белєвцев О.Р. Дослідження облагороджених діамантів за допомогою сучасного гемологічного обладнання | 333 |
| Никулова Н. Ю. Муассанит в нижнепалеозойских песчаниках кряжа Манитаньрд (Полярный Урал) | 339 |
| Попов Ю.В., Попова Н.М. Гипергенное минералообразование в природно-техногенной системе Белореченского месторождения (Большой Кавказ) | 341 |
| Руденко И.Е., Тищенко А.И. Крымские минералы в коллекции Севастопольского музея камня. Находки последних лет. | 346 |
| Седаева К.М., Майорова Т.П., Светов С.А., Устюгова К.С. От минералогии до геохимии (на примере пирита породных комплексов Горного Крыма) | 360 |
| Сокур Т. М. Петрохимические особенности образования диагенетических минерализаций в аргиллитах верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы | 370 |
| Тищенко А.И. Замечательные минералы Крыма. | 377 |
| Pystina Yu.I., Pystin A.M. Microgeochemical composition of zircons from metamorphic complexes in the Urals. | 388 |

ГЕОЛОГІЧНІ ПАМ'ЯТКИ ТА МУЗЕОЛОГІЯ

| | |
|--|-----|
| Бондар Ю. О., Курило М. М. Освоєння геологічних пам'яток Криворіжжя з метою науково-пізнавальної та туристичної діяльності | 392 |
| Бортник С.Ю., Ковтонюк О.В., Погорільчук Н.М. Геологічний кабінет як методична база для викладання геологічних дисциплін студентам-географам | 395 |

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

| | |
|---|-----|
| Гольдин П. Е., Грищенко И. Н., Надольный А. А., Старцев Д. Б. Зоологический музей Таврического национального университета: экспозиция и фондовые коллекции | 399 |
| Голяченко О.С. Внесок академіка О.Є. Ферсмана у розвиток «Уралу в мініатюрі» та перспективність Володарсько-Волинського району Житомирської області | 401 |
| Деревська К.І., Анфімова Г.В., Грищенко В.П., Руденко К.В., Веклич Ю.М., Пилипчук О., Шевчук О.М. Про необхідність створення геологічної пам'ятки «Стратотип границі юри-крейди» на мисі Св. Іллі в Криму | 405 |
| Дорошкевич С.П. Історія розвитку природи Мезинського національного природного парку | 407 |
| Жданова Л. Р. Возможности научного музея для ознакомления посетителей с геологией крайнего севера | 419 |
| Капеліста І. М. Вплив каменю на історію і культуру одного села | 422 |
| Ковтун І.А., Яковлева В.В. Музейна справа в Україні. Актуальні проблеми і перспективи розвитку музейної справи в Україні(на прикладі ДУ «Музей коштовного і декоративного каміння») | 427 |
| Комлева Е.В. Православие, феномен ядерной энергии и науки о земле | 433 |
| Курило М.В., Деревська К.І. Академік О.Є. Ферсман і пегматити України | 442 |
| Майко Н.Б., Корзюк Н.В., Ибраимова С.Ш. Коллекция минералов и личных вещей А.Е. Ферсмана в собрании КРУ Центральный музей Тавриды | 445 |
| Манюк В.В. Стратотипові розрізи Криму, як об'єкти геологічної спадщини | 449 |
| Медведева С.Г. Познание как общедоступная ценность | 457 |
| Мустафаева Э.Н. Экспозиция «Крымская кофейня середины XIX – начала XX в.» в Ханском дворце Бахчисарая | 462 |
| Паталаха Г.Б. Пегматиты Урала в коллекции геологического музея ННПМ НАН Украины | 471 |
| Паталаха Г.Б., Решетник М.Н.. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение (восточная часть Приазовского мегаблока УЩ) в экспозиции геологического музея ННПМ НАН Украины | 482 |
| Писарева Т.М. От древних промыслов до nano минералов. Выставка. “Рациональное использование природных ресурсов кольского полуострова”. “Музея-архива истории изучения и освоения европейского севера КНЦ РАН” | 487 |
| Пилипенко Д.О. Метеоритна виставка в Україні: організаційні питання | 490 |
| Подгорбунская Т. И.. Певец Хибинских гор | 495 |
| Полканова Анна Юрьевна, Алпашкина Оксана Николаевна. Каталогизация — требование времени (на примере караимской коллекции Бахчисарайского историко-культурного заповедника) | 501 |
| Прокопєць В.В. Ферсман – риси особистості | 508 |
| Руденко И. Е.. Программа для хранения минералогической коллекции на примере программного обеспечения сайта Севастопольского музея камня: http://www.sevstone.ru/ . | 512 |
| Ставицкий А. Академик А.Е. Ферсман в годы Великой Отечественной войны | 518 |
| Філатова І. О., Целікова Д. В. Перспективи розвитку геологічного туризму в Україні на прикладі Карадагського вулканічного масиву | 520 |
| Grytsenko V., Kiselevich A., Mahmoudi Y. Geotourism in Dniester River Valley | 526 |
| Makarova E., Petrov V., Starovoytova K. The Role of Academic Science in Solution of the Problems of Stable Development of the Kola North: Under the Kola Science Center Chronicle (1930-2010) | 530 |

ЗАГАЛЬНА ТА РЕГІОНАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

УДК 553.611.6

ОЦІНКА ОСНОВНИХ НАПРЯМКІВ ПРОМИСЛОВОГО ОСВОЄННЯ КИШТИНСЬКОГО РОДОВИЩА БЕНТОНІТОВИХ ГЛИН

Андрєєва О.О., Курило М.М

Київський національний університет ім. Т.Шевченка, andreeva_ea@ukr.net

Постановка проблеми. Широке розповсюдження в межах України мають бентонітові глини, які є сировиною багатоцільового використання. У центральній частині УЩ розробляється найбільше родовище бентоніту – Черкаське, на якому зосереджено понад 80 % усіх затверджених запасів України. Головною складністю освоєння вітчизняної МСБ бентонітових глин є недостатня розвіданість лужних різновидів, необхідних для виробництва залізорудних окатишів.

Постановка завдання. Незважаючи на можливості широкого застосування бентонітової глини в різних галузях промисловості, в Україні традиційними її споживачами є ливарне виробництво, чорна металургія, буріння, значно рідше інші галузі промисловості [2,7].

Внутрішні потреби в бентонітовій глині частково задовольняються за рахунок видобутку бентонітів із власних родовищ. Металургійні підприємства, які є найбільшими споживачами бентонітових глин, забезпечені формувальними глинами (Дашуківська ділянка Черкаського родовища). Для виробництва окатишів лужні бентоніти в країну імпортуються, оскільки обмежені запаси лужних бентонітових глин не дозволяють широко використовувати їх для обгрудкування концентратів залізних руд, де потрібні великі об'єми і відповідна якість сировини. [5, 6]

Лужні бентоніти характеризуються найвищою іонообмінною здатністю, здатністю до набрякання, колоїдальністю, пластичністю та максимально можливою для глин зв'язуючою властивістю. Вони належать, в основному, до категорії високоякісної сировини, яка з успіхом використовується в багатьох галузях промисловості. В зв'язку зі специфікою їх утворення та переходу, який майже завжди спостерігається в приповерхневих зонах, в лужно-земельний різновид, промислові родовища лужних бентонітів, що доступні для розробки відкритим способом, зустрічаються дуже рідко.

Лужним бентонітам відповідають більш високі технологічні властивості, ніж лужноземельним бентонітам, тому вони мають більшу цінність на світовому ринку.

Кількість імпортованих бентонітових глин протягом останніх років коливається в межах 2-7 тис.т. Російська Федерація, Грузія, США, Болгарія, Греція, Італія, Німеччина, Туреччина є основними постачальниками бентонітової сировини до нашої країни.

Об'єктом даного дослідження є Киштинське родовище лужних білопалених бентонітів, сировина якого може бути використана не лише у металургії, але й у інших галузях промисловості. “Державною програмою розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 р.” намічений комплекс заходів, якими передбачено створити мінерально-сировинну базу лужних бентонітів на Киштинському родовищі в Закарпатті, введення в експлуатацію якого дасть можливість повністю відмовитися від імпортової сировини.

Метою роботи є визначення основних напрямків промислового освоєння лужних бентонітів Киштинського родовища.

Аналіз останніх досліджень. В літературі детальна інформація про Киштинське родовище та характеристики бентонітових глин родовища майже відсутня. Технологічні дослідження зразків проводились Кавказьким інститутом мінеральної сировини у 80-х роках минулого століття. На початку 2000-х років проводилась попередня розвідка родовища та дослідження хімічного і мінерального складу, фізико-механічних властивостей бентонітів. Перспективи використання корисної копалини родовища досі не мають точного визначення.

Виклад основного матеріалу.

Характеристика родовища.

За матеріалами ГО «Західукргеологія» (1984р.) Киштинське родовище (бентонітоносна провінція Закарпатський прогин), розміщене на лівому березі р. Тиси на південний захід від с. Вишково. Північна межа родовища проходить по виходу шару бентонітів, південна межа не

встановлена, оскільки по падінню шар простежений всього на 100-130 м. На території родовища спостерігаються дрібні зсуви. На північ від ділянки знаходиться субширотна зона розлому (Киштинський розлом). Більш дрібні тектонічні порушення спостерігаються як на захід, так і на схід від ділянки. [4]

В геологічній будові родовища бере участь комплекс неогенових відкладів, що датуються сарматським віком. Він складений товщею алевролітів, що перешаровуються, і піщаників з двома горизонтами плагіоліпаритових туфів. Неогенові породи перекриті чохлом четвертинних відкладів та ґрунтово-рослинним прошарком. [4]

Корисною копалиною Киштинського родовища є шар бентонізованих плагіогранітових туфів (див. рис. 1) потужністю від 1,0 до 2,7 м. Загальна, але нечітко виражена тенденція в зміні потужності – постійне зменшення її з глибиною і з сходу на захід. Шар бентонітів простежений по простяганню на 500 м і по падінню до 130 м. Потужність порід, які покривають бентоніти, змінюється від 5 до 15 м. Характер залягання моноклінний з зануренням на південний захід. Кути падіння - від 15° на заході до 25° на сході території. Контакт з вмшуючими породами чіткий, різкий. [4]

Характеристика корисної копалини та перспективи її використання.

Основними породоутворюючими мінералами киштинських бентонітів є монтморилоніт,

бейделіт, незначні домішки кристобаліту, кварцу, плагіоклазу, кальциту.

Сума та склад поглинених катіонів відповідають лужним різновидам бентонітових глин з високим коефіцієнтом лужності ($Na+K/Ca+Mg$ становить 1,70-2,28). Киштинські бентоніти не тільки лужні, а частково і білопалені, які характеризуються низьким вмістом барвних оксидів ($Fe_2O_3+TiO_2<2,25$) (див. табл. 1). Хімічний склад та фізичні властивості бентонітових глин подані у таблицях 1, 2 [4].

За даними ГО «Західукргеологія» киштинські бентоніти у натуральному вигляді придатні до їх використання переважно у якості бурових розчинів і частково як адсорбент у нафтопереробній галузі та як добавка при виробництві порцеляни.

На сьогоднішній день в Україні діючими державними стандартами є ДСТ 3226-77 «Глини формувальні», ДСТ 7032-75 «Глина бентонітова для тонкої і будівельної кераміки», ДСТ 25795-83 «Сировина глиниста для виробництва глинопорошків для бурових розчинів», ДСТ 28177-89 «Глина бентонітова формувальна» [3]. У 2002 році Мінпромполітики були прийняті загальні технічні умови ГСТУ 3-028-2002 «Матеріали глинисті зв'язуючі для виробництва залізорудних окатків». При цьому для інших напрямків використання більшість родовищ не мають відповідних ДСТУ і ТУ

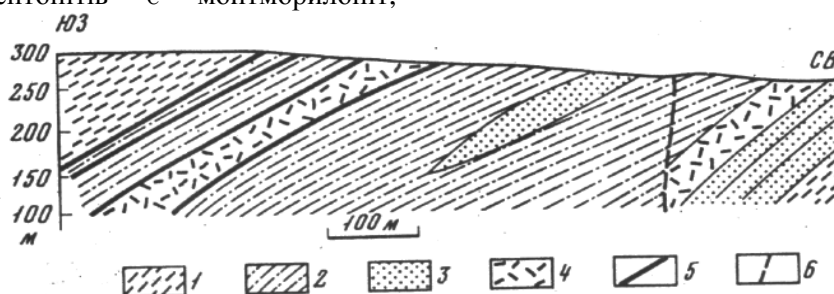


Рис. 1. Схематичний геологічний розріз Вишківського рудного поля, Киштинське родовище (з використанням [4]): 1 – аргіліти, алевроліти з прошарками туфів, 2 – аргіліти, алевроліти, піщаники з прошарками туфів, місцями перетворених у туфи, 3 – піщаники, 4 – туфи, 5 – бентонітова глина, 6 – тектонічні порушення.

Таблиця 1. Хімічний склад бентонітових глин Киштинського родовища

| SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O | в.п.п. |
|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|------------------|--------|
| від 65 | 1,60 | 0,24 | 12,8 | 1,80 | 0,80 | 0,45 | 1,50 | 2,65 | 4,3 |
| до 55 | 3,30 | 0,90 | 18,1 | 5,6 | 2,6 | 2,10 | 3,50 | 9,25 | 7,4 |

Таблиця 2. Фізичні властивості киштинських бентонітових глин

| Різновиди бентонітових глин Киштинського родовища | Здатність до набрякання | Бентонітове число | Колоїдальність |
|---|-------------------------|-------------------|----------------|
| Лужні | 6-13 | 65-100 | 73-100 |
| Білопалені | 10-19 | до 100 | до 100 |

В існуючих на сьогоднішній день державних стандартах та технічних умовах щодо якості бентонітової сировини для різних галузей промисловості найбільш показовими якісними характеристиками бентонітових глин є мінеральний склад з необхідним вмістом монтморилоніту, сума обмінних катіонів та їх співвідношення [2].

В зв'язку з недостатньою кількістю запасів Киштинського родовища можливо оцінити перспективи використання киштинських бентонітів як сировини для інших галузей промисловості, які не потребують значних об'ємів сировини, але вимагають сировину покращеної якості. Основні перспективні напрямки використання сировини Киштинського родовища бентонітових глин подані на рисунку 2.

Перспективним є застосування киштинських бентонітів в фармацевтичній та косметичній промисловості. Головною вимогою до бентонітових глин для цих галузей є відсутність шкідливих домішок та їх висока дисперсність, оскільки застосовується лише колоїдна фракція глин.

Необхідні вимоги до бентонітів, що використовуються в сільському господарстві – висока дисперсність, відсутність шкідливих домішок (важкі метали, металомігнітні домішки), висока обмінна ємність, здатність до набрякання. Допускається збагачення природних глин та їх активізація кальцинованою содою. Особливо жорсткі вимоги до якості бентонітового порошку для виробництва комбикормів, які регулюються ТУ 39-01-302-77.

Необхідними характеристиками бентонітової глини, яка використовується в якості добавки в целюлозно-паперовій промисловості, є її світлий колір (малозалізистий різновид), тонкодисперсність, рівномірність фракцій за величиною зерен, відсутність піщаних та інших домішок.

Нормативних документів, що обговорюють необхідні вимоги до якості глин в області охорони навколишнього середовища немає. Від них вимагається мати високі сорбційні властивості та велику ємність катіонного обміну, що стосується насамперед вилучення важких металів. Крім бентонітових глин для цих цілей можуть застосовуватись палигорські глини, сапоніти, цеоліти, глауконіти.

Бентонітові глини, що використовуються у виноробній та соковій галузях харчової промисловості, повинні мати високу дисперсність та високу здатність до обмінних

реакцій. В колишньому СРСР для виноробної галузі промисловості існував ДСТ 18-49-71 «Бентоніти для виноробної промисловості», термін дії якого був продовжений за наказом Міністерства аграрної політики до 2012 року. В 1994 році був прийнятий новий стандарт, який допускає використання у промисловості як лужних, так і лужноземельних бентонітів.

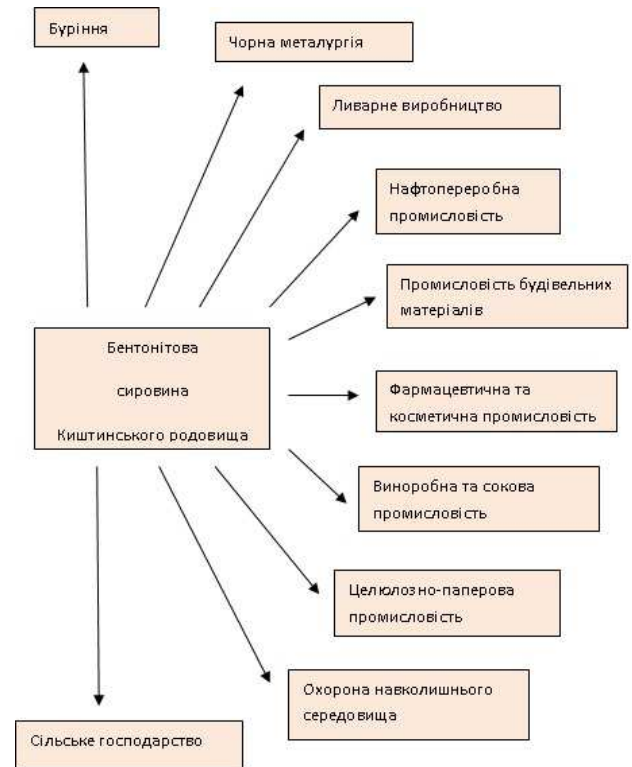


Рис. 2. Основні перспективні напрямки використання сировини Киштинського родовища бентонітових глин

Лужні киштинські бентоніти характеризуються високими показниками фізико-механічних властивостей.

Перспективні ресурси родовища Р₁ становлять 1,245 млн.т (за матеріалами ГО «Західукргеологія», 1984р.). Запаси родовища можуть бути збільшені за рахунок західного і східного крила ділянки. Більш пізні роботи вказують на запаси родовища С₁+С₂=179,57 тис.т (за матеріалами ДП «Західукргеологія», 2004р.).

Розрахунок товарної вартості прогнозних ресурсів та запасів бентонітових глин Киштинського родовища проведено за методикою розробленою ВСЕГЕІ. Неженський І.А. запропонував проведення експрес-оцінки вартості мінеральної сировини за формулою:

$$B = \Pi \cdot M \cdot K_c, \quad (1.1)$$

де В – товарна вартість прогнозних ресурсів або запасів певної категорії даного виду мінеральної сировини в надрах;

Ц – середня світова ціна кінцевого продукту (металу, руди, мінералу);

М – кількість (маса) прогнозних ресурсів або запасів даної категорії відповідного виду мінеральної сировини;

K_c – сукупний коефіцієнт приведення вартості товарного продукту до товарної вартості прогнозних ресурсів або запасів в надрах.

Сукупний коефіцієнт є добутком трьох коефіцієнтів:

K_1 – коефіцієнту приведення вартості кінцевого продукту до вартості прогнозних ресурсів або запасів мінеральної сировини;

K_2 – коефіцієнту приведення прогнозних ресурсів і попередньо оцінених запасів до запасів промислових категорій ($A+B+C_1$), який враховує неповний перехід ресурсів і запасів менш достовірних категорій в більш достовірні;

K_3 – перехідного коефіцієнту вилучення, який враховує втрати мінеральної сировини при її видобутку, збагаченні, транспортуванні.

Значення таких показників, як видно з формули, враховують тільки прибуткову частину вартості родовищ та не враховують витрати, які пов'язані з його освоєнням – капіталовкладення та експлуатаційні витрати.

Визначення вартості корисних копалин за методикою коефіцієнтів приведення (із врахуванням середніх цін на внутрішніх ринках) для ресурсів корисної копалини Киштинського родовища за категорією P_1 (1,245 млн.т.) становить близько 10 млн.доларів США. Середній термін експлуатації родовища визначений за формулою Тейлора становить 7 років [1]. Такі показники свідчать про доцільність наступного геологічного вивчення родовища та його підготовку до промислового освоєння.

Висновки.

Головними факторами, які формують промислову цінність Киштинського родовища є величина запасів, гірничо-геологічні умови розробки, якість корисної копалини, потреби МСБ у лужних бентонітах.

Киштинське родовище належить до групи родовищ із дрібними запасами, розробка яких

передбачена підземним способом. Такі передумови визначають невелику продуктивність добувного підприємства. Перспективні ресурси родовища мають позитивні значення вартості та складають близько 10 млн.доларів США і можуть бути покращені при детальній розвідці родовища.

Відповідно до визначених характеристик, основними перспективними напрямками промислового освоєння лужних бентонітових глин Киштинського родовища визначено косметологічну, фармацевтичну, харчову, целюлозно-паперову промисловості, сільське господарство та область охорони навколишнього середовища. Для більш точного визначення напрямків використання бентонітів необхідні детальні технологічні дослідження корисної копалини Киштинського родовища.

1. Андреева О.О., Курило М.М. Економічна оцінка рудопроявів та родовищ бентоніту України із використанням методики коефіцієнтів приведення // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - Випуск 37. - 2006. - С. 25-27.
2. Андреева О.О. Перспективи використання бентонітових глин України // Актуальні проблеми геології України: матеріали наукової конференції професорсько-викладацького складу геологічного факультету, (Київ, 23-24 травня 2001 р.). - К: КНУТШ, 2001. - С. 5.
3. Державний баланс запасів корисних копалин України. Глини бентонітові. Випуск 28. - Київ: ДНВП Геоінформ, 2012 - 10 с.
4. Любка М.И. Геология и вещественный состав бентонитовых глин Солотвинской впадины // Бентониты: [сб. статей / отв. ред. Чекин С.С.]. - М:Наука, 1980. - С. 49-54.
5. Мінеральні ресурси України та світу (станом на 01.01.2004 р.) / [Третяков Ю.І., Маковенко В.Т., Пилипчик А.Д. та інш.]. - Київ: Геоінформ України, 2005. - 462 с.
6. Мінеральні ресурси України. - ДНВП «Геоінформ України», 2012. - С.127-130.
7. Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве: [гл.ред. Петров В.П.] - М: Недра, 1972. - 288 с.

Evaluation of major areas of the industrial development of Kyshtynske deposits of bentonite clay

УДК 622.324.5:553.94

РОЛЬ ВУГІЛЬНОГО МЕТАНУ У ВИДОБУТКУ НЕТРАДИЦІЙНОГО ГАЗУ В УКРАЇНІ

Безручко К. А., Бурчак А. В., Пимоненко Л. И.

ІГТМ НАН України

Одним з головних завдань сьогодення є забезпечення держави власними паливно-енергетичними ресурсами. У зв'язку із значним виснаженням, розвіданих свого часу, запасів природного газу і тим, що пошуки родовищ у традиційних геологічних структурах в цілому виконано, основні перспективи відкриття нових покладів та нарощування обсягів видобутку вуглеводнів пов'язані з газовими джерелами нетрадиційного типу (нетрадиційний газ – англ. термін «unconventional gas»). Зокрема, газ глинистих сланцевих порід («сланцевий газ» – «shale gas»), газ низькопористих щільних пісковиків («tight gas sandstones» або скорочено «tight gas») та метан вугільних родовищ.

Відповідно до «Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року» [2] запаси сланцевого газу за станом на 1 січня 2010 року в державному балансі запасів корисних копалин не обліковуються. Цілеспрямованими теоретичними та практичними дослідженнями проблем і можливостей видобування природного газу із сланцевих порід в Україні не займалася жодна організація. У природних умовах сланцевий газ є сильно розсіяним, газонасичення порід досягає від десятих часток до кількох відсотків, товщина продуктивних пластів змінюється в значних обсягах до сотень метрів з глибиною залягання до 3000 метрів і більше та належить до важковидобувних корисних копалин. Поклади сланцевого газу пов'язані з сланцями (аргілітами) нафтогазоносних басейнів, у тому числі центральнобасейнового типу, а також родовищами горючих сланців Українського кристалічного щита, Волино-Поділля та Причорномор'я.

Найбільш детальний огляд потенційних ресурсів сланцевого газу та перспектив його видобутку в Україні виконано О.Ю. Лукіним [3-5]. Ним зроблено висновок, що основні ресурси природного сланцевого газу в надрах України пов'язані з різновіковими, перш за все, девонськими та нижньокам'яновугільними сланцями в зонах мезокатагенезу у межах окремих районів Східного, Західного та Південного нафтогазоносних регіонів [4].

Очевидно, що умови знаходження та запаси сланцевого газу достеменно не визначені.

Важливий додатковий ресурсний потенціал вуглеводневої сировини пов'язаний з покладами метану вугільних родовищ Донецького та Львівсько-Волинського вугільних басейнів. Станом на 1 січня 2010 року в Україні балансові запаси категорій А+В+С1 та С2 оцінені в 313,9 млрд куб. метрів метану вугільних родовищ (на балансі діючих шахт - 140,8 млрд куб. метрів) [2]. Тому метою роботи є наголошення на реальній перспективі видобутку метану вугільних родовищ України.

Метан вугільних родовищ умовно розділений на три види. Це метан вугільних пластів («coal bed methane», аббревіатурою у міжнародній практиці «СВМ»). До початку виймання вугілля цей метан можливо вилучати лише з використанням різноманітних технологій впливу на вугільні пласти: шляхом гідророзриву, спрямованого мультілатерального буріння свердловин, відкачки води тощо [6].

У процесі видобутку вугілля відбувається розвантаження вугільних пластів та вміщуючих порід від гірського тиску, їх розтріскування, розущільнення, збільшення проникності, що обумовлює формування техногенних колекторів і, як наслідок, концентрацію в них вільного та десорбованого метану. Цей метан називають «coal mine methane» («СММ») – метан вугільних шахт, а його вилучення здійснюється на діючих шахтах методами поточної дегазації [6].

Вилучення вільного та десорбованого метану, який заповнює гірничі виробки та вироблений простір відпрацьованих лав та закритих шахт здійснюється після завершення виймання вугілля, шляхом буріння свердловин, зазвичай на старі гірничі виробки з подальшою відкачкою метану вакуумними насосами [6]. Це так званий «coal abandoned methane», аббревіатурою – «САМ». Практика проведення таких робіт, зокрема у США, Німеччині, Великобританії, доводить перспективність та ефективність видобутку та подальшої утилізації метану закритих шахт. Видобуток вугільного метану в США сягнув рівня понад 50 млрд. м³ на рік ще у 2006 р. [8]. Треба зауважити, що такого рівня за річним обсягом видобутку сланцевого газу у

США вдалося досягнути на 4 роки пізніше. Тобто, значне збільшення обсягів видобутку вуглеводнів з нетрадиційних джерел починалося саме з видобутку метану вугільних родовищ, на яких були відпрацьовані нові технології горизонтального буріння та гідророзриву пластів тощо.

Метан є головним компонентом газів вугільних родовищ, яким насичена практично вся продуктивна вугленосна товща, і він, відповідно до сучасного переліку нетрадиційних джерел вуглеводнів, водночас поєднує газ вугільних пластів та щільних колекторів. Окремо необхідно зазначити, що метан вугленосної товщі для геологів-вугільщиків та гірників, які за напрямком своєї роботи пов'язані з вугільними родовищами не є нетрадиційним. Більш того, останнім часом вугільні родовища розглядаються як газувугільні, а за концепцією розробленою нещодавно Державною комісією по запасах корисних копалин України газ-метан вже розглядається як самостійна корисна копалина [9]. Сприйняття газу-метану, як самостійної корисної копалини відкриває нові (не тільки шахтні) можливості комплексного освоєння вугільних родовищ як метановугільних.

Розробка метановугільних родовищ поєднує в собі три важливі аспекти: по-перше це питання безпеки ведення гірничих робіт за газовим фактором, по-друге використання вуглеводневих газів як енергетичної та хімічної сировини та зрештою екологічні питання, тобто охорона довкілля, зокрема, зменшення шкідливих викидів в атмосферу шляхом подальшої утилізації газу-метану.

Ресурси цього корисного енергоносія в Україні оцінюються, за деякими джерелами до 25,0 трлн м³ [13], що значно перевищує ресурси природного газу. Промислові ресурси – 11,6 трлн. м³, зокрема придатні для вилучення 3,0-3,7 трлн. м³. Із загального об'єму шахтного метану, який виділяється на вугільних підприємствах (це понад 1,5 млрд м³) утилізується лише близько 10%. Тобто метан вугільних родовищ є значним резервом для нарощування власних обсягів видобутку енергетичної сировини.

Як вже відзначалося, розглядаючи вугленосну товщу, ми одночасно маємо справу з метаном вугільних пластів та газом щільних порід (пісковиків). При цьому головні закономірності генерації, вивільнення, міграції та збереження газових покладів цілком розповсюджуються на глибокі горизонти традиційних басейнів для видобутку вуглеводнів. Умови формування газових скупчень у низькопористій вугленосній товщі Донбасу цілком відповідають умовам

існування щільних колекторів глибоких горизонтів Дніпровсько-Донецької западини. У першу чергу маються на увазі пісковики з коефіцієнтом відкритої пористості до 9-10 %, які залягають у зонах поширення газового, жирного та коксового вугілля, тобто, відповідають стадіям мезокатагенезу МК2-МК4.

Наука це система знань про існування і розвиток об'єкту, що вивчається, в даному випадку – газу-метану. Фундаментальна наука розглядає цей об'єкт системно на всіх етапах його існування. Дослідження повинні базуватися на достовірних, обґрунтованих уявленнях про походження газу, тобто про первинну природу метану, про шляхи формування родовища (покладів), накопичені обсяги та форми знаходження газу в масиві, а також про умови і режими його здобичі та використання, і пов'язані з цим економічні, соціальні і екологічні питання.

Без розуміння походження метану не можна визначити обсяги видобутку. Не може бути ефективного видобутку газу якщо відсутні чіткі уявлення про умови його міграції та скупчення в конкретному родовищі. І тільки комплексний підхід до цієї проблеми дозволить вирішити її ефективно і в економічному, і в енергетичному і в екологічному сенсі.

В літературних джерелах превалюють дві протилежні гіпотези походження метану вугільних пластів. Перша, найбільш поширена, пов'язує емісію метану з процесами метаморфізму, за другою – метан та інші гази надійшли до вуглепородного масиву зонами глибинних розломів з мантиї, астеносфери, фундаменту.

Найбільш доведено, принаймі для вуглепородного масиву Донбасу, що формування газонасності масиву, відбулося за рахунок газів, генетично пов'язаних з органічною речовиною. Це стосується не тільки вугільних пластів, чи вуглепородного масиву де органічна складова концентрована, але і порід, наприклад, щільних де органіка присутня в розсіяному вигляді.

В роботі [12] обґрунтовані два способи походження газів з углефікованої органічної речовини: перший – метаноутворення, що є наслідком повільних структурних трансформацій органічної речовини під час метаморфізму; другий – метаногенерація, яка відбувається в наслідок релаксації органічною речовиною накопиченої під впливом статичних та динамічних навантажень вільної енергії. Очевидно, що обсяги газів, генерованих речовиною під механічним впливом, значно менші, ніж газів, утворених в процесі

метаморфізму. Але саме швидкоплинними процесами метаногенерації можна пояснити великі обсяги газів, що супроводжують раптові викиди вугілля порід та газу. Поточна метаногенерація це також єдиний спосіб яким можна пояснити обсяги газів що інколи видобуваються з щільних порід, тобто порід які не є колекторами, мають мінімальний сорбційний об'єм і дуже незначну сорбційну здатність.

Теоретичні розробки та отримані експериментальні дані слугували підґрунтям для розробки тектоногеохімічної гіпотези поточної газогенерації [12]. Суть запропонованої гіпотези полягає в тому, що під дією тектонічних в масиві виникають імпульсні механічні навантаження. Такі енергетичні імпульси викликають появу та розповсюдження хвилевих напруг, які спричиняють періодичну активізацію масиву та сприяють накопиченню в молекулярній структурі органічної речовини потенціалу вільної енергії. В процесі дисипації речовиною накопиченої енергії в молекулярній структурі активуються різноманітні перетворення, наслідком яких і є газогенерація.

Тектоногеохімічна модель поточної газогенерації або виділення додаткових об'ємів метану знаходиться в повній відповідності з основними законами природи і не суперечить відомим емпіричним закономірностям і практичному досвіду.

Можливість генерації метану вугільною речовиною, за певних умов, обумовлює принципові висновки:

По-перше – природні ресурси метану є відновлюваними;

По-друге – можливість управління процесами та створення технологій техногенної генерації метану, у тому числі у промислових обсягах.

На підтвердження запропонованої гіпотези в ІГТМ НАН України експериментально доведена тотожність процесів, що відбуваються в органічній речовині в процесі углефікації і під зовнішнім впливом, а також сучасними фізичними методами, підтверджена можливість накопичення в молекулярній структурі вугілля енергії достатньою для активації углефікаційних перетворень [12].

Питання походження газів є дуже важливим, самостійним але не самодостатнім. Визначившись з походженням вуглеводневих газів в масиві треба перейти до умов формування покладів, тобто накопичення та утримання газів. Значна кількість даних різних дослідників вказує на нерівномірність розподілу газів у вугленосній товщі та велику кількість відхилень газонасиченості

і газонасиченості вугленосного масиву від загальних регіональних закономірностей та вплив на це великої кількості геологічних чинників.

Специфіка метановугільних родовищ Донбасу полягає у тому, що породи, які переважно вміщують вуглеводневі гази – вугілля та пісковики – є практично непроникними, тому метан у них знаходиться, головним чином, у слабозв'язаному або нерухомому стані. Мікропоклади та локальні скупчення вільного газу у більшості випадків пов'язані з тріщинуватими зонами. Про велику роль, яку відіграє тріщинуватість у формуванні локальних скупчень вільного газу у товщі вугленосних відкладів свідчать відомості про суфлярні виділення у гірничі виробки вуглевидобувних шахт. Вивільнення метану може відбуватися унаслідок природних тектонічних або техногенних процесів, коли тріщинуватість, що виникає у зоні розущільнення, збільшує проникність вуглевміщуючих порід, підвищує рухливість фаз у системі «волога-газ» гірського масиву, сприяє формуванню зон або окремих скупчень метану, які відрізняються від фонового розповсюдження метану не об'ємом, а підвищеною тріщинно-поровою або тріщинною газопроникністю [7].

Тектонічний фактор обумовлює вторинні міграційні процеси, що полягають у перерозподілі газів, які утворилися раніше, та їхньому вибіркового накопиченню у вторинних резервуарах – газові скупчення, що виникають, пов'язані з ділянками розущільнення у породному масиві або локалізовані бар'єрами проникності у зонах літологічних та тектонічних неоднорідностей.

В ІГТМ НАН України досліджується механізм, за яким локальні антиклінальні структури розглядаються як потенційні колектори вільного метану у низькопористій вугленосній товщі [1]. Локальні антиклінальні складки ускладнюють моноклінальне залягання порід та виділяються за відхиленням гіпсометрії пласта від апроксимуючої поверхні.

Доцільність досліджень у цьому напрямку підтверджується випадками, коли під час буріння геолого-розвідувальних свердловин при перетині пісковиків мали місце викиди газу. Аналіз таких фактів засвідчив, що викиди відбувались на ділянках з наявністю локальних антиклінальних складок. Такі структури не є замкнені вгору за піднесенням пласта і з точки зору нафтогазової геології є відкритими структурами. Наявність відомих покладів природного газу у подібних структурах пояснюють переважно літологічним

виклинюванням шарів угору за піднесенням пласта. Було зроблено припущення, що екраном газового покладу можуть бути низькопроникні шари пісковика, які не зазнали під час складкоутворення деформацій, що перевищують критичні для порушення суцільності, внаслідок меншого вигину, у той час як шари пісковика, що зазнали максимальних деформацій, набули сприятливих колекторських властивостей за рахунок тріщиноутворення [6].

На засадах цієї концепції було розроблено методику прогнозування зон скупчень вільного метану у непорушеному вуглепородному масиві, яка передбачає визначення критичної та ефективної товщини пісковика у межах локальної антиклінальної складки і виділення в плані зони можливого скупчення вільного метану [10]. В процесі роботи були вирішені питання умов формування газових покладів з погляду перерозподілу води і газу шляхом взаємодії цих фаз у породному масиві. Зроблена кількісна оцінка параметрів, що характеризують колекторські властивості, які набувають гірські породи у склепінній частині антиклінальної структури, а саме: пористість - відкрита та ефективна, водо- і газонасичення, абсолютна і відносні проникності окремих фаз та відповідність цих властивостей умовам існування газових покладів [1].

В результаті проведених досліджень була обґрунтована нова модель формування пасток метану, резервуаром яких є зона розуцільнення, що виникла у склепінній частині складки за рахунок тріщиноутворення при лінійних крихких деформаціях розтягу, які перевищують критичні на розрив. Покришкою пастки слугують породи, що залягають вище, із покращеними пластичними властивостями, внаслідок чого вони залишаються непорушеними під час зминання у складку, а екраном – непроникні шари того ж пісковика за піднесенням вгору, деформація розтягу в яких не досягла гранично допустимої для порушення суцільності межі.

Утворення газового скупчення за рахунок тріщинуватості передбачає формування тріщиної пористості у десяти відсотка, газонасиченість понад 50%, при цьому залишкова водонасиченість має не перевищувати 50%, ефективна пористість не менше 2,2%, розмір тріщин 10 мікрон та більше, абсолютна проникність – десятки мілідарсі. За звичайним пластивим тиском, який складає 0,8-0,9 гідростатичного, слугувати екраном можуть пісковики з абсолютною проникністю порядку $0,1 \cdot 10^{-15}$ м². Тобто, непорушені у процесі складкоутворення шари пісковика з абсолютною

проникністю порядку $0,1 \cdot 10^{-15}$ м² (десяті частки мілідарсі) можуть слугувати екраном за мінімальними значеннями тиску, потрібного для прориву флюїдів.

Слід додати, що механізм подібний до розглянутого, має місце також у синклінальних локальних структурах низькопористих вугленосних відкладів. Запропонована методика також може слугувати для оцінки перспективності локальних синклінальних складок на наявність газових скупчень.

На цих теоретичних засадах проведено дослідження перспективних об'єктів на полі шахти ім. Засядька. У межах ділянки «Кальміуський рудник» виявлено структуру типу «структурного носу». У межах виділеної структури під час буріння 5 свердловин мали місце газопрояви у вигляді викиду газів та води.

Також перспективні структури виділені у межах поля шахти «Бутовська» ВО «Макіїввугілля». Було запропоновано проведення попередньої та поточної дегазації поверхневими свердловинами. Виконаний прогноз підтверджується газопроявом, який мав місце під час проходки східного допоміжного уклону 23 грудня 2008 року по пісковику $n_1Sn_1^1$. Ця виробка знаходиться у межах східної локальної структури, ближче до її склепіння, біля свердловини № Ш-991. Дебіт вільного метану складав понад 7,5 м³ на хвилину. Виділення метану спостерігалось на протязі тривалого часу і за період двох місяців загальний витік метану перевищив 650 тис. м³. Ці дані були використані під час підготовки проекту дегазації 4-ої західної розвантажувальної лави, де також мали місце газопрояви, які припинилися після виходу гірничих виробок за межі локальної структури.

Найбільш вагомим практичним досягненням в галузі видобутку та промислового використання газу щільних колекторів вугленосної товщі є проект, реалізований на шахті ім. О.Ф. Засядька. За реалізацію цього науково-промислового проекту колектив вчених та виробників отримав Державну премію України 2011 року у галузі науки і техніки.

В промислових умовах на шахті ім. О.Ф. Засядька апробована технологія комплексної дегазації вуглепородних масивів [11]. Вона передбачає дегазацію вуглепородного масиву, що підробляється, поверхневими свердловинами та підземними свердловинами – по три - чотири свердловини в куші та дегазацію виробленого простору трубопроводом системи газовідбору. Газ з поверхневих свердловин дегазації містить 90-98 % метану, з підземних свердловин поточної дегазації – 25-60%, а з трубопроводів

дегазації виробленого простору – 8-30 %. Ефективність комплексної дегазації доведена до 90 %. На шахті був споруджений теплоенергетичний комплекс, який включає 12 когенераційних установок і вперше доведена можливість використання шахтного газу з низькою концентрацією метану (від 25 %) і незначним його тиском на вході. За 5 років комплексом видобуто і утилізовано 170 млн. м³ шахтного газу, що дозволило скоротити викиди метану в атмосферу в еквіваленті 2,8 млн. т. CO₂. Під час утилізації видобутого метану вироблено тепло- і електроенергії на суму 215,1 млн. грн., виплати по квотах і заліки за зменшення викидів метану в атмосферу складають 315,8 млн. грн.

Практикою підтверджується, що закладені у подібні проекти принципи, підходи та критерії дегазації вуглепородного масиву в умовах Донецького басейну є успішними і відповідають світовому досвіду.

Підсумовуючи необхідно відзначити, що для розвитку видобутку нетрадиційної вуглеводневої сировини в Україні, і зокрема метану вугільних родовищ, потрібно провести значні геологорозвідувальні роботи для оцінки ресурсів та запасів газу, розробити власні нові або залучити сучасні закордонні технології та технічні засоби видобутку та переробки сировини, зробити оцінку можливої собівартості вилучаємої продукції у промислових обсягах.

1. Безручко К.А. Умови формування і збереження скупчень метану в низькопористих вугленосних відкладах / К.А. Безручко // Наукові праці УкрНДМІ НАН України : Зб. наук. пр. / УкрНДМІ. – Донецьк, 2011. – Вип. 9, Т. 2. – С. 18–28.

2. ЗАКОН УКРАЇНИ Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року // Відомості Верховної Ради України (ВВР). – 2011. – № 44. – ст.457.

3. Лукин А. Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 1. Современное состояние проблемы сланцевого газа (в свете опыта освоения его ресурсов в США) / А. Е. Лукин // Геол. журн. – № 3. – 2010. – С. 17–33.

4. Лукин А. Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 2. Черносланцевые комплексы Украины и перспективы их газоносности в Вольно-Подольи и Северо-Западном Пичерноморье / А. Е. Лукин // Геол. журн. – № 4. – 2010. – С. 7–24.

5. Лукин А. Е. Перспективы сланцевой газоносности Днепро-Донецкого авлакогена / А. Е. Лукин // Геол. журн. – № 1. – 2011. – С. 21–41.

6. Лукинов В. В. Горно-геологические условия образования скоплений свободного метана на угольных месторождениях / В. В. Лукинов // Научный вестник НГУ. – № 4. – 2007. – С. 55–59.

7. Лукинов В. В. Тектоника метаноугольных месторождений Донбасса / В. В. Лукинов, Л. И. Пимоненко. – К. : Наук. думка, 2008. – 352 с.

8. Мировой опыт и перспективы применения в Украине сейсмического метода при поисках, разведке и добыче метана угольных месторождений / А. В. Анциферов, С. В. Гошовский, Н. В. Жикаляк [и др.] // Геофизический журнал. – 2008. – № 6. – С. 3–22.

9. Рудько Г.І. Наукові і методичні основи вивчення метаносності вугільних родовищ для підрахування загальних і видобувних запасів метану / Г.І. Рудько, Калашник П.М., Ловинюков В.І. // Геолог України. – № 3. – 2009. – С. 69–70.

10. Скупчення вільного метану у непорушеному вуглепородному масиві. Методика прогнозування зон та визначення їх параметрів: СОУ 10.1.05411357.004:2005. Видання офіційне : затв. Мінвуглепромом України : надано чинності з 29 листопада 2005 / В. А. Анциферов, В. А. Баранов, А. Ф. Булат, Д. П. Гуня, М. Е. Капланець [та ін.]. – К., 2005. – 12 с.

11. Создание энергоэффективного комплекса извлечения и использования шахтного газа метана / В.В. Лукинов, В.Г. Перепелица, Б.В. Бокий [и др.] // Геотехническая механика : Межвед. сб. науч. тр. / ИГТМ НАН Украины. – Днепропетровск, 2010. – Вып. 88. – С. 3-8.

12. Тектоно-геохімічна гіпотеза утворення виходнебезпечних зон у вугільних пластах / В.В. Лукинов, Л.І. Пимоненко, О.В. Бурчак, Д.А. Суворов // Доповіді НАН України. – 2010. – № 2. – С. 114 – 118.

13. Углепородный массив Донбасса как гетерогенная среда / А. Ф. Булат, Е. Л. Звягильский, В. В. Лукинов [и др.]. – К. : Наук.думка, 2008. – 412 с.

Статья посвящена роли угольного метана как нетрадиционного углеводородного сырья, который рассматривается в качестве самостоятельного полезного ископаемого. Подчеркивается необходимость комплексного освоения угольных месторождений для промышленного использования метана, обеспечения безопасного ведения горных работ и решения экологических вопросов. Приведена тектоногеохимическая гипотеза метаногенерации. Рассмотрен механизм формирования газовых ловушек структурно-тектонического типа в низкопористой угленосной толще.

The article is devoted to the role of coal methane as unconventional hydrocarbon raw material, which is examined as independent mineral deposit. The necessity of the complex mastering of coal deposits is underlined for the industrial use of methane, providing of safe mining works and ecological questions solving. The tectonic-geochemical hypothesis of methane-generation is resulted. The mechanism of gas traps forming of structural-tectonic type is considered in a low-porous carboniferous strata.

ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ПАЛІНОРИКТОЦЕНОЗІВ У ВУГІЛЛІ ПЛАСТА n_8 ШАХТИ № 4 ВЕЛИКОМОСТІВСЬКА ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

Гоник Є.І.

Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн є важливою паливно-енергетичною базою Західної України. Продуктивними в басейні є кам'яновугільні відклади, представлені візейським та серпуховським ярусами нижнього відділу та башкирським ярусом середнього відділу і які утворюють вугленосну формацію. У вугленосній формації басейну визначено 98 вугільних пластів і прошарків вугілля, з яких 30 – робочої потужності (0,6 м). Одним із основних промислових пластів басейну є вугільний пласт n_8 . Він залягає у відкладах бужанської світи. В межах басейну даний пласт має майже повсюдне латеральне поширення та інтенсивно розробляється нововолинськими та великомостівськими шахтами, причому зберігає робочу потужність 0,6–2,3 м (за переважних значень 1,0–1,2 м) на значній площі розвитку. Загальна площа розвитку пласта досягає 820 км². Однак внаслідок розмивів і заміщень вугілля фактична площа його поширення ледь сягає 720 км².

Флористичні залишки є головним компонентом вугільних пластів. Склад рослинних решток впливає на якість вугілля, його фізико-хімічні властивості і шляхи використання в тих чи інших галузях народного господарства. Вивчення складу решток є необхідним для проведення детальної стратифікації й кореляції вугленосних розрізів, палеогеографічних і палеокліматичних реконструкцій. Палінологічне вивчення вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну проводилось А.М. Іщенко, І.І. Партикою, Н.З. Хмарським, В.К. Тетерюком, О.Г. Шварцман, А.В. Іваніною.

Головна мета палінологічного вивчення вугленосної формації басейну на даному етапі такі: дослідження залежності особливостей поховань мікроскопічних рослинних залишків від палеогеографічних умов, визначення головних вуглетворних рослинних асоціацій, виділення паліноориктоценозів за складом і співвідношеннями мікрокомпонентів, виявлення особливостей розподілу паліноориктоценозів у розрізі та умов формування вугільних пластів.

Метод паліноориктоценозів розроблений у 90-х роках ХХ ст. А. Іваніною [3]. Під терміном "паліноориктоценоз" розуміють викопне угруповання найдрібніших часток органіки. Цей метод передбачає вивчення всієї дисперсної

органіки осадових порід для отримання комплексної інформації про вік, стратиграфічне положення та генезис товщ, визначення типу дисперсної органіки з метою реконструкції палеорослинності, коректних біостратиграфічних висновків і визначення перспектив нафтогазо- і вугленосності відкладів [4].

На сучасному етапі досліджень методом паліноориктоценозів вивчено розріз пласта n_8 у шахті № 4 Великомоствська. Мацерати для дослідження люб'язно надані А.В. Іваніною та О.Г. Шварцман. Мікроскопічне вивчення об'єктів здійснювалося на біологічних мікроскопах "Біополам" та "Axiolab" при збільшенні у 200-600 раз, і супроводжувалося фотографуванням мацерату та окремих родів та видів міоспор. Загалом було вивчено 27 постійних препаратів, відібраних з розрізу вугільного пласта n_8 шахти № 4 Великомоствська.

Дослідження дисперсної органічної речовини (ДОР) проводили за методикою, викладеною у роботах А. Іваніни та ін. [3, 5]. До основних компонентів ДОР входить дві групи – гумусова і ліптинітова. До складу першої групи належать уламки вітреніту і інертніту, до складових ліптинової групи відносили спори, пилок, фрагменти мегаспор, кутикули, трахеїди та ін.

Під час палінологічного дослідження вугільного пласта n_8 визначено понад 35 родів міоспор. У розрізі вугілля шахти № 4 Великомоствська спостерігається домінування плауновидних рослин. Тут головну вуглетворну роль виконують селазинели (спори родів *Densosporites*, *Cingulizonates*), кількість яких складає у прошарку гумусового вугілля близько 70 %, а по всьому вугільному пласту до 80-90 %. Другорядну роль відіграють лепідодендрони (спори роду *Lycospora*), папороті (спори роду *Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Acanthotriletes*, *Triquitrites*, *Convolutispora*), і в меншій мірі – членистостеблові (*Punctatisporites*, *Vestispora*, *Calamospora*).

За співвідношеннями компонентів дисперсної органічної речовини та за спорами-домінантами в розрізах вугільного пласта n_8 шахти № 4 Великомоствська визначено три типи паліноориктоценозів: лікоспоровий (L), денсоспоровий (D) та змішаний (Z). Лікоспоровий тип паліноориктоценозу характеризується домінуванням міоспор

дерезовидних плауновидних – *Lycospora* (близько 80-90 %), менший вміст припадає на міоспори трав'янистих плауновидних (селагінел) – *Densosporites* (10-15 %) і *Cingulizonates* (3-5 %) і спори папоротей (*Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Callisporites*, та ін). Для денсоспорового паліноориктоценозу характерне навпаки домінування міоспор трав'янистих плауновидних, значно у менших кількостях є міоспори дерезовидних рослин (від 5 до 15 %). Спори папоротей, каламітів, членистостеблових нечисленні. У змішаному типі паліноориктоценозу міоспори головних рослинних груп є в рівних співвідношеннях, зрідка домінують спори папоротей [5].

Результати і обговорення

Пласт n_8 розрізу шахти № 4 Великомоствська (товщина 150 см) характеризується складною будовою – в ньому виділено пачку гумусового (товщиною 50 см) і пачку сапропелітово-гумусового (38 см) вугілля, що розділені аргілітовим прошарком (35 см) [7]. Вертикальний розподіл паліноориктоценозів у розрізі вугільного пласта нерівномірний. Так, знизу догори виділена така вертикальна послідовність паліноориктоценозів:

1. У прошарку гумусового вугілля:

– змішаний тип паліноориктоценозу (товщиною близько 3 см). Характеризується малою насиченістю ліптинітової речовини, а також домінуванням міоспор папоротей (77 %). Тут є роди *Callisporites*, *Granulatisporites*, *Leiotriletes*, *Cyclogranisporites*, *Raistrickia*. Міоспори плауновидних складають близько 20 % спектру. В меншій мірі трапляються міоспори ботродендронів (*Crassispora*), пилок (*Schulzospora*). Тип ДОР належить до гумусового, з переважанням уламків вітрениту;

– лікоспоровий тип паліноориктоценозу (товщиною близько 18 см). Вміст міоспор дерезовидних плауновидних коливається від 50 до 70 %. З міоспор селагінел переважають *Cingulizonates* над *Densosporites*, загальна кількість яких у сумі досягає 20-38 %. Серед папоротей значно розповсюджені роди *Granulatisporites*, *Leiotriletes*, у меншій мірі *Cyclogranisporites*, *Lophotriletes*, *Callisporites*. Каламіти (*Calamospora*), клинолисткові (*Vestispora*), пилок (*Schulzospora*, *Potonieisporites*) поодинокі. Серед інших елементів ліптинітової речовини присутня помірна кількість трахеїд, і в меншій мірі кутикули. Дисперсна органічна речовина головним чином представлена гумусовою

складовою, з домінуванням вітрениту і помірній кількості інертініту;

– змішаний тип паліноориктоценозу (товщиною близько 3 см). Характерним для цього типу є переважання міоспор плауноподібних рослин з домінуванням міоспор селагінел. Загальний обсяг міоспор плауновидних становить 90 %. Серед спор папоротей (10 %) переважають роди *Granulatisporites*, *Leiotriletes*. Є поодинокі фрагменти трахеїд. Тип ДОР – гумусовий (домінування вітрениту);

– денсоспоровий тип паліноориктоценозу (товщиною близько 25 см). Вміст *Densosporites* у даному типі паліноориктоценозу поступово зростає уверх за розрізом і складає від 42 до 92 %. Міоспори лепідодендронів присутні у кількості 2-25 %. Крім того, значне розповсюдження отримали *Cingulizonates* (2-12 %), папороті – *Acanthotriletes* (2-10 %), *Granulatisporites*, *Leiotriletes*, *Convolutispora*, *Triquitrites* (до 1 %), клинолисткові (*Laevigatosporites*).

2. Породний прошарок (аргіліт) з денсоспоровим типом паліноориктоценозу (товщиною близько 35 см).

3. Сапропелітово-гумусове вугілля з денсоспоровим типом паліноориктоценозу (товщиною близько 38 см). Характеризується доволі бідним родовим складом. Вміст міоспор родів *Lycospora* (1-10 %), *Cingulizonates* (до 5 %), *Acanthotriletes* (2-12 %). Інші міоспори *Cyclogranisporites*, *Triquitrites* є поодинокі.

4. Породний прошарок сапропелітового аргіліту з денсоспоровим типом паліноориктоценозу (товщиною 27 см).

Тобто відбувається зміна: у гумусовому вугіллі – Z (товщина прошарку, в якому визначені змішані паліноориктоценози, 3 см), L (18 см), Z (3 см), D (25 см); породний прошарок (товщиною 35 см) і сапропелітово-гумусове вугілля з денсоспоровим типом.

Серед компонентів ДОР для розрізу вугільного пласта шахти № 4 Великомоствська характерне переважання елементів гумусової групи, зокрема вітрениту. Інші компоненти – фрагменти кутикули і трахеїд – мало поширені у препаратах, і є лише в гумусовому типі вугілля.

А.Х. Смітт [8] встановив умови формування кам'яновугільних торфовищ вугільного басейну в Англії за палінологічними даними. За аналогією, дотримуючись його моделі, у формуванні вугільного пласта n_8 Львівсько-Волинського басейну можна виділити такі фази: лікоспорову, денсоспорову та проміжну. Лікоспорова фаза відповідає класичному

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

уявленню про торф'яні болота. В цей час існувала переважно деревовидна рослинність, над торфом був тонкий шар води і розкладання рослинної речовини відбувалося в анаеробних умовах. Денсоспорова фаза відповідає торфам, поверхня яких знаходилася вище рівня води в умовах високої вологості атмосфери. Проміжна фаза, коли йде за лікоспоровою, відповідає прогресивному обміненню води. Коли ж вона змінює денсоспорову, то тоді, навпаки, відповідає поступовому заглибленню.

Виходячи з вище зазначеного, на початку формування палеоторфовища вугільного пласта n_8 накопичення фітомаси відбувалося в умовах сильно обводненого середовища. В цей час серед рослин домінували деревовидні плауновидні. Пізніше відбувалося обміління води і наступала

досить тривала денсоспорова фаза, що відповідала торфам, поверхня яких знаходилася вище рівня води, та коли розкладалася переважно трав'яниста рослинність. Накопичення сапропелітово-гумусового вугілля продовжувалося в умовах обводненого торф'яного болота з розкладанням рослинних залишків в анаеробних умовах (рис. 1).

Отже, пошарове палинологічне вивчення вугільного пласта n_8 шахти № 4 Великомоствіська Львівсько-Волинського басейну дало змогу виявити закономірне чергування в розрізі палиноориктоценозів, відновити фази формування (денсоспорова, проміжна, лікоспорова) та на цій підставі реконструювати умови утворення вугільного пласта (обміління-обводнення).

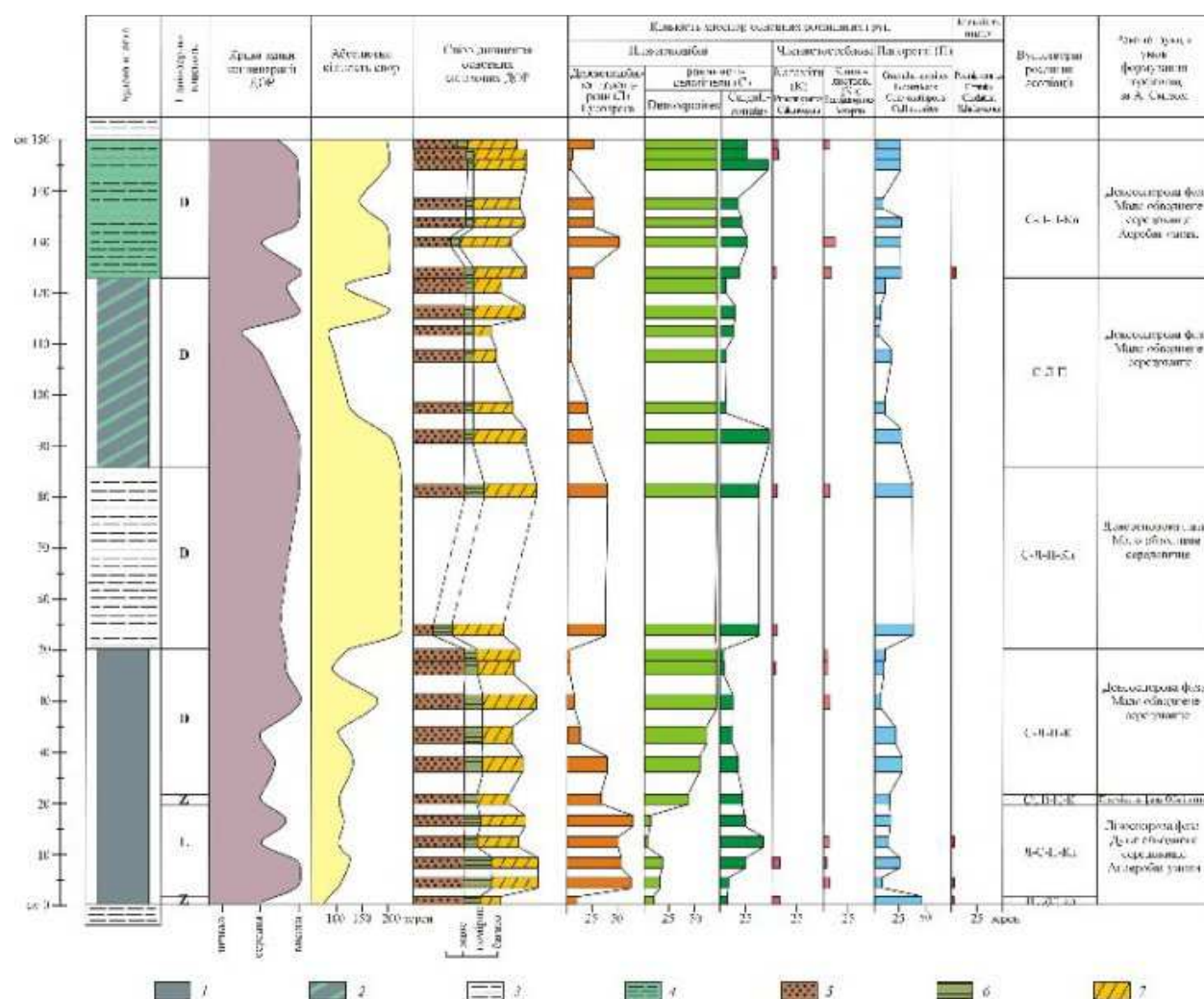


Рис. 1. Схема фаз формування та складу дисперсної органіки вугільного пласта n_8 шахти № 4 Великомоствіська Львівсько-Волинського басейну:

1 – гумусове вугілля; 2 – сапропелітово-гумусове вугілля; 3 – аргіліт; 4 – сапропелітовий аргіліт.

Складові дисперсної органічної речовини: 5 – елементи гумусової групи; елементи ліптинітової групи: 6 – кутикули, трахеїди; 7 – міоспори.

1. Иванина А.В., Шульга В.Ф. Фацально-палинологическое изучение угленосных отложений

(на примере Львовско-Волынского бассейна) // Бюлл. Моск. Об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2005. Т. 80. Вып. 5. С. 36–42.

2. Иносова К.И., Крузина А.Х., Шварцман Е.Г. Атлас микроспор и пыльцы верхнего карбона и нижней перми Донецкого бассейна. М.: Недра, 1976. 176 с.

3. Іваніна А.В., Шульга В.Ф. Фаціальнопалінологічний аналіз вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну: // Геологічний журн. № 3–4. 1996. С. 108–114.

4. Іваніна А.В. Новый підхід до вивчення палінологічних решток древніх осадових товщ // Геолого-геофізичні дослідження нафтогазоносних надр України. Львів: УкрДГРІ, 1997-1998. С. 129–135.

5. Іваніна А., Гоник Є. Умови формування вугільного пласта n_8 шахти № 1 Нововолинська Львівсько-Волинського басейну за палінологічними даними: // Вісник Львів. ун-ту. Серія геол. Вип. 24. Львів: 2010. С. 171–182

6. Крузина А.Х., Узиюк В.И., Шварцман Е.Г. Палинологическо-петрографические исследования для детального расчленения и корреляции угольных пластов Донбасса // Сов. геология. 1984. № 12. С. 53–62.

7. Угленосные формации Львовско-Волынского бассейна и их промышленное значение /

В.Ю. Забигаило, В.И. Узиюк, А.А. Муромцева и др. Отчет по НИР. Фонды ИГГГИ НАН Украины. – Львов, 1990. – 281 с.

8. Ровнина Л.В. Рассеяное нерастворимое органическое вещество или кероген // Методические аспекты палинологии. М.: Недра, 1987. С. 185–194.

9. Смит А.Х.В. Условия формирования каменноугольных торфяников // Реконструкция климатов по ископаемым углям. М.: Мир, 1968. С. 52–61.

Gonyk E.I.

The peculiarities of distribution of palynoorictocenosis of the coal bed n_8 of the mine № 4 Velykomostivska of the Lviv-Volyn basin

It is carried out investigations of dispersed organic matter of coal bed n_8 from the mine № 4 Velykomostivska of the Lviv-Volyn basin by method of palynoorictocenosis made. It is studied the composition of dispersed organic matter and systematic composition of spores. It was determined different types of palynoorictocenosis and clarified peculiarities of its distribution in the section of coal bed. By palynological data it is defined paleovegetation and picked out forming phases of coal peat bog of coal bed n_8 .

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

Н.В. Грановская, Ж.С. Кобзарева

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, grannv@sfedu.ru

В современном значении понятие о типоморфизме минералов введено в минералогию А.Е. Ферсманом в тридцатые годы XX века. Александр Евгеньевич одним из первых писал о том, что типоморфные особенности минералов можно использовать для установления генезиса минералов и как поисковые признаки при геологоразведочных работах [8].

К минералам, обладающим высокой информативностью, относится кварц. Так, кварцево-жильная минерализация может быть индикатором гидротермальных процессов различной природы и интенсивности. Одной из важнейших задач поисков золоторудных объектов является определение типоморфных свойств жильного кварца из рудных и безрудных зон [2, 4]. Такие исследования проведены нами на западном склоне Южного Урала, где в рифейских комплексах Башкирского мегантиклинория широко распространены довольно однообразные кварцевые жилы, которые при детальном изучении оказываются разными как по внешним морфологическим признакам (цвету, структуре, текстуре), так и по генезису, определяющему их отличительные геохимические и термобарогеохимические особенности. Известные здесь золоторудные проявления сконцентрированы на Авзяно-Белорецкой площади. Они имеют многоэтапную историю формирования с существенной ролью катагенных, метаморфогенно-гидротермальных и плутогенно-гидротермальных растворов [1, 3, 5, 6] и контролируются локальными зонами с обилием кварцево-жильных систем во фронтальных частях крупных взбросово-надвиговых структур. В золоторудных районах среди нижне- и среднерифейских отложений присутствуют углеродисто-глинистые сланцы и алевролиты, которые могут рассматриваться как потенциальные источники, так и вторичные коллекторы рудного вещества.

Цель работы - установление информативных минералого-термобарогеохимических признаков кварцево-жильных систем и возможности их

использования для поисков и прогнозирования на примере золотого оруденения в рифейских осадочных комплексах западного склона Южного Урала.

Методика исследований включала полевые работы и лабораторные испытания (более 400 образцов) – количественный спектральный и пробирные анализы жильного кварца, термобарогеохимический анализ флюидных включений в кварце (методами гомогенизации, вакуумной декрепитации, газовой хроматографии), статистическую обработку результатов с использованием программы «Statistica».

Морфологические особенности жильного кварца. На основании полевых геологических исследований выделено три основных морфогенетических типа жильного кварца: 1) молочно-белый сливной кварц в жилах альпийского типа, 2) голубовато-серый рассланцованный и катаклазированный кварц в зонах динамометаморфизма, 3) ожелезненный кавернозный кварц из золоторудных зон (рис. 1).

Молочно-белый сливной кварц в жилах альпийского типа является наиболее распространенным в осадочных породах Башкирского мегантиклинория; он пространственно не связан с магматическими телами и может встречаться за пределами тектонических зон. Образование альпийских жил обычно обусловлено перераспределением вещества осадочно-породного бассейна при участии собственных водных ресурсов – катагенных вод или растворов, связанных с региональным метаморфизмом погружения.

Такого типа кварц развит повсеместно в изучаемом районе в различных литологических разностях пород всех стратиграфических уровней рифея – песчаниках, алевролитах, глинистых сланцах, известняках, доломитах.

Наиболее характерны системы непротяженных маломощных жил лестничного типа в пластах кварцевых песчаников и алевролитов. Встречаются также тонкие прерывистые разноориентированные

прямолинейные, извилистые и сетчатые прожилки кварца в различных типах осадочных пород. Мощность прожилков обычно не более 1 см, реже до 20 см. Они нередко занимают в объеме пород до 5 % и более.

Если вмещающие породы представлены известняками и доломитами, то в ассоциации с жильным кварцем, как правило, присутствуют и карбонатные минералы – кальцит, анкерит,

сидерит. Так, в прослоях доломитов среди терригенных пород большеинзерской и суранской свит в основной массе жильного кварца часто встречаются железо-магнезиальные карбонаты ярко-желтого цвета, которые образуют извилистые прожилкообразные выделения, гнезда неправильной формы, оторочки в зальбандах кварцевых прожилков.



Рис. 1. Морфогенетические типы жильного кварца в рифейских осадочных комплексах Авзяно-Белорецкой площади:

а - молочно-белый сливной кварц (из жил альпийского типа), б – голубовато-серый, интенсивно катаклазированный и рассланцованный кварц (в зоне влияния Караташского глубинного разлома), в – ожелезненный кварц с видимым золотом (месторождение Улюк-Бар)

На участках известных золоторудных месторождений и рудопроявлений наблюдается повышение интенсивности развития кварцево-жильной минерализации, в том числе и жил альпийского типа, как по объему, так и по мощности прожилкования. Однако присутствие большого количества альпийских кварцевых жил является благоприятным, но недостаточным условием для перераспределения и локализации золота.

Метаморфизованный кварц - рассланцованный и катаклазированный (серый, голубой) наблюдается в жилах, тяготеющих к региональным зонам крупных тектонических разломов. Эта разновидность наиболее часто встречается в непосредственной близости к Караташскому глубинному разлому, Суранскому надвигу, на участках сгущенных субмеридиональных тектонических нарушений, а также в пределах развития локально проявленной зеленосланцевой фации метаморфизма (Ишлинская синклиналь).

Для данного минерального типа характерны многочисленные субпараллельные трещины, создающие сланцеватую текстуру. В промежутках между трещинами рассланцевания – раздробленные, катаклазированные разности кварца. Довольно часто рассланцованный и интенсивно катаклазированный жильный кварц

будинирован, что указывает на его длительную историю формирования – вероятное доскладчатое образование и преобразования в результате дислокационного метаморфизма. Первоначальная природа этого кварца затуманена, но вероятно в массовом своем проявлении это были жилы альпийского типа, образовавшиеся при глубинном катагенезе рифейских осадочных толщ.

Разности интенсивно катаклазированного полупрозрачного кварца синего и голубовато-серого оттенков встречаются в субмеридиональных динамометаморфических зонах, примыкающих к долгоживущим глубинным разломам (Караташскому, Суранскому, Зюраткульскому). Выходы голубого кварца являются маркерами участков максимальной тектоно-термальной проработки рифейских толщ. Картирование таких зон с помощью рассланцованного жильного кварца позволяет выделить места наибольших тектонических напряжений, локального проявления метабенеза рифейских толщ, к которым в региональном плане приурочены линейные зоны золоторудных полей.

В зонах развития кварца второго типа могут быть локализованы золоторудные проявления (Улюк-Бар, Кургашлинское). Однако, интенсивное развитие жильных систем с

метаморфизованным, рассланцованным, катаклазированным кварцем, как и первой разновидности альпийского типа, также благоприятно, но недостаточно для обнаружения золоторудных тел.

Брекчированный, кавернозный кварц с гидроокислами железа из кварцево-жильных систем, сопровождающих месторождения золота. Такие кварцево-жильные тела могут непосредственно вмещать золотое оруденение или повышенные содержания золота фиксируются в околожильном пространстве. Данный кварц характеризуется окраской в коричнево-желтых и розовых тонах и ассоциацией с тонко вкрапленными сульфидами. От альпийских жил он отличается большей степенью брекчирования, а от второго типа – метаморфизованных кварцев (рассланцованных в тектонических зонах) – отсутствием ярко выраженных параллельно-линейных деформаций. Для данной разновидности кварца наиболее характерно присутствие мелких включений сульфидов – пирита, реже пирротина, халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, иногда золотин в виде плоских листочков, размером до 2 мм.

Кварцево-жильные тела с повышенным содержанием золота всегда содержат интенсивно ожелезненные разности. Рудный кварц имеет характерную коричневатую окраску, обусловленную присутствием гидроокислов железа – в виде пятнистой «пропитки», пленок по трещинам, скоплениям в пустотах и кавернах. Гидроокислы железа представлены гидрогематитом, гидрогетитом, гетитом. Иногда в кварцевых жилах с крустификационным строением в зальбандах присутствуют многочисленные пустоты выщелачивания, заполненные желтой охрой, черными и коричневыми гидроокислами железа.

Присутствие кварца данного типа обязательно для золоторудных объектов – он широко распространен на месторождениях Улюк-Бар, Горный Прииск, Калашникова Жила, Кургашлинское, Рамеева жила, проявлении Лиственный, а также Суранском, Ишлинском, Интуратовском и Кагармановском перспективных участках.

Интенсивность развития кварцевых жил всех типов свидетельствует о функционировании флюидных систем, способных мобилизовать рудное вещество, переоткладывать и концентрировать его в благоприятных обстановках, контролируемых структурными и литологическими факторами; однако

присутствие только «альпийского» и «метаморфизованного» кварца является благоприятным, но недостаточным условием для золотого оруденения. Прямым признаком золоторудного процесса является широкое распространение третьего типа кварца – с гидроокислами железа, сульфидной вкрапленностью.

Геохимические особенности жильного кварца. Жильный кварц изученной территории характеризуется небольшим геохимическим спектром элементов-примесей. Наиболее стабильными примесями в кварце всех типов являются Ca, Mg, Mn, Fe. Это типоморфные элементы вмещающих рифейских толщ [1]. В разных количествах встречаются Zr, Cr, Ti, V, As, Zn, Pb, Cu, Co, Ni, Sn, Mo, Ag, Au. Для большинства кварцевых жил за пределами золоторудных зон содержания рудных элементов нестабильно и ниже, чем во вмещающих породах.

Молочно-белый кварц 1-го типа имеет наиболее сходный набор микроэлементов с вмещающими породами. Унаследованные геохимические особенности жил данного кварца от состава вмещающих пород с учетом их геологической позиции подтверждают отнесение жил к альпийскому типу. Формирование таких жил, вероятно, связано с катагенетическими процессами в рифейском осадочно-породном бассейне Башкирского мегантиклинория. Молочно-белый сливной кварц альпийских жил при сопоставлении с остальными типами имеет самые высокие концентрации «породных» микроэлементов (табл. 1), которые варьируют в зависимости от состава вмещающих пород. Так, разновидность этого кварца из прожилков в доломитах, независимо от положения в разрезе рифейских толщ, характеризуются повышенными значениями Fe, Mg, Mn, по сравнению с жилами из песчаников.

Средние значения Ca, Mg, Mn, Fe, а также Ti, V, Cr снижаются от сливных молочно-белых кварцев лестничных жил к рассланцованным кварцам. Тектонотермальная проработка в зонах динамометаморфизма повлияла на геохимическое «очищение» ранней (доскладчатой) кварцево-жильной минерализации района. Об этом свидетельствует снижение средних концентраций всех элементов-примесей в рассланцованном, катаклазированном и будинированном кварце по сравнению с недеформированными «альпийскими» жилами.

Таблица 1. Распределение средних содержаний микроэлементов в кварцах различных минералогических типов (г/т)

| Элемент | Молочно-белый кварц альпийских жил (29 анализов) | | Метаморфизованный, рассланцованный кварц (19 анализов) | | Ожелезненный кварц с сульфидами (25 анализов) | |
|---------|--|------------------------|--|------------------------|---|------------------------|
| | Среднее значение | Стандартное отклонение | Среднее значение | Стандартное отклонение | Среднее значение | Стандартное отклонение |
| Ca | 1607 | 1983 | 1000 | 1254 | 817 | 902 |
| Mg | 1104 | 1968 | 653 | 796 | 525 | 185 |
| Mn | 47 | 53 | 34 | 17 | 35 | 18 |
| Fe | 2040 | 2848 | 1431 | 1238 | 2392 | 2265 |

Кварц из золоторудных жильных систем обычно имеет более низкие средние значения «породных» элементов (Ca, Mg, Mn, Ti, V, Cr) по сравнению с безрудными альпийскими жилами. Но в нем увеличиваются количества Fe, Zr, а непосредственно на месторождениях фиксируются элементы, характеризующие золоторудный процесс Cu, Zn, Ni, Co, Ag, As, Pb, Au (табл. 2).

Так, по данным пробирного анализа на месторождении Улюк-Бар в жильном кварце с сульфидами наблюдается увеличение концентрации меди до 40-120 г/т, цинка - до 80-200 г/т, свинца - до 30-70 г/т, циркония - до 200-500 г/т, мышьяка - до 200-15000 г/т, серебра до 100 г/т. В таких образцах часто обнаруживается золото как тонкодисперсное, так и видимое.

Данные корреляционного анализа указывают на положительную связь Au с Ag, As, Mn, Ni, Co. Такие связи характерны для золоторудных объектов в терригенных комплексах с повышенной углеродистостью. По результатам факторного анализа элементов-примесей в жильных кварцах Акташского проявления золота выделяется ассоциация Zn- Ba- Co- Cr Se, влияющая на нагрузки фактора с весом в 33%. Подобные взаимосвязи в гидротермальных образованиях не могут быть объяснены их генерацией единым магматическим очагом, и вероятно обусловлены мобилизацией элементов из вмещающих пород по пути следования растворов. Отсутствует характерная положительная связь Pb-Zn-Cu-Ag – фактор, указывающий на проявление плутоногенно-гидротермальной деятельности. Все это говорит о том, что формирование золота могло быть связано с глубинными катагенными или метаморфогенно-гидротермальными процессами и мобилизацией рудного вещества из вмещающих пород.

Термобарогеохимические особенности жильного кварца. Флюидные системы, продуцирующие изученные кварцевые жилы,

характеризуются водно-солевыми и углекислотно-водными растворами с углеводородами и температурами от 175 до 290°C, вариации которых связаны с эволюционно-дискретными минералообразующими процессами, локальной и региональной зональностью кварцевожильной минерализации.

Однако среди данных вариаций можно выделить отличительный набор термобарогеохимических признаков для различных морфологических разновидностей жильного кварца. Это форма, размер газово-жидких включений, их агрегатно-фазовый состав, температуры гомогенизации, конфигурация вакуумных декрептограмм, величина флюидонасыщенности, соотношения газовых компонентов включений.

Так, для кварца альпийских жил характерна ограниченная, призматическая форма первичных включений, относительно большие размеры (5-8 мкм) и пониженные температуры гомогенизации (175-220°C); рассланцованный (метаморфогенный) кварц содержит очень редкие удлиненные, клиновидные первичные включения меньших размеров (3-5 мкм) с температурой гомогенизации 180-235°C; брекчированный, ожелезненный кварц, типичный для золоторудных участков, характеризуется огромным количеством мелких (2-4 мкм) первичных включений неправильной, овальной, серповидной формы с температурами гомогенизации газово-жидких разностей - 180-290°C.

Состав газов включений разных типов кварца сходен. Основными компонентами являются вода и углекислота, а содержание углеводородов составляет первые проценты. Однако в образцах золоторудного брекчированного, ожелезненного кварца с редкой вкрапленностью сульфидов фиксируются максимальные содержания CH₄, H₂S (4-6%), CO₂ (до 20%).

Таблица 2. Распределение микроэлементов жильного кварца в нижнерифейских терригенных породах по одной из скважин золоторудного месторождения Улюк-Бар

| Элемент | Значения по кварцевым прожилкам без золота в г/т (35 анализов) | | | Значения по жильному кварцу с видимыми сульфидами и золотом в г/т (23 анализа) | | |
|-----------|--|--------------|------------------------|--|--------------|------------------------|
| | Средние | Максимальные | Стандартное отклонение | Средние | Максимальные | Стандартное отклонение |
| Au | - | - | - | 0,01 | 240,0 | 64,1 |
| Ag | 0,0 | 100,0 | 16,9 | 0,01 | 20,0 | 6,3 |
| Cu | 30,0 | 11500,0 | 189,2 | 30,0 | 120,0 | 23,2 |
| Zn | 20,0 | 150,0 | 46,9 | 80,0 | 200,0 | 49,8 |
| Pb | 10,0 | 70,0 | 17,8 | 20,0 | 50,0 | 15,1 |
| As | 100,0 | 10000,0 | 1878,2 | 200,0 | 15000,0 | 3181,0 |
| Mo | 0,80 | 1000,0 | 228,3 | 400,0 | 1000,0 | 289,3 |
| Ni | 20,0 | 50,0 | 12,2 | 20,0 | 60,0 | 13,4 |
| Co | 5,0 | 50,0 | 10,9 | 15,0 | 60,0 | 12,2 |
| Mn | 400,0 | 3000,0 | 632,0 | 700,0 | 3000,0 | 564,8 |
| Ti | 1000,0 | 12000,0 | 2457,5 | 2000,0 | 6000,0 | 1978,9 |
| V | 30,0 | 300,0 | 62,0 | 60,0 | 200,0 | 45,0 |
| Cr | 50,0 | 200,0 | 47,2 | 100,0 | 200,0 | 52,7 |
| Sn | 1,0 | 5,0 | 1,8 | 0,01 | 3,0 | 1,0 |
| Zr | 70,0 | 500,0 | 119,4 | 150,0 | 300,0 | 95,9 |

При относительно близких температурах гомогенизации флюидных включений наиболее информативными признаками жильного кварца являются их декрепитометрические характеристики, которые можно получить экспресс-методом - вакуумной декрепитацией. Интересным фактом является частое подобие декрепитометрических характеристик кварца из альпийских жил и вмещающих эти жилы кварцевых и кварцитовидных песчаников (рис. 2). Сходность температурных параметров газовой выделения при декрепитации флюидных включений, может быть объяснена единой природой образования кварцевых жил и регенерационного кварцевого цемента за счет растворения кварцевых зерен песчаника при глубинном катагенезе. Кварц из золоторудных жил обычно обладает отличными от вмещающих пород двумодальными кривыми газовой выделения в вакууме с интенсивной декрепитацией в интервалах 120-320°C и 360-420°C. Причем второй (более высокотемпературный) пик декрепитации вероятно обусловлен взрывом мелких углекислотно-водных включений, что коррелирует с газохроматографическими данными.

Насыщенность кварца газовой-жидкими включениями может быть оценена с помощью показателя флюидонасыщенности F [7], рассчитанного в условных единицах по результатам декрепитации и соответствующего

объему газовой выделения при нагревании минерала в вакууме. Этот показатель наиболее отчетливо показывает различия между разными морфогенетическими типами жильного кварца (рис. 3).

Показатели флюидонасыщенности «рудного» кварца имеют более высокие значения по сравнению с кварцем альпийского типа, локализованного за пределами тектонических зон и золоторудных объектов. Низкие значения флюидонасыщенности характерны для рассланцованного (метаморфизованного) жильного кварца, который маркирует зоны интенсивно дислоцированных рифейских отложений вблизи глубинных разломов. Наиболее перспективные участки месторождений отличаются развитием кварцево-жильных систем с самой высокой флюидонасыщенностью, что позволяет использовать данный параметр для локального прогноза оруденения. Так, наиболее значимое месторождение района Горный Прииск характеризуется развитием жильного кварца с наиболее интенсивным газовойделением при 230-270°C - до 5000 условных единиц.

Выводы. Обобщение результатов проведенных исследований свидетельствует о широких возможностях использования типоморфизма жильного кварца для оценки перспектив малоизученных золоторудных объектов, что возможно осуществить при

относительно небольших затратах времени и средств. Наиболее важна типизация жильного кварца при поисках золота в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах.

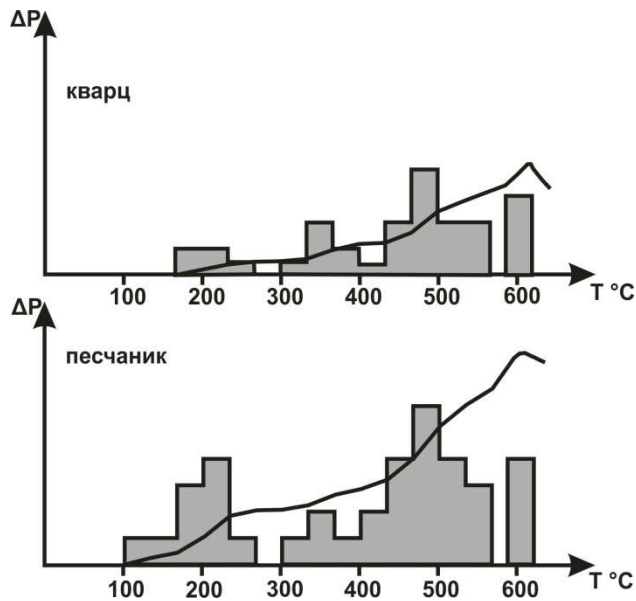


Рис. 2. Типоморфные декрептограммы кварца из альпийских жил и вмещающих кварцевых песчаников зигальгинской свиты среднего рифея: ΔP – изменение давления в капсуле декрепитометра при нагревании в вакууме, в условных единицах.

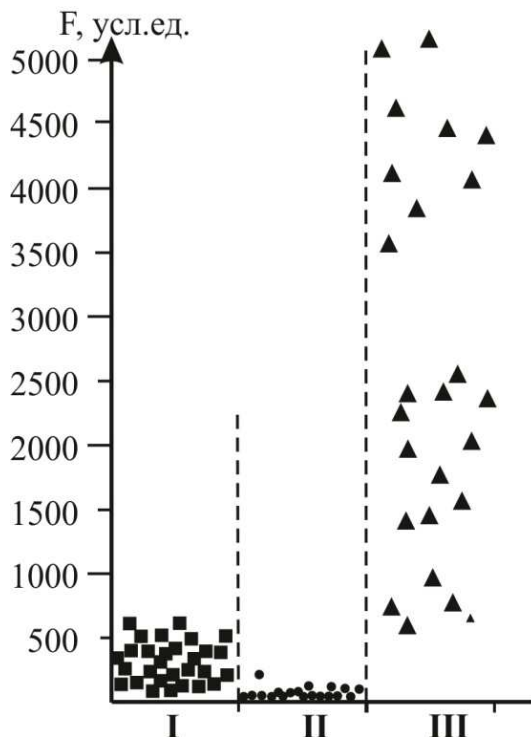


Рис. 3. Характеристика показателя флюидонасыщенности (F) в кварцах различных минералогических типов (I – альпийский, II – рассланцованный, III – «рудный»)

Несмотря на региональный характер установленных типоморфных признаков, полученные данные достаточно универсальны. Унаследованность геохимической специализации жильного кварца от вмещающих пород свидетельствует об участии в процессах минералообразования собственных ресурсов осадочно-породного бассейна. Рассланцевание, очищение кварца от примесей и флюидных включений является индикатором его метаморфических преобразований, в том числе (и особенно) в зонах динамометаморфизма. Картирование совмещенных в пространстве кварцево-жильных систем всех типов способствует оконтуриванию перспективных рудных зон. Присутствие жильного кварца третьего типа, по минералогическим показателям аналогичного рудному кварцу известных в районе месторождений золота, позволяет выделить потенциальные рудные поля. Прямым поисковым признаком месторождений, рудных тел и рудных столбов, помимо присутствия в жильном кварце сульфидной вкрапленности и типоморфных рудных элементов-примесей, является аномально высокое значение показателя флюидонасыщенности кварца.

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегаантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УО РАН, 1997. 289 с.
2. Грановский А.Г., Грановская Н.В. Классификация геохимических и термобарогеохимических признаков оруденения при локальном прогнозе золото-серебряных месторождений // Недра Востока, 1993, № 2. С. 14–17.
3. Золото Урала. Коренные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала) / В.Н. Сазонов, Н.А. Григорьев, В.В. Мурзин и др. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. 210 с.
4. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. О природе жильного кварца // Руды и металлы, № 3-5, 1994. С.118 – 124.
5. Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1999. 170 с.
6. Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера, 2011, № 4. С. 70–92.
7. Труфанов В.Н., Грановский А.Г., Грановская Н.В., Прокопов Н.С., Сианисян Э.С., Славгородский Н.И., Ушак А.Т. Прикладная термобарогеохимия. Ростов н/Д: Изд-во Ростовского университета, 1992. 172 с.
8. Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 446 с.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Granovskaya N.V. Kobzareva J.S. Typical characteristics of vein quartz for search of gold objects (for example the western slope of the Southern Ural).

The geological position, morphology, geochemical and the thermobarochemical characteristics of the vein quartz

in Riphean sedimentary complexes of the Bashkirskij Meganticlinorium have been studied. Three types of quartz-vein systems are allocated: alpine-type of quartz, metamorphic quartz, quartz with sulfides and gold. The informative signs to predicting of gold were installed.

ПАЛЕОЗОЛІСЬКИЙ КОЛІЗИЙНИЙ МАГМАТИЗМ ДОНЕЦЬКОГО СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕННЯ (ВОСТОЧНИЙ ДОНБАСС)

А.Г. Грановський, Г.В. Зеленщикова

Южный федеральный университет, ОАО «Южгеология», Россия, г. Ростов-на-Дону

В современном структурном плане Донецкое складчатое сооружение представлено флишеидными и углистыми формациями карбона, смятыми в линейные складки и надвинутыми, с одной стороны, на южный склон Воронежской антеклизы, а с другой на северный склон Ростовского сводового поднятия. В рифее, на территории, примерно совпадающей с современным Донбассом произошла перестройка структурного плана, в связи с образованием и развитием Пра-Донецкого рифта, расколом и растяжением южной окраины Восточно-Европейской плиты по глубинным разломам и отрывом от неё южных мегаблоков. После грандиозных рифейских событий наступил этап стабилизации, растянувшийся от венда до раннего девона, когда происходило накопление прибрежно-равнинных отложений, в условиях территории периодически затопляемой мелководным морем [4].

С конца раннего девона начинается новый тектонический этап, связанный с активизацией и регенерацией Пра-Донецкого рифта, растяжением, глыбовыми подвижками, образованием и оживлением глубинных разломов, подъемом недифференцированных базальтов (Приазовский комплекс) [4]. Начиная с карбона, фаза растяжения сменяется сжатием, сближением северных мегаблоков Восточно-Европейской платформы с отделившимися от неё в рифее южными мегаблоками, накоплением мощных толщ терригенно-карбонатных флишевых формаций. В результате сжатия наступила коллизия блоков в межблоковой шовной зоне с образованием взбросо-сдвигов субширотного простиранья. Коллизионные процессы на глубине, в свою очередь, привели к разогреву континентальной коры, тектоно-магматической активизации и образованию Южнодонецкого вулканоплутонического комплекса, с которыми ассоциируют субширотные трещины в Донбассе с анкеритовыми жилами и золото-арсенопиритовой и полиметалльной минерализацией. Сжатие и поднятия продолжались в перми и, вероятно, в триасе с образованием молассовых толщ к северу от Донецкого складчатого сооружения. Именно в

это время произошло образование складок и субширотных надвигов в Донбассе, а также активизация магматических очагов. К этому же времени приурочено формирование компенсационного прогиба в пределах территории соответствующей Донецкому складчатому сооружению. Таким образом, коллизионный этап включает формирование вулканоплутонического пояса и компенсационного прогиба в пределах ДСС.

В толще позднепалеозойских отложений Донецкого складчатого сооружения известны сотни мелких и средних вулканогенных и плутогенных тел, которые могут быть отнесены к трем различным магматическим комплексам: южнодонецкому, несветаевскому и миусско-керчикскому. Два последних комплекса достаточно уверенно отвечают этапу более поздней мезозойской активизации, в то время как южнодонецкий комплекс, относится к раннему карбону и может соответствовать собственно коллизионному этапу. Он представлен штокообразными телами шонкинитов (меланократовых щелочных габброидных пород), пластовыми залежами, дайкам и вулканическими образованиями от трахибазальтов до субщелочных риолитов.

О проблеме магматизма каменноугольного времени существуют различные мнения. Ряд украинских геологов [8], считали, что девонская эпоха магматизма продолжалась до нижнего карбона включительно.. Н.П.Семененко и др. [9] выделяли в карбоне самостоятельную фазу магматизма и обосновывали нижнюю границу формирования комплекса на основании радиологического определения возраста шонкинитов и щелочных трахитов (плагиопорфиров) в Фрейбургской горной академии (302 Ма) и во ВСЕГЕИ (330 Ма), как постратриаснокаменноугольную.

Наличие излившихся и туфогенных образований в нижнем и среднем карбоне неоднократно отмечалось в литературных и фондовых материалах. [8]. Так, в среднем карбоне (свита С23-смоляниновская) описаны спилиты-трахибазальты, которые имеют спилитовую текстуру (основная масса состоит из длинных лейст альбитизированного плагиоклаза,

а промежутки заполнены мелким хлоритом, лейкоксеном, рудными минералами) и шаровую отдельность, что может свидетельствовать о подводном излиянии. В этой же свите в пределах Главной антиклинали Донбасса в районе села Киреевка было описано пластовое тело кислых эффузивов, также имеющих шаровую отдельность.

В свите С24 – белокалитвенской в том же районе отмечены туфопесчаники с содержанием эффузивов до 25% (Ефанова, Зеленщикова, 1988, фондовые материалы). В центральной части свиты цемент породы представлен частично раскристаллизованным и хлоритизированным вулканическим стеклом. Обломки эффузивов оплавлены или остроугольны. В этой же свите в скважине ими описана лава андезитового состава, а в скважине на Керчикском участке встречены спилиты с миндалекаменной текстурой с элементами порфировой и гиалопелитовой текстур. Аналогичные породы описаны на Придонском участке. В каменской свите (С15) в «табачковых песчаниках» отмечены эффузивы с пилотакситовой витрифицированной флюидальной структурой и стекловатый базис среднего состава. В терригенной толще дяковской серии (нижнебашкирский подъярус) обнаружены тонкие прослои эффузивов основного состава [10]. В Матвеево-Курганской впадине в свите С13 – самарской в скважине весь терригенный разрез в 300-метровом интервале содержит в легкой фракции до 75% обломочных пород, из которых 40% представлены хлоритизированными эффузивами среднего состава.

Между Персияновским и Южнодонецким надвигами на протяжении около 250 км расположена цепочка крупных магнитных аномалий размером от 7 до 16 км в диаметре. С запада на восток располагаются Анастасьевская, Широкинская, Марьевская, Аютинская, Раздорская, Южно-Кондаковская аномалии, а в 30 км к западу-юго-западу от последней, на продолжении Кондаковского разлома, находится Веселовская аномалия. Здесь, в пределах Ростовского выступа под мезозойско-кайнозойскими отложениями на глубине 1850 м вскрыты среднезернистые базальтоиды долеритовой структуры. Аномалеобразующие объекты на Марьевской, Аютинской и Раздорской аномалиях находятся на глубинах около 3.5 км, на Южнокондаковской около 5 км и по данным ГСЗ глубины соответствуют уровню подошвы башкирского яруса [2]. Две западные аномалии – Широкинская и

Анастасьевская разбурены и вскрыт комплекс вулканогенных пород от трахибазальтов и пикритовых базальтов до щелочных риолитов. Вулканиды залегают среди осадочных пород раннего карбона, не поднимаясь выше подошвы башкирского яруса. Морфологически это куполовидные поднятия, хорошо картируемые сейсморазведкой. На Анастасьевской аномалии на глубине 500 м вскрыты вулканогенные породы, прорывающие турнейские и визейские отложения. Ниже располагается мощная толща дацитов, трахиандезитов в отдельных интервалах с лавовой текстурой, лавобречии с обломками трахиандезитов, редкие тела пикробазальтов и базальтов. Широкинская аномалия разбурена тремя скважинами и в верхней части, на уровне свиты С13, вскрыты субщелочные риолиты, по форме залегания напоминающие лакколит. Скважина, пробуренная на юго-западном крыле аномалии, вскрыла на более низком стратиграфическом уровне трахиты (плагиопорфиры) и трахиандезиты, близкие по составу трахиандезитам Анастасьевской аномалии.

Химический состав вулканитов относящихся к карбону существенно отличается от аналогичных пород девонского комплекса [5]. Значения соотношения К/Na для вулканитов девона составляет: для щелочных пикритов – 4.4, базальтов – 6.35, андезитов и андезибазальтов – 3.1. В тоже время для вулканитов нижнего карбона эти соотношения равны: для пикробазальтов – 0.25, базальтов – 0.13, средних пород – 0.18, дацитов – 0.12, субщелочных риолитов – 1.0. Это позволяет разделить эти комплексы по времени образования и по составу.

Таким образом, с начала каменноугольного времени в условиях смены процессов растяжения сжатием на рубеже визейского и серпуховского времени произошло формирование нового магматического комплекса, относящегося по нашему мнению к первой фазе Южнодонецкого комплекса (с учетом данных Н.В.Бутурлинова [3] о возрасте плагиопорфиров – 330 Ма).

Поствизейская эпоха раннего карбона считается основным периодом коллизии в палеозое на Кавказе [1] В это время произошло столкновение Кавказских микроплит с Восточно-Европейской плитой и это привело к задавливанию океанического бассейна и разогреванию сиалической коры. События на Кавказе и в Предкавказье безусловно отражались в истории Приазовского, Ростовского и Сальско-Ремонтненского блоков, ограничивающих Донбасс с юга. Разогревание сиалической коры в

результате інтенсивного сдавливания сопровождалось магматизмом первой фазы южнодонбасского вулканоплутонического комплекса. Для выяснения его геодинамической позиции использована схема последовательности операций при дискриминации петрохимических серий [7] (рис.1)

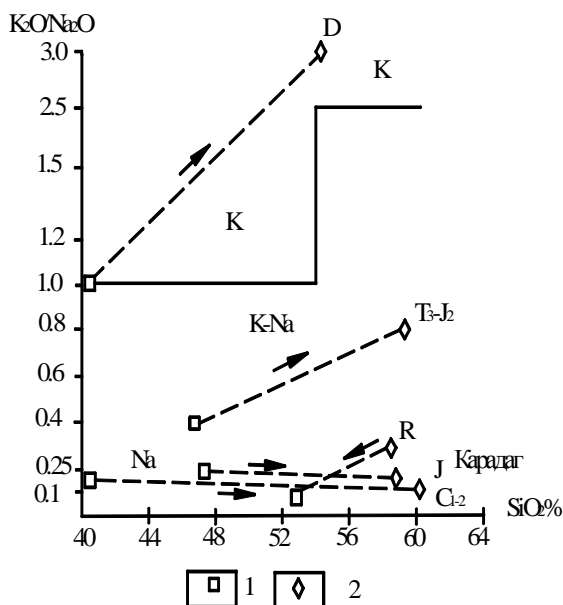


Рис. 1. Диаграмма последовательности операций при дискриминации петрохимических серий вулканитов различных магматических комплексов

1 – базиты, ультрабазиты; 2 – андезиты, андезитобазальты. Комплексы магматических пород: Самбекский комплекс (R), рифтинг (растяжение); Приазовский комплекс (D), континентальный рифтогенез (растяжение); Южнодонбасский комплекс (C1-2), сжатие; Несветаевский комплекс (T3-J2), активизация (сжатие); Карагадагский (Крым) комплекс (J) активной континентальной окраины (сжатие). Стрелками показана тенденция развития магматизма

Пересчеты показывают, что ультрабазиты, базиты и средние породы южнодонбасского комплекса относятся к натриевой известково-щелочной серии. На результирующей диаграмме эти породы попадают в зону ниже 0.25 калий-натриевого отношения, что свидетельствует о их близости к океаническому типу пород и, отчасти, к активной континентальной окраине.

Наиболее географически близкими вулканитами, связанными с коллизионными процессами является Карагадская группа вулканов Южного Крыма. Они относятся одними авторами к островным дугам энсиматического типа, другими к активной окраине континента. Для определения геодинамической обстановки

использована диаграмма Дж. Брауна AFM [6], где А-сумма щелочей, F-сумма железа в виде FeO, М-MgO (рис.2).

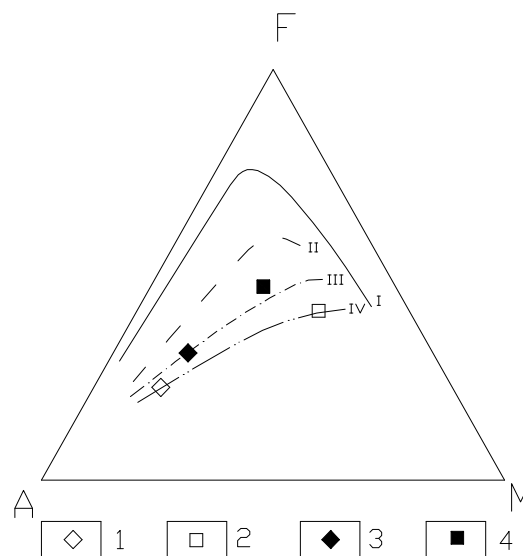


Рис.2 Диаграмма АГМ по Дж. Брауну.

1 – андезиты, андезитобазальты Южнодонбасского комплекса 1 фазы ; 2 – базиты, ультрабазиты Южнодонбасского комплекса 1 фазы; 3 – андезиты, андезитобазальты Карагадского комплекса; 4 – базиты, ультрабазиты Карагадского комплекса.

I – толеитовый тренд; II – островные дуги энсиматического типа; III – островные дуги энсиалического типа; IV – активные континентальные окраины андийского типа.

На диаграмме видна некоторая неопределенность позиции Карагадского комплекса, который в целом тяготеет к обстановке энсиалических островных дуг и очевидная приуроченность Южнодонбасских вулканитов к обстановке континентальных окраин андского типа. Начало активного вулканизма соответствует серпуховскому ярусу, а конец магматизма первой фазы относится ко времени башкирского яруса, что подтверждается отсутствием туфогенного материала в кластогенных породах московского яруса.

Описанный нами вулканно-плутонический комплекс развит только на северном и северо-западном погружении Ростовского блока между трансформными Еланчикским и Кондаковским разломами. Это, с одной стороны, говорит о том, что разные блоки в процессе коллизии перемещались по разломам неравномерно, а с другой - свидетельствует об оживлении древних трансформных разломов Прадонецкого рифта, что приводило к проникновению вулканитов в осадочный чехол и обусловило повышенную золотоносность пород этого возраста.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

1. Баранов Г.И. Геодинамика палеозойского Большого Кавказа в связи с процессами гранитообразования и метаморфизма. //В сб. тезисов докл. VII конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1991. С.56-58
2. Бородулин Н.И. Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. Киев, «Наукова Думка», т. 34, вып.5, 1972. С. 27-32.
3. Бутурлинов Н.В., Кобелев М.В. К характеристике покровных образований юго-западной окраины Донбасса. Тр. ДПИ, Донецк, 1962.С.124-132
4. Грановский А.Г., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Рышков М.М. Основные геодинамические события в палеозое на южной окраине Восточно-Европейской платформы (территория Днепровско-Донецкого складчатого сооружения) //Материалы XXXIX Тектонического совещания «Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли», М. ГИН, 2006.С.85-88.
5. А.Г.Грановский, А.В.Зайцев, Г.В.Зеленщиков, Петрохимические особенности палеозойского магматизма Донбасса в связи с геодинамическим развитием территории Ростовской области //Сб.

научных статей «Проблемы геоэкологии, прикладной геохимии и геофизики». Ростов-на-дону, изд.-во РГУ, 2005.С.34-41.

6. Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовско В.С. и др. Вулканы Карадага. Наукова Думка, 1991.
7. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991.112 с.
8. Семененко Н.П., Савченко Н.А., Бритченко А.Д. Циклы вулканизма ДДВ и Донбасса и проблема металлоносности северного склона Украинского щита. //В кн.: «Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса». Наукова Думка, Киев, 1977.С.99-106.
9. Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Наукова Думка, Киев, 1977.С.35-41.
10. Усков М.В. Тектоника южной зоны складчатости Донбасса. ФГУ РТФГИ, 1977. 176 с/

Granovskiy A.G., Zelenshikov G.V. The palaeozoic collision magmatism of the Donetsk folded construction (East Donbass).

The geodynamic setting, petrochemical features and minerageny of East Donbass complex are shown in the article.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ТЕРМО-АТМОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Грига М. Ю.

Институт геологических наук НАН Украины, griega@ukr.net

Комплексирование геологических, геохимических и термометрических методов поиска углеводородов дает возможность рассматривать важные вопросы нефтяной поисковой геологии. Они касаются прогнозирования залежей нефти и газа, определение границ залежей и поиска новых перспективных участков. Эти задачи с высокой точностью и минимальными ошибками решаются в процессе реализации структурно-термо-атмогеохимических (СТАГ) исследований. На шельфе Черного моря СТАГ комплекс исследований был впервые проведен на территории структуры «Субботина» и показал точные результаты перспектив ее нефтегазоносности [5]. На северо-западном шельфе Черного моря СТАГ исследования были проведены на территории 10 нефтегазоперспективных структур. (Рис. 1)

СТАГ комплекс исследований состоит из четырех этапов, обозначенных на схеме (Рис. 2). Структурно-геологическое обоснование территории как **первый этап** исследований

необходимо проводить для обнаружения структур разломно-блоковой тектоники. Для этого осуществляется детальный анализ геолого-структурных и геофизических карт, а также результатов космогеологических исследований. Согласно полученным результатам размечаются полигоны СТАГ исследований.

На **втором этапе** мы получаем экспериментальные СТАГ данные с помощью полевых и лабораторных исследований [6]. Экспедиционные морские исследования проводят на судне, используя герметические батометры-дегазаторы и термозонды. Батометры-дегазаторы предназначены для отбора проб придонной воды, дальнейшей ее дегазации и отбора газовых проб. Глубинность их зондирования достигает 1500 м. Термозонды измеряют температуру донных отложений, проникая в них до метровой глубины. Параллельно с измерением температуры проводятся измерения глубины дна. Все приборы представляют собой запатентованные изобретения.



Рис. 1. Карта фонда структур северо-западного шельфа Черного моря по материалам ТЦ ДГП «Укргеофизика»
Условные обозначения: 1 – скважины глубокого бурения; 2 – изобаты; 3 – локальные структуры; 4 – неантиклинальные структуры; 5 – СЭП; 6 – Скифская плита; 7 – выступы, валы; 8 – прогибы, впадины; глубинные разломы: 9 – субширотные, 10 – субмеридиональные; 11 – фонд выявленных объектов; 12 – фонд подготовленных объектов; 13 – объекты параметрического бурения; 14 – объекты поисково-разведывательного бурения; 15 – выведенные объекты с негативным результатом в 1988-2006 г.; 16 – контур месторождений; 17 – полигоны СТАГ исследований (: 1: Западно-Голицинская – Южно-западно-Голицинская – Мирна, 2: Одесская-Безымянная-Рифтовая-Осетровская, 3: Сундучная, 4-й полигон не рассматривается)

Непосередньо в експедиційних умовах проводяться вимірювання концентрацій радона. Концентрації водороду, углекислого газу, гелію, а також всіх углеводородних газів, які перераховані на схемі, визначають в лабораторії з допомогою комплексу хроматографів. Результати досліджень об'єднуються в 3 групи індикаторів нафтогазоносності – газо-углеродні, газо-структурні і температурні (Рис. 2).

Природа СТАГ індикаторів нафтогазоносності.

Газо-углеводородні індикатори. К збільшенню концентрацій углеводородних газів над нафтогазовими родовищами призводить сукупність процесів міграції. Газів з родовища рухаються через товщу покриваючих порід шляхами дифузії і фільтрації, створюючи аномальні поля концентрацій на земній поверхні [7, 8]. Часто, аномалії углеводородних газів мають кільцеобразну форму з мінімальними значеннями концентрації на своді і максимальними на крилах. В іноземних джерелах це явище отримало назву «хало-ефект» [12, 13]. Одна з причин виникнення кільцевих аномалій пов'язана з присутністю зон порушень на периферії залягання, по яких відбувається посилена фільтрація газів [8, 9].

Газо-структурні індикатори. Основним газо-структурним індикатором є радон, підвищені концентрації якого маркують розломно-трещиноваті зони з сучасною геодинамічною активністю [2, 4]. Що стосується аномалій углекислого газу або водороду, вони можуть спостерігатися в зонах підвищеної трещиноватості і проникності порід, або можуть бути генетично пов'язані з заляганням, і виникати як наслідок окислення або радіолізу углеводородів [2, 5]. Для уточнення цих взаємозв'язків необхідно використовувати математико-статистичні методи.

Аномальні концентрації гелію є індикатором прихованих геологічних процесів, які пов'язані з масопереносом речовини в верхній частині літосфери, в тому числі з тем, який здійснюється по глибинним тектонічним порушенням [2].

Температурні індикатори. Вважається, що температурні аномалії над заляганнями нафти і газу можуть виникати під впливом ряду факторів: ефекта теплової анізотропії гірських порід на антиклинальних структурах, виносу тепла нафтою і газом під високим тиском, процесів термічної деструкції нафти, її окислення [3, 4, 11]. Крім того не виключається можливість реєстрації позитивних температурних аномалій над зонами розломів [11].

Принципіальна схема структурно-термо-атмогеохімічних (СТАГ) досліджень



Рис. 2. Принципіальна схема морських структурно-термо-атмогеохімічних (СТАГ) досліджень

Цель **третьего этапа** исследований состоит в использовании математико-статистического аппарата для определения закономерностей корреляционных связей между индикаторами нефтегазоносности, расчета интегрального показателя нефтегазоносности, определения границ перспективных участков.

Для определения корреляционных связей были рассчитаны коэффициенты линейной корреляции Пирсона [10]. Была построена матрица коэффициентов парной корреляции и выделены перспективные индикаторы нефтегазоносности. Это те индикаторы, между которыми существуют средние и сильные корреляционные связи.

Для определения интегрального показателя нефтегазоносности, рассматривался каждый перспективный индикатор. Если его коэффициенты парной корреляции более чем с 40% остальных перспективных индикаторов составляли больше 0,45, он использовался для расчета интегрального показателя.

Для определения границ перспективных участков необходимо было выделить минимально-аномальные (1.5s) и аномальные (3s) значения интегрального показателя нефтегазоносности, показателя концентрации радона и температурного показателя. Этому предшествовали процедуры стандартизации, определения законов распределения величин и расчета их стандартных отклонений (s).

Для определения перспектив нефтегазоносности территории и завершения **четвертого этапа** исследований, используются объединенные карты стандартизированных интегрального показателя, температуры и концентрации радона. Они дополняются структурной картой и информацией по наличию разломных зон и космолинементов (Рис. 3).

Выводы.

На северо-западном шельфе Черного моря в пределах всех полигонов СТАГ исследований, включающие 10 структур, были выявлены перспективы нефтегазоносности.

Характерными атмогеохимическими особенностями исследуемой территории можно назвать:

- распространенность кольцевых атмогеохимических аномалий,
- повсеместную корреляцию углекислого газа и водорода с углеводородными газами, что указывает на их генетические связи,
- частую корреляцию (выше средней) метана с его гомологами, что указывает на одинаковую природу их происхождения.

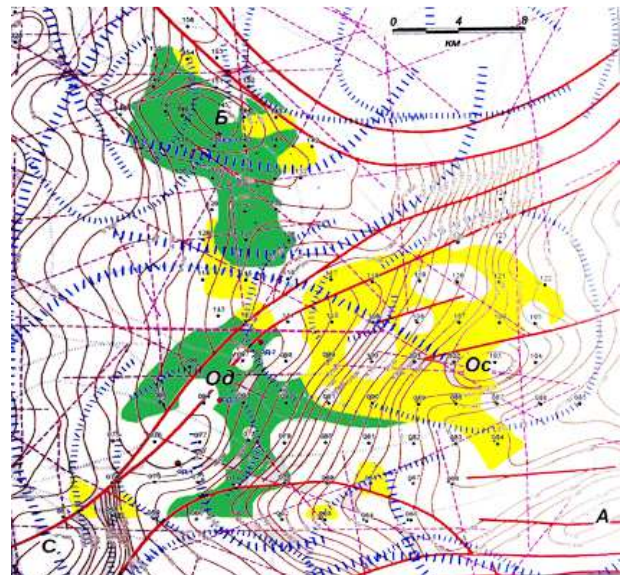


Рис. 3. Результаты СТАГ исследований на Одесском и Безымянном месторождениях. Зеленым обозначены участки, перспективные для поиска углеводородов, желтым – участки условно-перспективные для поиска углеводородов.

Основные критерии определения перспективных участков состоят в наличие аномальных значений интегрального показателя, наличие температурных аномалий и отсутствие аномалий радона. По результатам двух критериев, территория определялась как условно-перспективная.

1. Афанасьев В.В. Теория вероятностей в вопросах и задачах: уч. пособие. Ярославль: изд-во ЯГПУ им. К.Д. Ушинского, 2004. – 250 с.

2. Багрий І. Д. Прогнозування розломних зон підвищеної проникності гірських порід для вирішення геоекологічних та пошукових задач. – К.: ІГН НАН України, 2003. – 149 с.

3. Багрий І. Д., Гладун В. В., Гожик П. Ф. та ін. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Прогнозування нафтогазоперспективних об'єктів Дніпрово-Донецької газонафтоносної області з застосуванням комплексу нетрадиційних приповерхневих методів досліджень. – К.: Варта, 2007. – 535 с.

4. Багрий І. Д., Гожик П. Ф., Почтаренко В. І. Прогнозування геодинамічних зон та перспективних площ для видобутку шахтного метану вугільних родовищ Донбасу. – К.: Фоліант, 2011. – 236 с.

5. Барташевич О. В., Зорькин Л. М., Зубайраев С. Л. и др. Геохимические методы поиска нефтяных и газовых месторождений. – М., Недра, 1980. – 300с.

6. Гожик П. Ф., Багрий І. Д., Войцицкий З. Я. Та ін. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії. – К.: Логос, 2010. – 419 с.

7. Коржов Ю. В., Исаев В. И., Жильцова А. А. Проблемы нефтепоисковой геохимии и обобщающая схема миграции углеводородных флюидов. –

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 318. № 1

8. Соколов В. А. Геохимия природных газов. – М.: Недра, 1971. – 333 с.

9. Справочник по геохимии нефти и газа / под редакцией С. Г. Неручева. – СПб.: Недра, 1998. – 576 с.

10. Харченко М.А. Корреляционный анализ: Учебное пособие для ВУЗов / Л.М. Носилова. – Воронеж, 2008.

11. Чекалюк Е. Б., Федорцев І. М., Осадчий А. Г. Польова геотермічна зйомка. – К.: Наукова думка, 1974. – 103 с.

12. Horvitz L. Geochemical exploration for petroleum: Science, 1985, p.821-827.

13. Jones V.T. and Drozd R.J. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V.67, No. 6 (June 1983), p.932-952

The article deals with newly developed technique of the structural-atmogeochemical studies (STAGS). The STAGS is the integral approach to the problem of the forecast, search and recovery of hydrocarbon accumulation at the Northwestern shelf of the Black Sea. The detailed analysis of STAGS has been presented. An attempt is made here to analyses the nature of STAG indicators and integral coefficient.

ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНОГО ОТКЛИКА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ НА АКУСТИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Жирова А.М.

1. Введение.

Эксперимент «Магнитоакустический эффект» состоит в изучении влияния ультразвуковых колебаний на остаточную намагниченность (ОН) магнетитсодержащих пород. При этом изучается влияние таких параметров как время облучения, направление и амплитуда акустических колебаний. Для изучения магнитоупругих эффектов в рамках настоящих исследований использован железистый кварцит из Оленегорского месторождения Оленегорской рудной структуры.

Оленегорская рудная структура представляет собой вытянутый в северо-западном направлении овал размахом около 20 км и шириной 8-10 км (рис.1). Железистые кварциты залегают в виде линз: либо в виде линзовых ассоциаций, образующих сложную иерархическую структуру, как на Кировогорском месторождении, либо одной большой, как Оленегорское или Комсомольское месторождения. Содержание железа в руде составляет 33,14%. Руды Оленегорского и Кировогорского месторождений — железистые кварциты магнетитового, гематит-магнетитового, амфибол-магнетитового, пироксен-магнетитового и гранат-биотит-магнетитового состава. Основной рудный минерал на Оленегорском месторождении — гематит. В незначительных количествах присутствуют ильменит, марказит, пирит, халькопирит, пирротин, а также лимонит; из нерудных развиты кварц, амфибол, пироксен, биотит, мусковит и др. Месторождения Оленегорской рудной структуры имеют архейский возраст: породы Кольской полосчатой железорудной формации (КПЖФ) секутся основными дайками с возрастом 2740 млн. лет [2]. Что касается генезиса КПЖФ, то за последние сто лет было выдвинуто множество генетических гипотез, обосновывающих образование ПЖФ в ходе магматического [3], осадочного [8], вулканогенно-осадочного [7], метаморфо-метасоматического [4-6] и даже космического [1] процессов. В настоящее время большая часть исследователей принимает в качестве основного принципа образования ПЖФ химическое осадконакопление.

2. Магнитоакустические исследования

Основными направлениями магнитоакустических исследований Оленегорских железистых кварцитов является:

- влияние направления ультразвукового прозвучивания (УЗП) относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца;
- восстановление намагниченности образца с помощью процедуры УЗП.

2.1. Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца

Для эксперимента использованы 10 кубиков (ОЛ001/01; ОЛ001/02 и т.д.) размером 20х20х20 мм, полученные из образца железистых кварцитов.

Методика эксперимента заключается в циклическом размагничивании и УЗП при следующих условиях: напряженность размагничивающего магнитного поля - 200 Э, время УЗП – 318 с. Для УЗП использовалась блок-схема, в которую входят: 1) задающий генератор импульсов ГИ-1; 2) стандартные пьезоэлектрические датчики и 3) двухканальный осциллограф. В качестве датчиков в эксперименте использовались датчики-излучатели и датчики-приемники с рабочей частотой 100кГц.

Особенностью эксперимента является изменение параметров прозвучивания на различных этапах исследования. Так, на 1-м этапе УЗП выполнялось по направлению намагниченности образца. На 2-м этапе – против направления. На каждом этапе проведено по 3 цикла размагничивания и УЗП. Процедура магнитной чистки заключается в воздействии на образец переменного по амплитуде синусоидального магнитного поля.

В ходе эксперимента рассчитаны значения параметров вектора ОН: модуля (I_n), компонент (I_{nx} , I_{ny} , I_{nz}), склонения (D) и наклона вектора (I). Рассчитан также магнитный отклик образца на УЗП, а именно угол между направлением УЗП и вектором ОН, а также угол между направлениями вектора до акустического воздействия и после.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что:

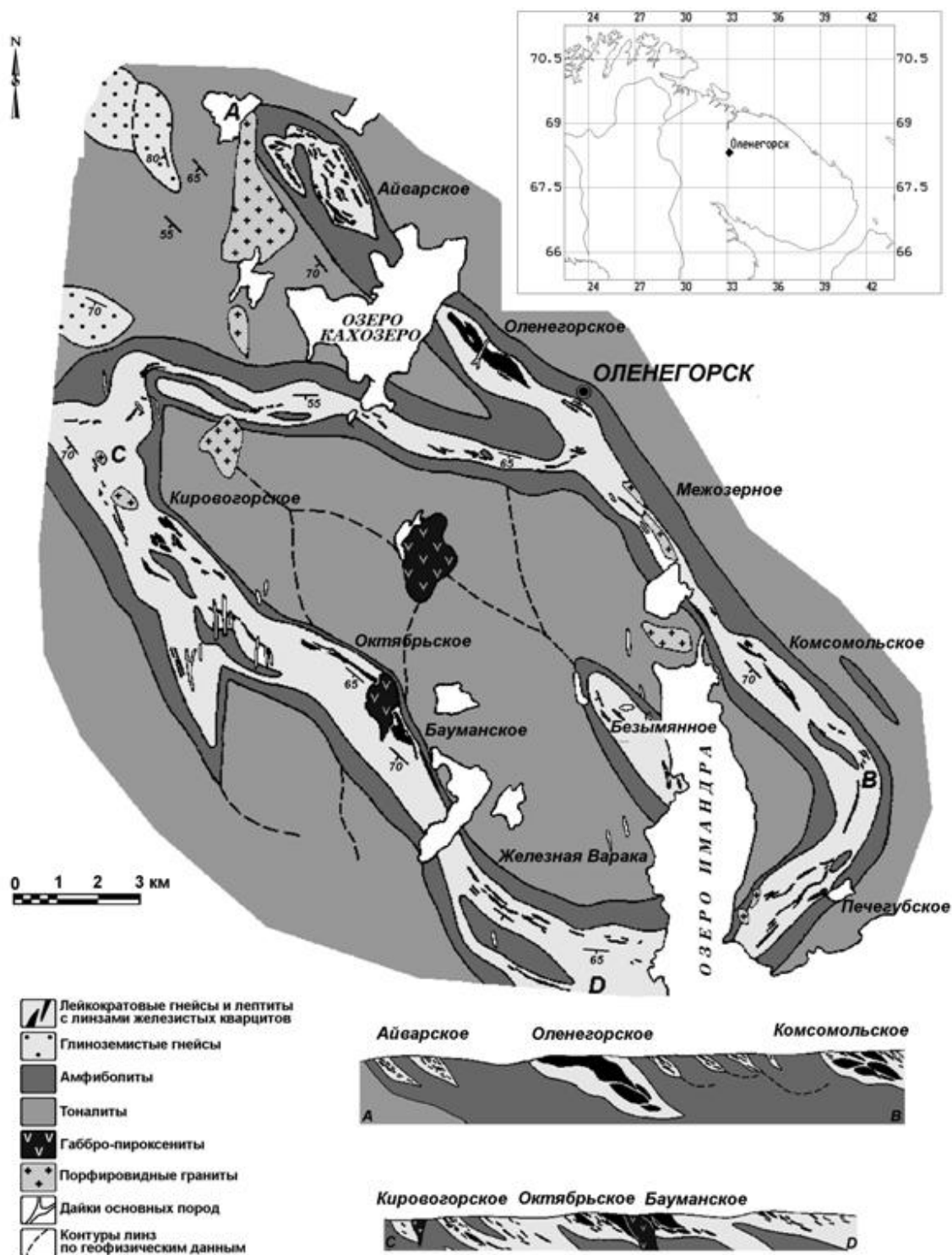


Рис.1. Геологическая карта Оленегорской структуры

А) На 1 цикле исследования наблюдается в целом увеличение значения модуля вектора ОН после УЗП. Увеличение модуля после УЗП (положительные значения отклика модуля) наблюдается для 7 кубиков из 10 (рис.2).

Характер изменения модуля после УЗП последующих двух циклах исследования

следующий: на 2-м цикле наблюдается 6 значимых уменьшений модуля и 3 – значимых увеличения (рис.3). На 3-м цикле - 8 значимых уменьшений модуля и только 1 значимое увеличение (рис.4). В обоих случаях связь между направлением УЗП и пространственным положением вектора ОН не обнаружена.

Б) Влияние направления УЗП относительно вектора ОН не установлено. На графиках (рис. 2, 3, 4) по оси абсцисс отложен угол УЗП, а по основной и вспомогательной осям ординат – угол между положением вектора до и после УЗП, а также разность модуля вектора соответственно. Как видно по рисункам, взаимосвязь между этими параметрами не установлена. Только на 1-м цикле исследований в диапазоне угла УЗП 52° – 85° можно наблюдать обратную зависимость угла поворота вектора от угла УЗП. Т.е. при

увеличении угла между вектором ОН и направлением прозвучивания вектор имеет тенденцию к сохранению своего пространственного положения (рис.2). Однако при углах УЗП в диапазоне 126° – 130° эта закономерность не прослеживается.

На последующих двух циклах связь между направлением УЗП и пространственным положением вектора ОН не обнаружена (рис.3,4).

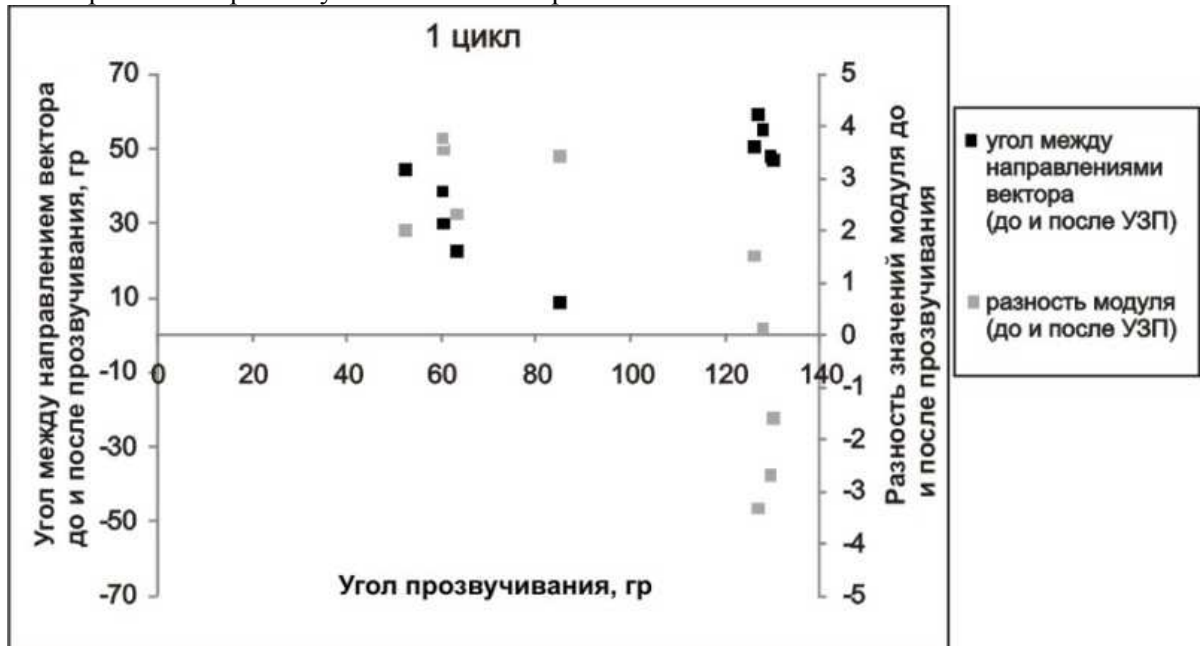


Рис.2. Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 1-м цикле

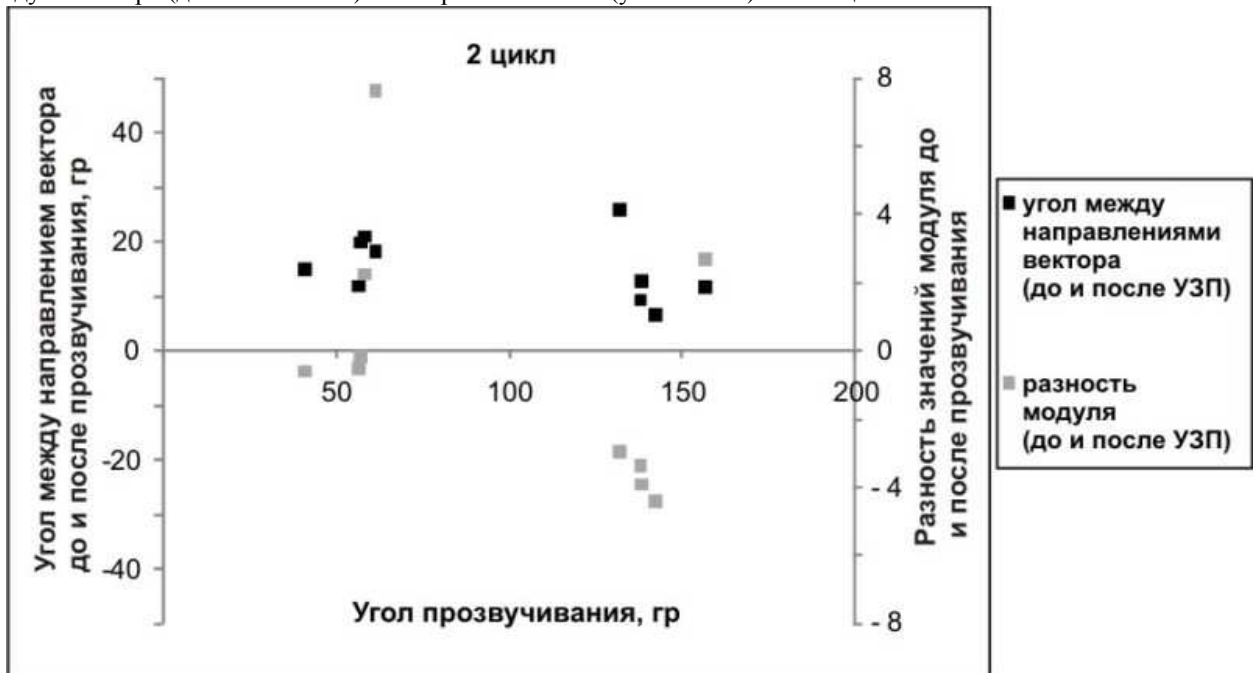


Рис.3. Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 2-м цикле

2.2. Восстановление намагненности образца с помощью процедуры УЗП

Для эксперимента использован тот же образец железистого кварцита из Оленегорской рудной структуры.

Методика эксперимента аналогична методике предыдущего исследования: предварительно размагниченный переменным магнитным полем образец подвергнут 3-м циклам УЗП. Рассчитаны основные параметры вектора ОН. На стадии анализа сравниваются исходное магнитное состояние образца и магнитный отклик на акустическое воздействие.

В результате эксперимента установлено, что восстановление намагненности образца в ходе УЗП не происходит: исходное магнитное состояние кубиков, подвергнутых процедуре размагничивания, не восстановлено. Так, по графику (рис.5) видно, что на 1 цикле исследований изменение модуля и угол между направлениями вектора ОН (после УЗП и в исходном состоянии) заметно отличаются от нуля. Аналогичные результаты получены и на последующих циклах магнитоакустического эксперимента.

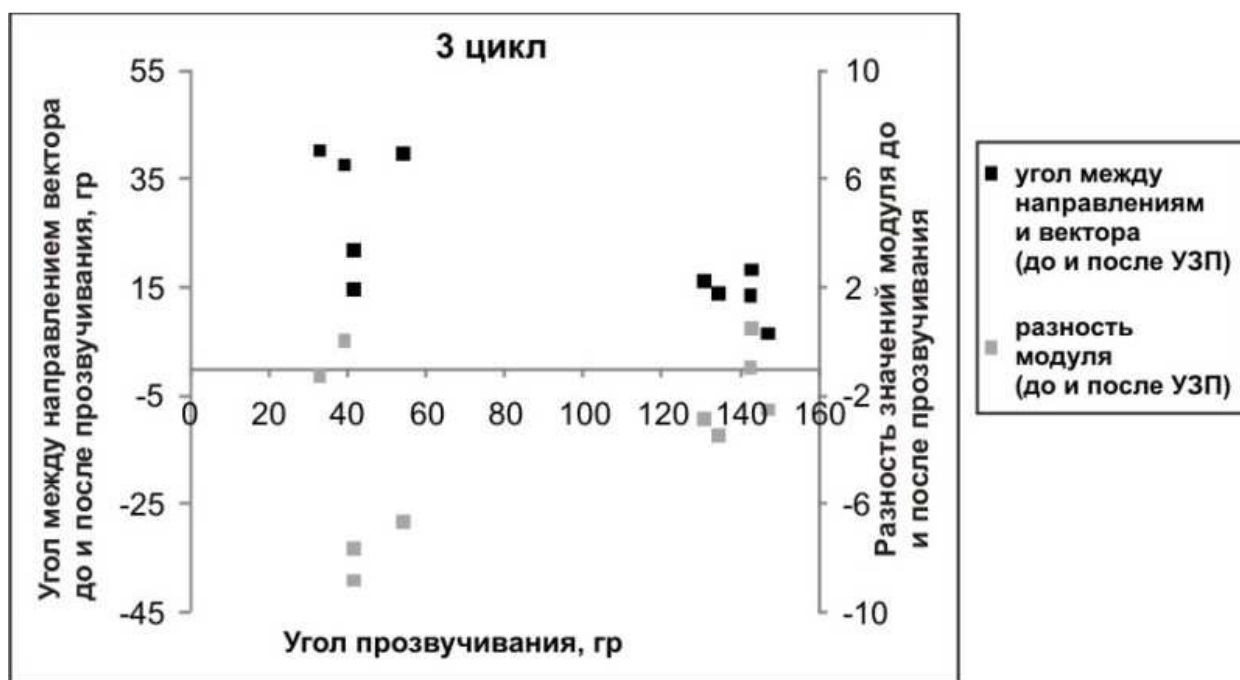


Рис.4. Зависимость угла между направлениями вектора намагненности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 3 –м цикле

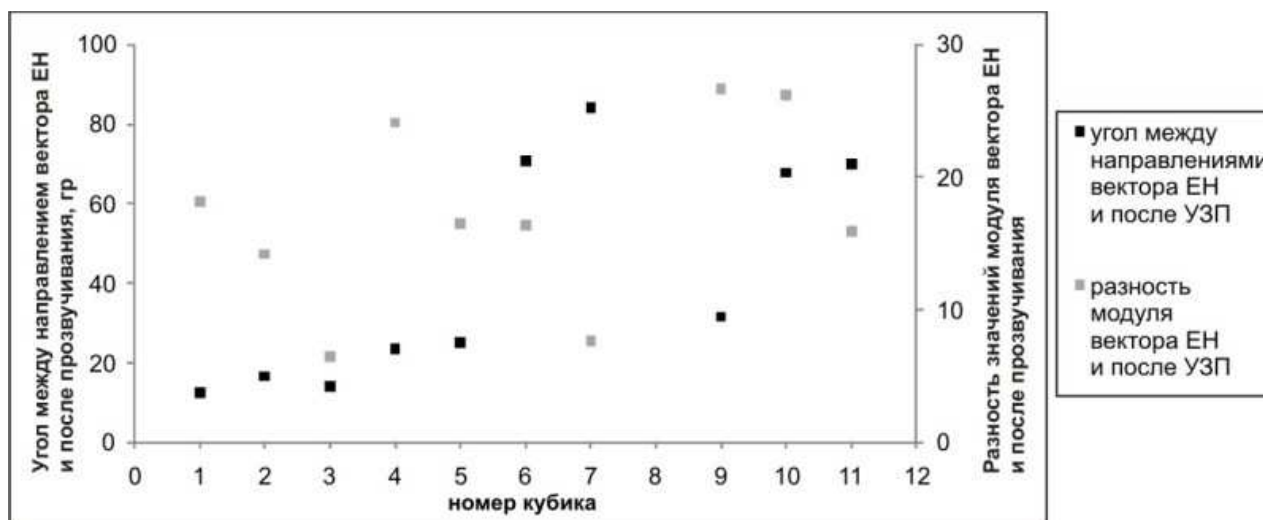


Рис.5. Разность значений модуля и угол между направлением исходного вектора ОН и параметров вектора после 1-го цикла размагничивания и УЗП

3.Резюме

В ходе магнитоакустических исследований (от 1-го цикла к 3-му) наблюдается постепенное изменение характера магнитного отклика железистых кварцитов. Так, на 1-м цикле в целом наблюдается нормальный характер магнитного отклика, т.е. увеличение значения модуля вектора после прозвучивания. На 2-м цикле - снижение количества нормальных откликов после УЗП. И, наконец, на 3-м цикле наблюдается в целом аномальное поведение модуля вектора: уменьшение значения после УЗП. При акустическом воздействии на образец под действием упругих механических деформаций происходят процессы нарушения равновесия магнитной доменной структуры, что может являться причиной движения доменных стенок. При этом происходит укрупнение одних доменов за счет других. Это приводит к росту значения модуля ОН и изменению пространственного положения вектора на 1-м цикле исследования. Однако при дальнейшем воздействии механических колебаний на магнитный образец полученная доменная структура ведет себя нестабильно, что проявляется в тенденции к уменьшению общей намагниченности образца на последующих циклах исследования.

В целом, можно сделать вывод о том, что:

- В ходе исследований железистых кварцитов наблюдается постепенное изменение характера магнитного отклика от нормального к аномальному.
- Влияние направления УЗП относительно вектора ОН не установлено.
- Восстановление намагниченности железистых кварцитов в процессе акустического воздействия не наблюдается.

1. Алиев Ш.М., Савина Е.В. О роли магнитного поля Земли в образовании докембрийских железорудных формаций // Доклады РАН, т.347, №6, С. 802-804. 1996.

2. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. У-РЬ датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский полуостров). Доклады РАН, т.360, № 5, 1998. С. 673-676.

3. Гусельников В.Н. О вулканогенном происхождении кварцитов КМА. Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, Наукова думка, с. 72-89, 1969.

4. Егоров Д.Г. Преобразование и перенос вещества в сдвиговых зонах земной коры: приложение концепции к обоснованию генезиса полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Вестник МГТУ. Т. 5, № 1, 2002. С. 141-152.

5. Егоров Д.Г. Происхождение полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Геоинформатика/GEOINFORMATIKA, 1999, № 4. С. 50-56.

6. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. М.-Л.: изд. АН СССР, 564 с., 1935.

7. Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 168с. 1963.

8. James H.L. Sedimentary facies of iron formation // Econ.Geol. V. 49, P. 235-291. 1954.

Magneto-acoustic experiment consists in studying the ultrasonic waves influence on residual magnetization of rock containing magnetite. It is studied the influence of such parameters as time of influence, direction and amplitude of acoustic fluctuations. For studying the magneto-elastic effects the ferriferous quartzite from Olenegorsk deposits of Olenegorsk ore structure is used.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРЕСТНОСТЕЙ БАЛАКЛАВЫ

Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Ступина Л.В.

Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАНУ, г. Киев,

Введение. В окрестностях Балаклавы, а именно – западнее Балаклавской бухты развит уникальный комплекс грубообломочных отложений, сложенных глыбами и валунами осадочных и магматических пород на карбонатно-глинистом цементе. Наиболее ярко эти образования проявлены в районе Западно-Балаклавского и Псилерахского карьеров, где они формируют обособленные от нижележащих нижнемеловых пород горизонты, залегающие на них с угловым несогласием.

Традиционно [6,7] считается, что эти породы отлагались в альбском веке. Однако особенности их залегания, степень цементации матрикса заставляют усомниться в их конкретном возрасте и подвергнуть ревизии некоторые существующие точки зрения.

Материал и методика. Исследуемый район расположен западнее Балаклавы. В Советском Союзе эта территория была закрыта для большинства исследователей в связи с особым режимом. Поэтому информация о ее геологическом строении до последнего времени оставалась фрагментарной, а возможность проводить систематические исследования отсутствовала.

Сейчас район более доступен, что позволяет проводить систематические геологические наблюдения в бортах отработанных и существующих карьеров, бурить многочисленные изыскательские скважины, осуществлять маршрутные съёмки. Результаты не замедлили сказаться – были установлены основные особенности геологического строения данной территории и выделены основные этапы ее развития [4,5].

При изучении района проводились комплексные геологические исследования.

С целью картирования зон тектонических нарушений был проведен ряд инженерно-технических исследований: тектонодинамические, анализ космических снимков, маршрутное обследование, геофизические работы.

Применение современного комплекса методов, независимых друг от друга методически и информационно, позволило определить реальное положение систем разломов региона, установить основные особенности

залегания различных стратиграфических единиц. Опережающие структуры и прочие разломы, дислоцирующие осадочные образования региона, выявлены в результате анализа космических снимков, геологических карт, составленных предыдущими исследователями и маршрутного обследования района работ.

Проведенный комплексный анализ топографических и геологических карт, материалов аэрофотосъёмки и космических снимков позволил установить существование в районе исследований закономерно ориентированной разломной сети древнего заложения. Ветви этой сети ориентированы в весьма ограниченном числе направлений. Большое внимание уделено изучению разномасштабных топографических и геологических карт разных годов выпуска, что дало возможность отследить динамику изменения рельефа под действием естественных и антропогенных факторов на протяжении достаточно длинного участка времени. Анализ аэро-космических снимков наряду с результатами маршрутных наблюдений позволил определить реальное положение зон тектонических нарушений и геологических границ, скрытых результатами антропогенной деятельности.

Несмотря на сложность геологического строения территории и неоднозначность данных тектоно-линеamentных исследований, благодаря применению комплекса геофизических методов, поставленная задача была решена. Геофизические профили развернуты именно в тех местах, где по геолого-геоморфологическим признакам предполагались разрывные нарушения и ориентированы вкrest этим нарушениям.

Особое внимание уделялось изучению грубообломочных отложений предположительно альбского возраста. Из них были отобраны образцы для изучения комплекса фауны. Для исключения воздействия внешнего загрязнения обследованные участки обнажений подвергались зачистке, затем в толще матрикса забивалась буровая коронка, из которой и отбирались пробы.

Основные особенности геологического строения района. Исследования проводились на западной периклинали Крымского

горноскладчатого сооружения, в пределах Балаклавского макроблока.

Для этого района характерно широкое распространение верхнеюрских (киммеридж-титонских) массивов рифогенных известняков. Они трансгрессивно залегают на терригенных отложениях средней юры, а местами – на более древних породах флиша таврической серии. Известняковые массивы представляют собой обособленные блоки, разделённые разломами и тектоническими депрессиями – грабенами, которые заполнены песчано-глинистыми породами нижнего мела. Крупнейшими тектоническими депрессиями Балаклавского макроблока являются грабены Балаклавской бухты, Васильевой балки и Безымянной балки. Вопрос о тектоническом характере границ верхней юры и нижнего мела после наблюдений в карьерах не вызывает сомнений [4,5].

На протяжении верхней юры и нижнего мела тектонические движения в районе Балаклавы носили блоковый характер, что проявилось в формировании относительно стабильных макроблоков, разделённых зонами тектонических нарушений. Цикличность развития района проявилась в накоплении толщ осадочных пород на фоне дифференцированных вертикальных движений земной коры и последующим горизонтальным подвижкам, деформировавшим нижнемеловые отложения и послуживших причиной формирования сдвигов и надвигов. В Балаклаве и её окрестностях однозначно установлено наличие значительных (несколько сотен метров) горизонтальных смещений блоков горных пород, поэтому как минимум часть известняковых массивов имеет аллохтонное залегание и местами надвинута на более молодые породы. Система Балаклавских субширотных сдвигов уникальна и сопоставима по масштабам и амплитуде смещений с Арматлукской сдвигово-надвиговой зоной, активизировавшейся в посткарангатское время [1].

Особенностью истории геологического развития Балаклавского макроблока является доминирование тектонических движений по разломам ортогональной ориентировки. Для новокиммерийской фазы орогенеза были характерны дифференцированные вертикальные движения по субмеридиональной разломной сети, а для австрийской – горизонтальные подвижки по субширотной системе Балаклавских сдвигов. В результате тектонических движений в новокиммерийскую и австрийскую фазы складчатости в районе исследований образовались несколько разделённых разрывными нарушениями

обособленных относительно стабильных макроблоков. Крупнейшими из них являются блоки Чембало, Восточно-Балаклавский, Западно-Балаклавский и Мытилино.

По нашему мнению, в пределах макроблока неотектонически активны именно субширотные сдвиги. Они хорошо проявлены в современном рельефе, на их продолжении в карьерах и в обнажениях обнаружены компенсирующие горизонтальные движения в виде складчатых неодиалокаций.

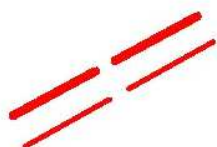
Одним из наиболее крупных тектонических нарушений, сформированных в австрийскую фазу орогенеза, является крупный разлом субширотного направления – Центрально-Балаклавский сдвиг. Он прослеживается на северном борту Псилерахского карьера, трассируется через г. Автоматчик, пересекает северную часть Западно-Балаклавского карьера. На его пересечении с грабеном Балаклавской бухты расположен тектонический узел, попытки строительства в котором привели к активизации опасных геологических процессов. Сдвиг отчетливо проявлен в рельефе и восточнее Балаклавской бухты в виде линейной отрицательной формы рельефа. Существует мнение, что с этим разломом связаны аномальные геофизические поля, так называемые «геопатогенные зоны», отрицательно влияющие на здоровье людей.

Структурная позиция и литологические особенности залегания грубообломочных отложений. Детальное обследование территории в районе Западно-Балаклавского и Псилерахского карьеров показало, что толщи грубообломочных отложений в основном пространственно связаны с зоной Центрально-Балаклавского разлома (рис. 1). Наиболее типичные обнажения находятся северо-восточнее (г. Автоматчик) и северо-западнее карьера, где грубообломочные отложения слагают толщи мощностью первые десятки метров. Основной особенностью залегания грубообломочных толщ является неоднородность их литологического состава и элементов залегания.

Моноклинальное залегание, характерное для меловых отложений Крыма, здесь не проявлено. Часто отложения залегают субгоризонтально с небольшими (до 4°) углами падения в направлении на запад-северо-запад. На отдельных участках угол падения слоёв резко увеличивается (до 60° и более) (рис. 2). Изменчивость элементов залегания – основная особенность балаклавских грубообломочных отложений.



Условные обозначения:



- зоны наиболее крупных
тектонических нарушений



- основные участки распространения
грубообломочных отложений

Рис. 1. Схема геодинамических условий распространения грубообломочных отложений западнее г. Балаклава

Следует отметить, что нижнемеловые отложения в районе Балаклавы, как правило, залегают в тектонических депрессиях (грабенах) и в настоящее время приурочены к балкам и другим понижениям. Грубообломочные толщи, напротив, не связаны с грабенами и в настоящее время образуют положительные формы рельефа, крупнейшей из которых является г. Автоматчик.

Другой, не менее важной особенностью грубообломочных отложений, является резкое изменение их литологического состава в плане и по разрезу. Грубообломочные пласты чередуются с аргиллитоподобными глинами

буровато-серого цвета. Важную информацию для понимания природы грубообломочных отложений даёт изучение состава псефитового материала и его матрикса. Фактически это не конгломераты, а слабо литифицированные брекчии (рис 3), обломочный материал которых бимодален. В основном это крупные неокатанные и слабоокатанные крупные глыбы известняка (иногда более 2 м). В подчинённом количестве присутствуют более мелкие хорошо окатанные валуны песчаников и магматических пород, очевидно, переотложенные из верхнеюрских (оксфордских) либо титон-



Рис. 2. Восточный склон г. Автоматчик. Крутое падение грубообломочных слоёв в зоне тектонического нарушения.



Рис. 3. Западный склон г. Автоматчик. Типичный облик грубообломочных отложений.

бериасовских конгломератов. При этом не окатанные глыбы известняков абсолютно доминируют в количественном отношении.

Часто, особенно в северо-западной части Псилерахского карьера, грубообломочные отложения переслаиваются с аргиллитоподобными глинами буровато-серого цвета (рис. 4)

Ранее проведенные исследования показали, что в матриксе присутствует фауна, косвенно указывающая на альбский возраст отложений (*Anomalina complanta* Reuss, *Lenticulina* sp., *Ostracoda* и *Neohibolites minimus* List.) [6,7].

При микропалеонтологическом изучении одного из образцов брекчированной породы нами был установлен следующий комплекс фораминифер: *Marssonella pseudocostata* (Ant.), *Lenticulina* ex. gr. *macra* Gorb., *Astacolus* sp., *Eoguttulina amygdala* (Terq.), *Discorbis agalarovae* Ant., *Conorbina heteromorpha* Gorb., *Epistomina caracolla* (Roemer), *Trocholina alpina* (Leupold), *Tr. elongata* (Leupold), *Tr. molesta* Gorb., а также обломки стеблей криноидей, игл морских ежей, створок остракод. Приведенный комплекс характерен для берриас-валанжинских отложений.

Другой образец содержал *Hagenowina chapmani* (Cushm.), *Nodosaria* cf. *concinna*

(Reuss), *Tristix excavatus* (Reuss), *Lenticulina gaultina* (Berth.), *L. nuda* (Reuss), *L. oligostegia* (Reuss), *L. cf. macrodisca* (Reuss), *L. secans* (Reuss), *Vaginulinopsis parallela* (Reuss), *Marginulina linearis* (Reuss), *Dentalina* sp., *Oolina apiculata* (Reuss), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *G. infracretaceous* (Moroz.), *Eponides chalilovi* Djaf. et Agal., *Cibicides polyrraphes* (Reuss), *Gavelinella djaffarovi* (Agal.), *Hedbergella globigerinelloides* (Subb.), *H. infracretacea* (Glaessner), *H. planispira* (Tapp.), *H. trocoidea* (Gand.), что подтверждает присутствие в разрезе верхнеальбских пород. Численное преобладание в данном комплексе планктонных форм указывает на осадкообразование в условиях открытого глубоководного морского бассейна.

Микропалеонтологические исследования показали, что грубообломочные отложения, возможно, сформированы в результате переотложения горных пород возрастом от бериаса до верхнего альба.

Находки фауны, характерные для глубоководного бассейна, казалось бы, должны сопровождаться и соответствующим литологическим составом отложений: тонкодисперсными глинистыми образованиями, либо, по крайней мере, алевроитово-мелкопесчанистыми. Однако вышеописанные



Рис. 4. Северо-западный борт Псилерахского карьера. Переслаивание грубообломочных толщ с аргиллитоподобными глинами.

литологические характеристики грубообломочных толщ заставляют усомниться в их глубоководном генезисе. Чёткая приуроченность к зоне разлома, состав отложений указывают на активную геодинамическую обстановку во время их формирования, и, вероятно, континентальную природу. Фактически это сейсмогравитационные образования, образованные из залегающих западнее Балаклавы пород, и, вероятно, впоследствии переработанные пролювиальными процессами.

Предположения об их сносе с юга, из района акватории Чёрного моря [6], вступают в противоречие с результатами исследований С. Бызовой [2], убедительно показавшей, что в раннем мелу снос обломочного материала происходил с севера. Да и нет необходимости искать район сноса где-то за пределами Западно-Балаклавского региона – здесь широко развиты верхнеюрские известняки и конгломераты, а также нижнемеловые аргиллиты, в результате переотложения которых и были сформированы толщи грубообломочных отложений.

Следует особо подчеркнуть, что тектонические события, происходившие в районе Балаклавы, нельзя рассматривать отдельно от этапов развития всего Крымского горноскладчатого сооружения. Удивительно, но литологических аналогов грубообломочных балаклавских толщ в альбских отложениях Горного Крыма нет [3, 8]. Это заставляет поставить под сомнение альбский возраст описываемых образований. Изолированно, обособленно от всего Крыма Балаклавский район развиваться не мог, и сейсмогравитационные отложения имели бы повсеместное распространение.

В качестве парадокса можно добавить, что наблюдения за современными отвалами вскрышных и некондиционных пород (преимущественно нижнемеловых аргиллитов) показало, что они уже прошли стадию раннего диагенеза и по своим свойствам близки к природным аналогам. В них часто наблюдается слоистость, горизонтальное залегание фрагментов плитчатых аргиллитов, переслаивание грубообломочного материала с глинистым, и, конечно же, обилие нижнемеловой фауны.

Литологическим аналогом грубообломочных отложений Балаклавы являются образования массандровской свиты, вопрос о возрасте которых является дискуссионным (верхний плиоцен-эоплейстоцен?). Это также слабо литифицированные грубообломочные отложения, сформированные за счёт

переотложения местного материала – верхнеюрских известняков и отчасти – отложений флиша таврической серии. Поэтому не исключено, что их образование грубообломочных толщ в районе г. Ялта и в окрестностях Балаклавы произошло синхронно, на протяжении относительно короткого временного этапа тектонической активизации Крыма.

Выводы.

1. Грубообломочные отложения окрестностей Балаклавы пространственно приурочены к тектоническим узлам – участкам пересечения Центрально-Балаклавского разлома с субмеридиональными и диагональными тектоническими нарушениями.

2. Генетически грубообломочные отложения относятся к сейсмогравитационным, и, отчасти, к пролювиальным.

3. Формирование толщ псефитов связано с одним из мощнейших этапов тектонической активизации Крымского горноскладчатого сооружения.

4. Вопрос о возрасте грубообломочных отложений остаётся открытым и требует дополнительного изучения.

1. Борисенко Л.С. Разрывные нарушения горного Крыма // Геол. журн., 1983. - № 2. - С. 126-129.
2. Бызова С.Л. Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюл. МОИП, отд. геол. - Т. 56, вып. 1. - С. 41-51.
3. Геология СССР. Крым. Геологическое описание - Т. VIII, ч.1. - М.: Недра, 1969. - 576 с.
4. Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Тополюк А.С. и др. Особенности тектоники юго-западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. - № 4. - С. 27-39.
5. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Тополюк А.С. и др. Новые данные о геологическом строении побережья юго-западного Крыма. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. - № 4. - С. 30-39.
6. Лысенко В.И. Эратические валуны Балаклавы – продукт альбской олистостромы // V Междунар. конф «Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона». – Симферополь, 2004. - С. 172-176.
7. Лысенко В.И. Новые данные о валунах Балаклавской котловины (Юго-Западный Крым) // Геол. журн. – 2003. - № 4. - С. 40-47.
8. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крыма. – Москва: ГНТИ геол. и охр. недр. – 1960. - 207 с.

The seismic-gravitational nature of rudaceous deposits of Balaklava's vicinities is established. Their spatial confinedness to a zone of the Central Balaklava fault is shown. The Albian age of psephitic formations is called into question.

О ПРИРОДЕ СИСТЕМ САМООРГАНИЗОВАННОЙ КРИТИЧНОСТИ

Ильченко В.Л.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт
Кольского научного центра Российской академии наук

Самоорганизованная критичность. Теория самоорганизованной критичности (СК) – это первая общая теория сложных систем, которая базируется на прочном математическом фундаменте и набирает всё больший вес в современной науке [5]. Теория СК – действенный инструмент исследователя, целью которого является ясное понимание сущности природных процессов. Автор теории – Пер Бак (американец датского происхождения).

Самоорганизованная критичность – это «крайнее равновесное» физическое состояние, спонтанно формирующееся по мере эволюции природных систем [5], за которым следует их резкое и обычно катастрофическое (по характеру) разрушение. Теория СК, по способности охватить динамику любых природных и техногенных процессов, является «эмерджентной». Многообразие эффектов СК в единстве законов внутреннего развития систем определяется четырьмя главными свойствами.

Во-первых, *прерывистое равновесие*, когда долгие периоды покоя резко прерываются катастрофами («лавинами») различных масштабов: сход снежных лавин, тектонические удары землетрясений и такие кризисные явления, как массовое вымирание биологических видов и экономические обвалы со скачками курса акций, «пробки» на автодорогах, эффекты солнечной активности (и т.д. и т.п.).

Во-вторых, *степенные законы*: соотношение «размер лавины – количество лавин» можно описать простой экспоненциальной формулой.

В-третьих, *фрактальная геометрия*: самоподобие в динамике развития систем по пространственно-временному признаку отражается в каждой из иерархических ступеней (в масштабе) и на любом из временных отрезков эволюции системы.

В-четвёртых, *консервативность*: хаотичное, на первый взгляд, пространственное распределение структурообразующих элементов в системах СК, таковым вовсе не является, причём для каждой системы оно уникально. Видимо, системы СК способны существовать в равновесно-критическом состоянии весьма продолжительное (по геологическим меркам) время, благодаря именно этому свойству.

В теории СК [5] предусмотрено всё, кроме источника энергии, постоянный приток которой необходим для активизации природных эволюционных процессов в диссипативных системах. Кроме того, в свете СК, вполне обоснованно рассматривая все системы как «кучи песка», П.Бак как бы забывает о том, что любой «песок» (гранулированная среда) является «вторичным» продуктом, который возникает и накапливается в результате разрушения более крупных структурных элементов. Этот момент объясняется тем, что разрушение протекает в соответствии с той же теорией СК (например, закон Рихтера-Гутенберга [41]) и очевидная вторичность происхождения «песчаных куч» не имеет особого значения (для этой теории).

Необходимость изучения первопричин происхождения «песчаных куч» обусловлена поиском решения жизненно важных проблем, связанных, например, с прогнозированием в геолого-поисковой области и предсказанием катастрофических землетрясений, к чему П.Бак относится скептически [5], считая геокатастрофы неизбежностью. Фатализм автора теории СК, вызван тем, что законы систем СК имеют эмпирическое происхождение, а множество попыток вывода степенных законов аналитическим путём оказалось безуспешным [5].

Всё *неизвестное* [14] в нашем мире можно разделить на две категории: *непознаваемое* – изучением которого заняты служители культа и *непознанное* – вызывающее живой интерес у лучшей части человечества (в т.ч. даже у некоторых научных работников).

По-видимому, объём научной информации, которая накоплена к настоящему времени, вполне достаточен для наступления «переломного момента» с заложением основ очередной научной парадигмы, способной сократить категорию *непознанного* (хотя бы в области Наук о Земле), о чём будет сказано ниже.

Приливо-волновой фактор. Благоприятные условия для образования месторождений (транзит и концентрация вещества) в земной коре обусловлены процессами динамической природы. Разведка запасов и добыча минерального сырья сопряжены с проведением

горных работ, в которых риск прямо зависит от напряжённого состояния пород. Поле напряжений (и протекание динамических процессов) в объектах земной коры контролирует колебательный режим, который регулярно активизируется энергией приливных волн [11].

Приливные волны в земной оболочке (твёрдые приливы) обусловлены притяжением Луны, которое снижает гравитационный потенциал Земли, чем создаёт декомпрессию пород вдоль оси, соединяющей центры планетных масс и включающей вертикальные компоненты ($\sigma_{\text{Земли}}$ и $\sigma_{\text{Луны}}$) планетарных полей напряжений. Лунный прилив «ослабляет» вертикальную земную компоненту $\Delta\sigma_{\text{Земли}} = \sigma_{\text{Земли}} - \sigma_{\text{Луны}}$, чем вызывает растяжение пород с раскрытием (и схлопыванием) трещин, которое возбуждает колебание. В благоприятных условиях (пара отражающих границ) это колебание превращает земную оболочку (и объекты в её составе), в колебательную систему с динамикой стоячей волны, которая, из-за периодичности притока приливной энергии (2 раза в сутки), способна существовать только в затухающей фазе [11].

Затухание колебаний в земной коре и динамическая эволюция систем СК описываются общей экспоненциальной формулой. Затухание стоячей волны происходит в шаговом ритме: каждый шаг начинается с появления в средней части (пучности) стоячей волны неподвижной узловой точки или «пучности деформации» [12], которая делит её на пару полуволн (мод). При этом упругие напряжения «отжимаются» колебаниями из пучности к узловым точкам, где в породе накапливаются избыточно высокие напряжения. Время «звучания» мод ограничено появлением «новых» узловых точек; из последовательности мод, подобно тому, как это происходит при затухании звука в натянутой струне ($\lambda_n = \lambda/2^n$, где λ – длина струны, λ_n – длина моды, n – её порядковый номер, $n = 0, 1, 2, \dots$ целые числа), формируется геометрическая прогрессия [23].

В общем, по мере затухания колебательной системы, её пространство заполняется множеством узловых точек, из которых формируется система компактных концентраторов избыточно высоких напряжений (типа системы узлов кристаллической решётки минералов) а реактивизация колебательной системы приливной волной «закрепляет» их положение в пространстве (чем объясняется консервативный характер систем СК), формируя «структуру волнового поля», которая

предопределяет направление и прочие иные параметры развития деструктивных процессов («лавины»), которые случаются во время всплесков динамической активности земной оболочки (включая ритмичное тектоническое расслоение с иерархией элементов расслоения по мощности) [11]. В периоды сейсмического «затишья», подобные концентраторы напряжений (или зоны аномально высоких пластовых давлений – АВПД) угрожают проведению горных работ: избыток напряжений реализуется в горных ударах, вывалах пород из стенок скважин при бурении и прочих тектоно-кессонных эффектах [8].

Механизм тектонического расслоения. Механизм расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой приливо-волновым фактором доказан построением тектоностратиграфической модели земной коры Печенгского блока (ЗКПБ) как колебательной системы [11], граничные параметры расслоения которой рассчитаны по формуле: $M_n = M/2^n$, где $M_n = L$ – длина n -й моды, $n = 0, 1, 2, \dots$ и т.д. (целые числа) – № моды, M – мощность ЗКПБ: $M = 42 \pm 2$ км (это значение взято из [33]). Сравнение верхнего фрагмента (0-12 км) модели с разрезом СГ-3 (вариации диаметра скважины и показателя упругой анизотропии керна) выявило множество совпадений интервалов пород – концентраторов избыточно высоких напряжений и модельных границ с точностью «попаданий» $\approx 74\%$ [11].

Расчёт параметров тектонического расслоения, использованный в модели расслоения ЗКПБ, предполагает, что мощность земной коры M_0 (и все параметры её тектонического расслоения) можно вычислить из размера «конечной» моды (M_k) «в обратном порядке» по формуле $M = M_n \cdot 2^n$. Длина M_k определяется расстоянием между двумя соседними вывалами одного размера в однородном породном интервале на кривой кавернометрии (КВ) скважины, а значение её n можно получать из таблиц (таб. 1, 3). Тектоно-кессонный эффект порождает трещины, повышающие коэффициент пористости и снижающие кажущееся электрическое сопротивление пород и, видимо, вариации этих свойств также подходят для измерения M_k . В соответствии с этими выводами, анализом кривой КВ для наиболее однородных интервалов СГ-3 [16], проведено уточнение мощности земной коры Печенгского блока (в устье СГ-3).

Анализ проводился следующим образом. На геолого-геофизическом разрезе из [16] были выбраны «однородные» по составу пород

інтервали: 3-4 км (актинолітизовані діабазы) і 8-9 км (мігматизовані і гранітизовані біотит-плагіоклазові гнейси). Обидва інтервали (рис.1) мають спільні риси: в варіаціях діаметра скважини (на кривій КВ) виявляються ознаки трьох мод послідовного розшарування. В інтервалі 3-4 км – це 23, 24 і 25 см, а в інтервалі 8-9 км – 50, 55 і 60 см, т.е. в кожному інтервалі можна виміряти довжину однієї з 3-х мод. Путем підрахунків встановлено, що в інтервалі 3-4 км міститься 12, а в інтервалі 8-9 км – 24 умовно «повних» породних вивала (рис.1). Розмір M_k отримано діленням потужності інтервала (1 км) на кількість вивалів: для інтервала 3-4 км $M_k=83.333(3)$ м $\approx M9$, а для інтервала 8-9 км $M_k=41.666(6)$ м $\approx M10$ (таб.1). Підстановкою цих значень в формулу $M=M_n \cdot 2^n$ отримано уточнену потужність $M_{ЗКПБ} \approx 42.67$ км.

Уточнене значення $M_{ЗКПБ}$ було використано для визначення граничних параметрів розшарування (таб.1), після чого проведено порівняння моделі з динамічним розрізом СГ-3 (рис.2). Наложення верхньої частини хвильової моделі (інт-л 0-12 км) на розріз СГ-3 (рис.2,а) показало 96.37% (таб.2) співпадіння

концентраторів надлишкових напружень з модельними границями.

При підрахунку співпадіння модельних границь з зонами вивалів було ухвалено, що половина «нових» вузлових точок (більше довгих мод) залишається на «старих» місцях: в точки М0 потрапляють вузли ділення всіх мод, в М1 – всі, крім М0, в М2 – всі крім М0 і М1 і т.д..

При аналізі моделі ЗКПБ вияснилось, що границі «довгих» мод (М2-М6) не завжди співпадають (як це внаслідок передбачалося) з вивалами максимального розміру і часто приурочені до вузлів «коротких» мод (М7-М10) із ближніх околиць вузлових точок «довгих» мод (рис.2,а). Відсутність надлишкових напружень в вузлах «самих довгих» мод, по-видимому, можна пояснити ефектом «усталості» гірських порід [20] і «оттоком» надлишкових напружень із сфери впливу довгих мод (рис.2,б) до сусідніх вузлів «коротких» мод (М8-М10).



Рис.1. Глибинні інтервали СГ-3, використані для уточнення потужності ЗКПБ.

Таблиця 1. Граничні параметри моделі тектонічного розшарування ЗКПБ.

| № моди | M0 | M1 | M2 | M3 | M4 | M5 | M6 | M7 | M8 | M9 | M10 |
|--------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|----------|----------|
| L, км | 42.67 | 21.33 | 10.68 | 5.33 | 2.67 | 1.33 | 0.67 | 0.333 | 0.167 | 0.083(3) | 0.041(6) |

Таблиця 2. Оцінка якості моделі.

| № моди | M2 | M3 | M4 | M5 | M6 | M7 | M8 | M9 |
|--|-------|-----|-----|-----|----|----|----|-----|
| Кількість модельних границь | 1 | 2 | 4 | 9 | 17 | 32 | 68 | 186 |
| Кількість співпадіння границь з інтервалами вивалів в СГ-3 | 1 | 2 | 4 | 9 | 18 | 36 | 72 | 144 |
| Точність співпадіння, % | 100 | 100 | 100 | 100 | 94 | 89 | 94 | 94 |
| Середнє арифметичне, % | 96.37 | | | | | | | |

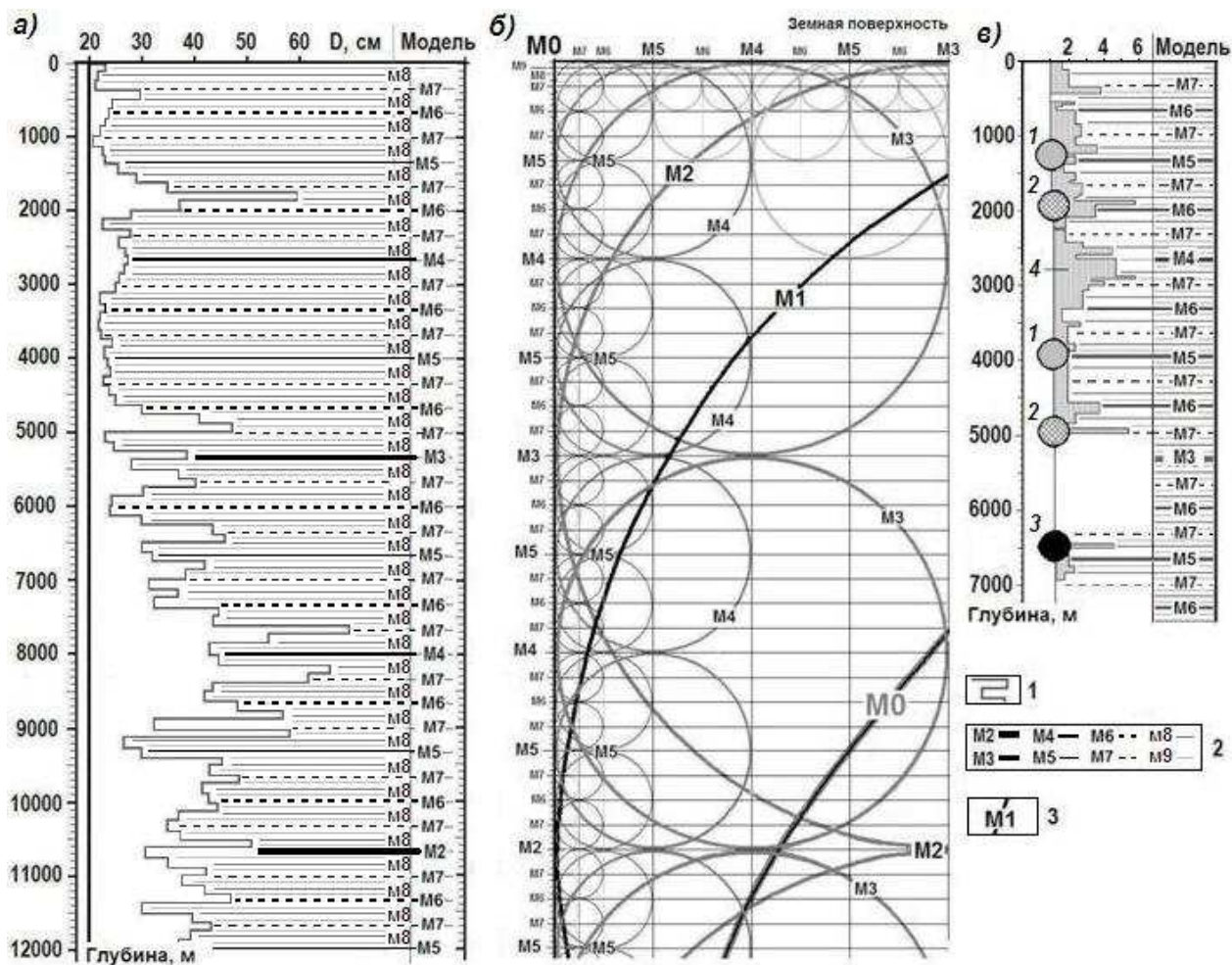


Рис.2. Наложение модели тектонического расслоения ЗКПБ как колебательной системы на: а) «динамический» разрез СГ-3: 1 – диаметр скважины D (средний по 125-метровому интервалу), 2 – модельные границы; б) сферы влияния мод: 3 – граница сферы влияния определяется окружностью, диаметр которой равен длине моды; в) интервалы – породы которых проявляют «обменные» способности (%): 1 – 0-20, 2 – 20-60, 3 – 60-100, 4 – уровень трещиноватости пород (из [27]).

Установлено также (рис.2,в), что границы «длинных мод» совпадают с глубинными интервалами, вещество которых отличается обменнспособными свойствами [17, 27, 33].

Предполагается, что в окрестностях сейсмических границ (в т.ч. «Мохо») породы, под влиянием высокой температуры и давления, находятся в нарушенной форме и насыщены флюидами, что вызывает «...течение материала и движение блоков по ослабленным слоям, находящимся в состоянии истинной пластичности...» [28]. Подобные свойства (течение и квазипластичность) являются характерными для гранулированных (сыпучих) сред [18].

Механизм тектонического расслоения [11] установлен на Балтийском щите (ЗКПБ, СГ-3), сложенном докембрийскими метаморфическими породами [17], хотя более 90% полезных ископаемых добывается из осадков [35].

Универсальный характер механизма тектонического расслоения и реальная возможность его применения на геологических объектах любого генетического типа была успешно подтверждена анализом геолого-геофизических разрезов фанерозойских осадков трёх нефтегазоносных структур Калининградской области, любезно предоставленных коллегами-геологами из ООО «Лукойл-Калининградморнефть» [11].

Система Земля-Луна. Согласно Теории Гигантского столкновения (ТГС) [42], которая признаётся большинством исследователей, ≈ 4.5 млрд лет назад прото-Земля столкнулась с планетой Тейя (размером примерно с Марс). От удара большая часть планетного вещества нагрелась до точки плавления. При этом столкновении состоялся «обмен веществом»: более плотная часть планеты Тейя досталась прото-Земле, а более «лёгкая» её часть (и

фрагменты внешней земной оболочки) была выброшена в космос. Через какое-то время, на орбите радиусом ≈ 60000 км, из этих обломков сформировалась прото-Луна. В результате W-Hf датирования лунного грунта получен возраст 4527 ± 10 млн лет [43]. На основе анализа Pb-Pb и Sm-Nd систем возраст Луны был определён как 4360 ± 3 млн. лет [40].

Земная геологическая летопись началась с появления (≈ 4.4 млрд лет назад [44]) первичной земной коры. Более древний W-Hf возраст лунных пород обусловлен тем, что первичная кора на Луне сформировалась раньше: из-за относительно небольшой массы Луна остывала быстрее и дифференциация вещества в её недрах прекратилась примерно 2.5 млрд лет назад [1].

Согласно закону всемирного тяготения, между любыми материальными точками действуют силы взаимного притяжения, прямо пропорциональные произведению масс (m_1 и m_2) этих точек и обратно пропорциональные квадрату расстояния (R) между ними: $F_{12} = (\gamma m_1 m_2 / R^2) R_{12} / R$ (γ – гравитационная постоянная, F_{12} – сила тяготения, действующая на точку с массой m_1 , R_{12} – радиус-вектор, проведённый из точки с массой m_1 в точку с массой m_2 , $R = R_{12}$). По 3-му закону Ньютона сила F_{21} – действующая на точку с массой m_2 численно равна силе F_{12} , но направлена в противоположную сторону [38]. Масса тела ($m = V\rho$) зависит от плотности (ρ) и объёма (V), объём планеты (шар): $V = 4\pi r^3 / 3$ (r – радиус шара). Если радиусы (R) планетных орбит в системе рассматривать как постоянные величины, то ключевую роль в определении силы притяжения играют переменные r и ρ . Произведение ключевых параметров $r \cdot \rho = S_A$ ($г/см^2$) является аналогом вертикальной составляющей поля напряжений в неоднородной земной коре $\sigma_z = \sum \rho_i h_i$ (ρ_i – плотность пород, h_i – мощность породного слоя). Умножение параметра S_A на ускорение свободного падения g даёт давление на опору $P = \rho g r$ или вес «столба пород» [23] ($r = h$ – высота «столба»).

Описание физических явлений в рамках фундаментальных законов строится по общему принципу и вопрос о приливно-волновом взаимодействии в системе Земля-Луна можно решать путём проведения аналогий с разделами физики, которые исследованы более детально и имеют сходство с законом всемирного тяготения, например – закон Кулона в электростатике. Кулоновская сила, как и сила притяжения, подчиняется 3-му закону Ньютона, обе силы являются центральными и потенциальными, их величины зависят от формы и размера объектов.

Физические поля – электростатическое и гравитационное – являются голономными [21]; таким образом, исследование гравитационного взаимодействия планет сводится к анализу связей в механической (геометрической) системе, образованной источниками гравитационного возмущения.

Сила тяжести ($F = mg$) и ускорение свободного падения (g), которое в классической физике также является векторной характеристикой или напряжённостью гравитационного поля [38], максимальны на поверхности планеты и постепенно убывают вдоль радиуса, обращаясь в ноль в центре, как потенциал (вектор напряжённости) электростатического поля, который убывает от эквипотенциальной поверхности вдоль радиуса в сторону центра. Гравитационная напряжённость Земли меняется вдоль её радиуса нелинейно по причине неоднородности строения и пространственных вариаций плотности вещества. По аналогии с электростатикой, назовём параметр $S_A = r\rho$ радиальной гравитационной напряжённостью (не путать с напряжённостью гравитационного поля – g).

Согласно ТГС, примем удаление Луны от Земли за инерционно ускоренное движение, возникшее при соударении, которое описывается 2-м и 3-м законами Ньютона. Второй закон Ньютона ($F = ma$) содержит две независимые величины – массу тела (m) и силу (F) и может быть применён для измерения лишь одной из них и при вычислении неизвестных масс (или сил), во 2-м законе Ньютона используют эталоны массы или силы с известными значениями [39]. Если между двумя телами, которые подвешены на длинных, тонких и неупругих нитях, происходит упругое соударение, по 3-му закону Ньютона, возникают силы отталкивания ($F = -F$), которые заставляют эти тела двигаться с ускорением. Эти силы определяются из соотношения $ma = m, a$, (a , m – эталоны), что позволяет вычислить или массу (m), или ускорение (a), если заранее известно (измерено другим способом) значение одного из этих параметров: $m = m, a / a$, $a = m, a / m$.

Земля и Луна взаимно удаляются с очень незначительным ускорением, которым можно пренебречь и, в общем, эта задача сводится к взаимодействию радиальных гравитационных напряжённостей планет (S_A). Радиус земного шара $r_z = 6371$ км, средняя плотность земного вещества $\rho_z = 5.5$ г/см³. Земля состоит из корово-мантийной оболочки (КМО) мощностью $r_{кмо} = 2900$ км и ядра, радиусом $r_{яз} = 3471$ км. Средняя плотность КМО Земли $\rho_{зкмо} = 4.6$ г/см³.

Ядро Земли состоит из твёрдого (внутреннего) ядра ($r_{\text{ятв}}=1271$ км и $\rho_{\text{ятв}}\approx 13.5$ г/см³) и жидкой оболочки ($r_{\text{яж}}\approx 2200$ км и $\rho_{\text{яж}}\approx 11.0$ г/см³) [22]. Радиус Луны $r_{\text{л}}\approx 1737.1$ км, плотность $\rho_{\text{л}}\approx 3.3$ г/см³. Луна всегда повернута к Земле одной своей стороной, поэтому её влияние в любой точке земной поверхности имеет постоянное значение и, таким образом, лунную радиальную гравитационную напряжённость можно принять за эталон и константу.

Вопрос о независимом взаимодействии внутренних масс в составе Земли, «степени их участия в создании существующего тяготения $g = 9.8$ м/с²» и формировании глубинных зон разуплотнения, как результат развития материи в направлении, обратном тяготению, был поставлен в работах [3, 4].

Радиальная гравитационная напряжённость Земли формируется массой её внутреннего ядра и корово-мантийной оболочки: $S_{\text{ЛЗ}}=r_{\text{я}}\cdot\rho_{\text{я}}+r_{\text{км}}\cdot\rho_{\text{км}}\approx 30498.5$ т/см² (внешнее ядро не учитываем из-за жидкого состояния). Радиальная напряжённость Луны (константа и эталон) вычисляется по формуле $S_{\text{ЛЛ}}=r_{\text{л}}\cdot\rho_{\text{л}}\approx 573.2$ т/см². Радиальная напряжённость Земли в ≈ 53.2 раза больше лунной, но на пути приливной волны вертикальная составляющая поля напряжений Земли (σ_z) в каждой точке испытывает мгновенное сокращение на 573.2 т/см², т.е., земное вещество в слое мощностью $r_{\text{п}}=S_{\text{ЛЛ}}/\rho_{\text{п}}$ ($\rho_{\text{п}}$ – средняя плотность вещества в слое) регулярно подвергается ударно-импульсному воздействию.

Приливная волна. Приведённые выше вычисления указывают на то, что приливные волны должны были существенно влиять на динамическую эволюцию Земли на протяжении всей истории её существования. Несмотря на существенный прогресс науки за последние два века, природа гравитации продолжает оставаться загадочной [21].

Вселенная – это «пустота» (плотность межзвёздной среды $\sim 10^{-23}$ – 10^{-21} кг/м³), в которой рассеяны различные объекты (от скоплений галактик до космической пыли) [26]. Все частицы материи (атомы) обладает массой и гравитационным полем. Эти поля образуют общее гравитационное поле Вселенной и каждый космический объект (область аномальной концентрации атомов) создаёт гравитационное возмущение, пропорциональное его массе.

Пребывание материи в газовом, жидком, твёрдом и плазменном агрегатных состояниях определяет степень свободы частиц, а их активность прямо зависит от температуры и мало зависит от физических полей [38]. При контакте

частиц в броуновском движении возникают слабые гравитационные возмущения. Понижение температуры превращает газ в жидкость, а жидкость – в твёрдый кристалл, где частицы теряют свободу. Напряжения и гравитационные возмущения в кристаллах возникают из-за дефектов кристаллической решётки (дислокации) и наличия изоморфных примесей [29]. Эти напряжения вносят вклад в дестабилизацию поля напряжений в полиминеральных породных объектах, создавая предпосылки к деформациям и разрушению, что в контексте работы, можно считать главным свойством твёрдых сред.

Горные породы в составе КМО Земли имеют разное происхождение и отличаются заметными вариациями физических свойств. Динамическая эволюция Земли, на раннем этапе, способствовала неоднородному распределению в земной коре объектов, контрастирующих с вмещающими породами по плотности и вызывающих гравитационные аномалии – предмет изучения гравитационной разведки [7], которая активно используется в современной геолого-поисковой практике.

Взаимодействие гравитационных сил в системе Земля-Луна вызывает эффекты, из которых наиболее известны морские приливы – две «выпуклости» на противоположных сторонах Земли: одна – на стороне, обращённой к Луне, а другая – на противоположной стороне, наиболее удаленной от Луны (рис.3). Приливная «выпуклость» обусловлена «ослаблением» гравитационного поля Земли лунной массой, в результате чего обращённая к Луне сторона земного шара испытывает деформацию. Когда Луна и Солнце оказываются на одной линии (в сизигиях), происходит сложение их приливообразующих сил, в результате чего эта деформация достигает максимального значения. Появление второй «выпуклости» (на диаметрально противоположной стороне) объясняется законом Гука; вращение Земли вокруг полярной оси приводит к эффекту миграции пары (полусуточных) приливных волн.

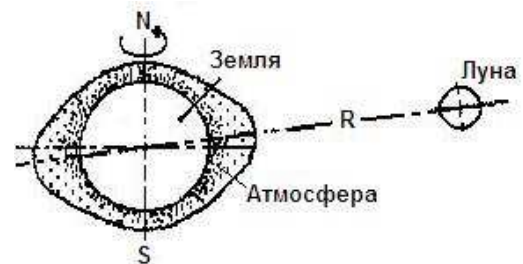


Рис.3. Лунная приливная волна в атмосфере и гидросфере Земли [9].

Происхождение приливных волн в океане и атмосфере трудно объяснить лишь лунно-солнечным притяжением, т.к. газы и жидкости не «склонны» к сдвиговым деформациям. Превышение уровня земной поверхности в твёрдом приливе достигает 50 см. В открытом океане приливная волна имеет примерно ту же высоту, которая существенно возрастает в условиях мелководья прибрежных зон [9]. Аналогами приливных волн являются солитоны: волна цунами, которая возникает от энергии тектонических ударных волн (землетрясений) в земной коре и «канальная волна» - солитон Рассела [34] – следствие «накачки» энергии в водную область турбулентности перед форштевнем идущего судна и, в общем, океаническая приливная волна переносится «на плечах» твёрдого прилива.

К настоящему времени уже не осталось сомнений, что приливные волны в литосфере являются главной причиной (триггерами) сейсмических событий [32]. Современные методы наблюдения откликов Земли на приливно-волновое воздействие заключаются в регистрации возмущений в геофизических полях.

Наблюдение откликов Земли на приливно-волновое воздействие осуществляют путём регистрации возмущений в геофизических полях (микросейсмических, пьезоэлектрических и прочих эффектов). Начало приливно-волновой эмиссии обычно совпадает с максимальным значением «приливной силы» (рис.4, [2]).

Во всплеске геоакустических шумов обнаружена частотная модуляция: начало эмиссии совпадает с «пиком» приливной силы и её амплитуда волнообразно нарастает; при этом шумы с частотой 5.5 Гц [2], также начинающиеся на «пике» приливной силы, имеют одну

особенность: нарастание амплитуды до максимального значения продолжается ≈ 4 часа, а затем резко «обрывается» до «фоновому» уровня, причём размер этой «временной задержки» всегда один для разных точек наблюдения (не зависит от широты и долготы) [2]. Отсюда следует, что приливно-волновому воздействию всегда подвергается «строгое» определённое количество горной породы.

Результаты многих работ [2; 34; 37 и мн.др.] позволяют прийти к выводу о близости физических свойств приливных волн и солитонов, которые различаются только в том, что солитон когда-нибудь распадается, а волна твёрдого земного прилива существует вечно, т.к. имеет постоянный и практически неисчерпаемый источник энергии.

Твёрдый прилив – это «сферическая шапка» [31], реакция КМО Земли на силу лунного притяжения в форме пологого и очень невысокого круглого (если смотреть сверху) холма, границу которого нелегко обнаружить, поскольку она вечно мигрирует, а масштаб «холма» несопоставим с земным рельефом. Его вершина лежит на оси (силовой линии), соединяющей центры планетных масс. Форма (круг) приливной волны, по-видимому, играет структурно-организующую роль в процессе группирования особенностей гравитационно-динамического поля Земли [19], связанном с круговым «оконтуриванием» областей скопления некоторых типов полезных ископаемых (углеводородных провинций [28], кимберлитовых полей [13]). Приливно-волновое «возмущение» приводит в движение значительное количество вещества в составе КМО Земли.

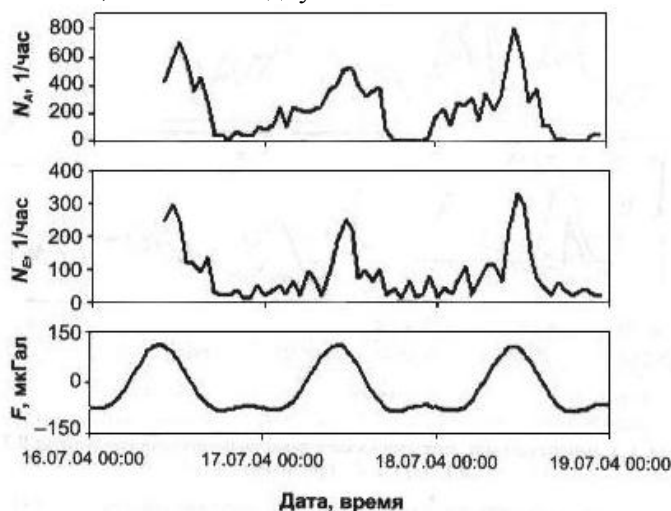


Рис.4. Суточная периодичность в вариациях актов релаксации N_A , электрических импульсов в грунте N_E в зоне влияния тектонической структуры; F – вертикальная составляющая приливной силы (из [2]).

Признак «оконтуривания», факт «4-часовой временной задержки» и солитоноподобные динамические свойства предполагают наличие у приливной волны границ (и определённого объёма и массы). Поскольку гравитационное поле едино, неделимо и для него не существует преград [21], это предположение, на первый взгляд, выглядит нелепо и странно. И, тем не менее, мы можем аналитически определить «границу» области, вещество которой регулярно приводится в возмущённое состояние внешним гравитационным воздействием.

Обсуждение результатов. Планеты различаются по массе и, видимо, их бесконтактное взаимодействие может осуществляться в соответствии с механизмом, заложенным в основу «концепции дипольного строения геологических тел» [10]. Способ передачи гравитационной энергии пока не выяснен, но здравый смысл подсказывает, что количество «возмущённого» вещества в составе приливной области должно каким-то образом соотноситься с массой источника этих возмущений.

Новое нельзя строго логически «вывести» из старого, иначе вся наука превратилась бы в сплошную тавтологию [15]. Способ передачи гравитационной энергии неизвестен.

Воспользуемся этим оправданием и, стараясь не нарушать закон всемирного тяготения, постулируем принцип эквивалентности гравитирующих масс (ЭГМ): *при гравитационном взаимодействии массивных твёрдых тел, в каждом теле создаются возмущения (приливные волны), размеры которых эквивалентны массам источников возмущений; радиус (и объём) области возмущений определяется средней плотностью вещества в её составе.*

Ввод принципа ЭГМ сразу ограничивает объём вещества, попадающего под влияние приливной волны в КМО Земли «полусферой», радиус которой определяется отношением радиальной напряжённости источника возмущений (Луны) к средней плотности вещества приёмника (КМО Земли): $r_n = S_{AL}/\rho_{KMO}$. В результате деления S_{AL} на среднюю плотность верхней мантии Земли ($\rho \approx 4.6 \text{ г/см}^3$ [7]), получаем $r_n \approx 1246.18 \text{ км}$.

Принимая значение $r_n \approx 1246.18 \text{ км}$ за вариант мощности слоя в составе КМО, который вечно подвергается регулярному приливно-волновому воздействию и, тем самым, обособлен в Главную Колебательную Систему (слой ГКС), по формуле $M_n = M/2^n$ вычислим параметры его тектонического расслоения L (таб.4).

Расслоение КМО Земли имеет глобальный характер. Мощность слоя ГКС (и земной коры в

его составе) не постоянна из-за разных неоднородностей и пространственных вариаций плотности вещества. Значение $M5 = 38.94 \text{ км}$ (таб.3) попадает в интервал значений мощности континентальной земной коры (30-70 км), откуда, по-видимому, можно сделать вывод, что граница «Мохо» = M5 в тектоническом расслоении ГКС.

Для возможных значений глубины залегания границы «Мохо» (которые принимаем за элемент расслоения M5 слоя ГКС), по формуле: $\rho_{ГКС} = S_{AL}/r_n$ посчитана средняя плотность вещества и мощность этого слоя (таб.4).

Для строения КМО Земли типичным признаком является расслоение сейсмическими (геофизическими) границами, которые обнаружены на разных глубинах. Принято различать глобальные (100, 410, 520, 670 и 2900 км) и промежуточные (60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050 и 2640 км) [25] сейсмические границы, природа которых объясняется вариациями глубинных физических условий и постепенным увеличением плотности вещества, которое на границах проявляет анизотропию свойств [36]. По мере расширения сейсмологических работ иногда поступают сообщения о находках новых границ (800, 1200-1300, 1700, 1900-2000 км и т.д.) [25], большинство которых также не имеет сплошного латерального распространения [33].

Примечательно, что многие значения глубин глобальных, второстепенных и прочих сейсмических границ, обнаруженных в КМО Земли (из [Пушаровский, Пушаровский, 1998]) оказались близки к расчётным (таб.5). Например, «промежуточная» геофизическая граница из интервала 1200-1300 км, отличается тем, что в её окрестностях установлено уменьшение скорости хода сейсмических волн [26] и резкое увеличение плотности [7]. Замедление хода волновых фронтов в краевых областях геологических тел было установлено А.Г.Гликманом экспериментально [6]. Распространение сейсмических волн в физической среде может часто зависеть от динамических условий, способных менять некоторые её упругие свойства. Таким «граничным» признаком является, резкое увеличение показателя упругой анизотропии керна из окрестностей тектонических границ в разрезе СГ-3 [17]. Резкое увеличение плотности указывает на условия, связанные с приливно-волновым воздействием, которое превращает слой вещества ($M0_{ГКС}$) над этой границей в колебательную систему: плотность возрастает в результате «отжима» вещества к узловым точкам колебаниями пучности мощностью $M0_{ГКС}$.

Таблиця 3. Параметри расслоения ГКС с мощностью M0=1246.18 км.

| № | M0 | M1 | M2 | M3 | M4 | M5 | M6 | M7 | M8 | M9 | M10 |
|------|---------|--------|--------|--------|-------|--------------|-------|------|------|------|-------|
| L,км | 1246.18 | 623.09 | 311.54 | 155.77 | 77.88 | 38.94 | 19.47 | 9.74 | 4.87 | 2.43 | 1.215 |

Таблиця 4. Модельные параметры расслоения земной коры от целочисленных значений M5 (32-64 км) в составе ГКС, мощность слоя ГКС и средняя плотность его вещества.

| M0, км | M1, км | M2, км | M3, км | M4, км | M5, км | M6, км | M7, км | M8, км | M9, км | M10, км | M _{ГКС} , км | $\rho_{ГКС}$, г/см ³ |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|--------------------------|-------------------------------------|
| 32 | 16 | 8 | 4 | 2 | 1 | 0.5 | 0.25 | 0.125 | 0.062 | 0.031 | 1024 | 5.60 |
| 33 | 16.5 | 8.25 | 4.12 | 2.06 | 1.03 | 0.515 | 0.257 | 0.129 | 0.064 | 0.032 | 1056 | 5.43 |
| 34 | 17 | 8.5 | 4.25 | 2.12 | 1.06 | 0.53 | 0.265 | 0.132 | 0.066 | 0.033 | 1088 | 5.27 |
| 35 | 17.5 | 8.75 | 4.375 | 2.187 | 1.093 | 0.547 | 0.273 | 0.137 | 0.068 | 0.034 | 1120 | 5.12 |
| 36 | 18 | 9 | 4.5 | 2.25 | 1.125 | 0.562 | 0.281 | 0.141 | 0.070 | 0.035 | 1152 | 4.98 |
| 37 | 18.5 | 9.25 | 4.62 | 2.31 | 1.156 | 0.578 | 0.289 | 0.144 | 0.072 | 0.036 | 1184 | 4.84 |
| 38 | 19.0 | 9.5 | 4.75 | 2.375 | 1.185 | 0.592 | 0.296 | 0.148 | 0.074 | 0.037 | 1216 | 4.71 |
| 39 | 19.5 | 9.75 | 4.875 | 2.437 | 1.219 | 0.609 | 0.304 | 0.152 | 0.076 | 0.038 | 1248 | 4.59 |
| 40 | 20 | 10 | 5 | 2.5 | 1.25 | 0.625 | 0.312 | 0.156 | 0.078 | 0.039 | 1280 | 4.48 |
| 41 | 20.5 | 10.25 | 5.125 | 2.562 | 1.281 | 0.641 | 0.320 | 0.160 | 0.080 | 0.04 | 1312 | 4.37 |
| 42 | 21 | 10.5 | 5.25 | 2.625 | 1.312 | 0.656 | 0.328 | 0.164 | 0.082 | 0.041 | 1344 | 4.26 |
| 43 | 21.5 | 10.75 | 5.375 | 2.687 | 1.344 | 0.672 | 0.336 | 0.168 | 0.084 | 0.042 | 1376 | 4.17 |
| 44 | 22 | 11 | 5.5 | 2.75 | 1.375 | 0.687 | 0.344 | 0.172 | 0.086 | 0.043 | 1408 | 4.07 |
| 45 | 22.5 | 11.25 | 5.625 | 2.812 | 1.406 | 0.703 | 0.351 | 0.176 | 0.088 | 0.044 | 1440 | 3.98 |
| 46 | 23 | 11.5 | 5.75 | 2.875 | 1.437 | 0.719 | 0.359 | 0.180 | 0.090 | 0.045 | 1472 | 3.89 |
| 47 | 23.5 | 11.75 | 5.875 | 2.937 | 1.469 | 0.734 | 0.367 | 0.183 | 0.092 | 0.046 | 1504 | 3.81 |
| 48 | 24 | 12 | 6 | 3 | 1.5 | 0.75 | 0.375 | 0.187 | 0.094 | 0.047 | 1536 | 3.73 |
| 49 | 24.5 | 12.25 | 6.125 | 3.062 | 1.531 | 0.766 | 0.383 | 0.191 | 0.096 | 0.048 | 1568 | 3.66 |
| 50 | 25 | 12.5 | 6.25 | 3.125 | 1.562 | 0.781 | 0.391 | 0.195 | 0.098 | 0.049 | 1600 | 3.58 |
| 51 | 25.5 | 12.75 | 6.375 | 3.187 | 1.594 | 0.797 | 0.398 | 0.199 | 0.100 | 0.05 | 1632 | 3.51 |
| 52 | 26 | 13 | 6.5 | 3.25 | 1.625 | 0.812 | 0.406 | 0.203 | 0.101 | 0.0505 | 1664 | 3.44 |
| 53 | 26.5 | 13.25 | 6.625 | 3.312 | 1.656 | 0.828 | 0.414 | 0.207 | 0.103 | 0.0515 | 1696 | 3.38 |
| 54 | 27 | 13.5 | 6.75 | 3.375 | 1.687 | 0.844 | 0.422 | 0.211 | 0.105 | 0.0525 | 1728 | 3.32 |
| 55 | 27.5 | 13.75 | 6.875 | 3.437 | 1.719 | 0.859 | 0.430 | 0.215 | 0.107 | 0.0535 | 1760 | 3.26 |
| 56 | 28 | 14 | 7 | 3.5 | 1.75 | 0.875 | 0.437 | 0.219 | 0.109 | 0.0545 | 1792 | 3.20 |
| 57 | 28.5 | 14.25 | 7.125 | 3.562 | 1.781 | 0.891 | 0.445 | 0.223 | 0.111 | 0.0555 | 1824 | 3.14 |
| 58 | 29 | 14.5 | 7.25 | 3.625 | 1.812 | 0.906 | 0.453 | 0.227 | 0.113 | 0.0565 | 1856 | 3.09 |
| 59 | 29.5 | 14.75 | 7.375 | 3.687 | 1.844 | 0.922 | 0.461 | 0.230 | 0.115 | 0.0575 | 1888 | 3.04 |
| 60 | 30 | 15 | 7.5 | 3.75 | 1.875 | 0.937 | 0.469 | 0.234 | 0.117 | 0.0585 | 1920 | 2.98 |
| 61 | 30.5 | 15.25 | 7.625 | 3.812 | 1.906 | 0.953 | 0.477 | 0.238 | 0.119 | 0.0595 | 1952 | 2.94 |
| 62 | 31 | 15.5 | 7.75 | 3.875 | 1.937 | 0.969 | 0.484 | 0.242 | 0.121 | 0.0605 | 1984 | 2.89 |
| 63 | 31.5 | 15.75 | 7.875 | 3.937 | 1.969 | 0.984 | 0.492 | 0.246 | 0.123 | 0.0615 | 2016 | 2.84 |
| 64 | 32 | 16 | 8 | 4 | 2 | 1 | 0.5 | 0.25 | 0.125 | 0.0625 | 2048 | 2.80 |

Заключение. При изучении роли приливных волн в динамической эволюции Земли выявлено их влияние на протекание различных геодинамических процессов, для которых общим является наличие признаков диссипативных систем.

Главной причиной активизации динамических процессов является гравитационное планетное взаимодействие, реализуемое в «возмущениях» от приливно-волнового фактора, основным

источником которых является Луна. Приливная волна создаёт колебание, которое превращает внешнюю земную оболочку (и объекты в её составе) в колебательную систему с динамическими условиями стоячей волны.

Геологический объект, превращённый в колебательную систему с динамическими условиями поля стоячих волн, попадает под их контроль, состоящий в перераспределении напряжений, которые частично «отжимаются» колебаниями вещества в пучностях стоячей

волны к её узловым точкам, которые превращаются в компактные концентраторы избыточно высоких напряжений. По мере затухания колебаний, которое происходит в шаговом ритме (цепная реакция «размножение-делением»), пространство объекта заполняется системой из множества таких узловых точек, в результате чего возникают условия, благоприятные для ритмичного тектонического расслоения (разрушения) с иерархией элементов расслоения по мощности. Этими условиями определяется фрактальность строения систем.

Гравитационное взаимодействие массивных твёрдых тел приводит к появлению в них областей возмущения (приливные волны), эквивалентные по массе источнику возмущений; радиус области возмущений зависит от средней плотности вещества её составе - принцип эквивалентности гравитирующих масс (ЭГМ).

Регулярное и постоянное влияние приливов на внешнюю земную оболочку, которая отличается неоднородным строением и пространственными вариациями плотности вещества, привело к обособлению в оболочке Главной Колебательной Системы (слой ГКС), которая характеризуется ритмичным тектоническим расслоением и невыдержанной мощностью по латерали (в соответствии с принципом ЭГМ).

Выводы

Динамические процессы в тектоносфере Земли имеют взаимную связь с динамической эволюцией планетной системы Земля-Луна, которая происходит в соответствии с принципом эквивалентности гравитирующих масс (ЭГМ).

Лунное приливно-волновое воздействие имеет избирательно-консервативный характер (по принципу ЭГМ) и является главной причиной формирования во внешней оболочке Земли условий, характерных для систем самоорганизованной критичности (благоприятные условия для «спонтанного» разрушения с превращением твёрдой среды в «песчаную кучу» [5]).

По-видимому, объяснение природы (с механизмом формирования) систем СК в земных условиях ускорит смену текущей научной парадигмы, что, теоретически, должно привести к резкому повышению эффективности исследований в науках о Земле и в смежных областях знаний.

1. Авсюк Ю.Н. Диссипативный разогрев недр Земли, Луны приливными силами, формирующими соизмеримость их орбитально-вращательного движения. /В сб. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы международной

конференции памяти акад. П.Н.Кропоткина, 20-24 мая 2002 года, г. Москва - М.: ГЕОС, 2002. С. 78-79.

2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде. /В сб.: Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22-24 июня 2010 года): материалы Всероссийского семинара-совещания. /Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В.Адушкина, Г.Г.Кочаряна. - М.: ГЕОС. 2010. С. 8-18.

3. Апанович И.А. О возможном варианте внутреннего строения Земли и расположения планет Солнечной системы на основе анализа распределения силы тяжести и природы гравитационного взаимодействия. //Российский геофизический журнал. 2001. №21-22. С.115-122.

4. Апанович Г.Н. Тяготение как разнонаправленное движение материи. //Российский геофизический журнал. 2002. №27-28. С.99-105.

5. Бак П. Как работает природа: Теория самоорганизованной критичности. Пер. с англ. / Вступ. ст. Г.Г.Малинецкого. - М.: УРСС: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013.- 276 с.; цв. вкл. (Синергетика: от прошлого к будущему. №66).

6. Гликман А.Г. Физика и практика спектральной сейсморазведки. На веб-сайте <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2>

7. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. Учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. - М., Недра, 1981, 391 с.

8. Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики //ДАН СССР. 1979. Т. 247. №5. С.1212-1215.

9. Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. Изд.2-е, испр. – Едиториал УРСС. 2003. 144 с.

10. Евзикова Н.З. Концепция дипольного строения геологических тел. //Российский геофизический журнал. 1994. №3-4. С.89-95.

11. Ильченко В. Приливные волны и динамическая эволюция Земли. - Саарбрюккен. LAMBERT Academic Publishing. 2013. 292 с.

12. Кабисов Т.С., Камалов Т.Ф., Лурье В.А. Колебания и волновые процессы: Теория. Задачи с решениями. - М.: КомКнига, 2005. – 360 с.

13. Караев Н.А., Биезайс Я.Я., Лебедин П.А. Связь кимберлитовых полей с трансформными и коромантийными структурами, отражаемыми в аномалиях моделей гетерогенных систем. //Российский геофизический журнал. 2005. №37-38. С. 71-83.

14. Кастанеда К. Огонь изнутри. (В кн.: К.Кастанеда. Второе кольцо силы. Дар Орла. Огонь изнутри. Сила безмолвия)./ Пер. с англ. - К.: «София», Ltd., 2000.С.355-530.

15. Коваленко В.В. Метод характеристик в частично инфинитной гидрологии. – СПб.: изд. РГГМУ, 2012. - 136 с.: ил.

16. Кольская сверхглубокая./ Гл. ред. Е.А.Козловский. - М.: Недра. 1984. 492 с.

17. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований./Гл. ред.: В.П.Орлов,

Н.П.Лаверов. – М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ». 1998. 260 с.

18. Механика гранулированных сред. Теория быстрых движений. Сб. статей. Пер. с англ. /Ред. Ишлинский А.Ю., Чёрный Г.Г./ Сост.: И.В.Ширко. – М.: «Мир». 1985. 280 с.

19. Муравьев В.В. Закономерности структурной организации динамического поля Земли. / В сб. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Мат. Межд. конф. посв. памяти акад. П.Н.Кропоткина, 20-24 мая 2002 года, г. Москва - М.: ГЕОС. 2002. С. 200-201.

20. Мохначёв М.П. Усталость горных пород. – М.: «НАУКА». 1979. 152 с.

21. Петров Ю.И. Парадоксы фундаментальных представлений физики. Изд. 2-е. – М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2012. – 336 с. (Relata Refero).

22. Петрофизика. Справочник. В трёх книгах. Книга третья. Земная кора и мантия. /Под ред. Н.Б.Дортман. – М.: Недра, 1992. – 286 с.: ил.

23. Поликарпов В.К. Энергетическая характеристика гравитационного поля. //Российский геофизический журнал. 2007. №45-46. С.101-104.

24. Пономарёв Л.И. Под знаком кванта.- 2-е изд., испр. и доп. – М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1989. – 368 с.: ил.

25. Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли. //Соросовский Образовательный Журнал. 1998, № 11, стр. 111-119.

26. Ранцини Ж. Космос. Сверхновый атлас Вселенной. Пер. с англ. Г.Семёновой.– М.: Изд-во «Эксмо», 2004. – 216 с., илл.

27. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. / Отв. ред.: Н.В.Шаров. – Апатиты. 1997. 226 с.

28. Сим Л.А., Рапопорт А.Б. Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность северной части Колвинского мегавала. /Сб. материалов 14-й межд. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» 27-31 октября 2008 г. В 2-х ч. Ч.2. – Петрозаводск: 2008. С.194-197.

29. Современная кристаллография (в 4-х томах). Т.4. Физические свойства кристаллов /Шувалов Л.А., Урусовская А.А., Желудев И.С. и др. М.: Наука. 1981. 496 с.

30. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: Геокарт: ГЕОС, 2006. 736 с. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ).

31. Тараканов Ю.А., Карагиоз О.В. Обратная задача гравитационного поля планет как физическая проблема. //Геофизический журнал. 2012. Т.34. №1. С.32-49.

32. Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22-24 июня 2010 года): материалы Всероссийского семинар-совещания / Институт динамики геосфер РАН; под редакцией В.В.Адушкина, Г.Г.Кочаряна. – М.: ГЕОС. 2010. – 348 с.+8 с. цв. вкл.

33. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по

сейсмическим данным. – Петрозаводск: Карельский научн. центр РАН, 2004, 159 с.

34. Филиппов А.Т. Многоликий солитон.- 2-е изд. перераб. и доп. – М.: «Наука». Гл. ред. физ.-мат. лит. 1990. 288 с. – (Б-чка «Квант», вып.48).

35. Фролов В.Т. Литология. В 3-х кн. Книга 1. – М.: Изд-во МГУ. 1995. 352 с.

36. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли.– М.: Наука. 1977.144 с.

37. Шульце К.К., Кюмпель Г.И., Губерман Д.М., Моргачёв В.И., Певзнер С.Л., Писарницкий А.Д., Симонова Л.А., Смирнов Ю.П., Хмелинский В.И., Юдин Э.И., Яковлев Ю.Н. Вариации уровня жидкости в Кольской сверхглубокой и двух близлежащих скважинах. //Вестник МГТУ (Мурманский гос.техн.ун-т). 2007. Т.10. №2. С.320-327.

38. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. Изд. 6-е, испр. – М.: Изд-во «Наука» Глав. Ред. физ.-мат. лит. 1974. 942 с.

39. Яворский Б.М., Селезнев Ю.А. Справочное руководство по физике для поступающих в вузы и самообразования. Изд. 3-е, испр. – М.: «НАУКА». Гл. ред. физ.-мат. лит. 1984. 384 с.

40. Borg L.E. , Connelly J.N. , Boyet M. & Carlson R.W. Chronological evidence that the Moon is either young or did not have a global magma ocean //Nature. 2011. Vol 477. P. 70–72. DOI:10.1038 /nature10328

41. Gutenberg, D. and Richter, C.F. Seismicity of the Earth. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1949.

42. Hartmann, W. K. & D R. Davis: Satellite-Sized Planetesimals and Lunar Origins, Icarus 24 (1975): 504—515.

43. Kleine T., Palme H. , Mezger K. and Halliday A.N. Hf-W Chronometry of Lunar Metals and the Age and Early Differentiation of the Moon // Science. 2005. Vol. 310. no. 5754. P. 1671-1674. DOI: 10.1126/science.1118842

44. Simon A. Wilde, John W. Valley, William H. Peck & Colin M. Graham. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // Letters to Nature / NATURE, 2001.Vol. 409. 11 January. P.175-178.

Dynamic processes in the Earth tectonosphere have the interconnection with the dynamic evolution of the Earth-Moon planet system, which is in accordance with the principle of Equivalence of Gravitating Masses (EGM). Lunar tidal wave effect is conservative and selective (in principle EGM) is the main cause of the formation of the outer shell of the Earth to the conditions characteristic for systems of Self-organized Criticality (SC) of P. Bak (favorable conditions for the "spontaneous" destruction of the transformation of the solid medium in the "sand pile"). Apparently, the explanation of the nature (with the mechanism of formation) SC systems on Earth will accelerate the shift of the current scientific paradigm, which (in theory) should lead to a sharp increase in the effectiveness of research in the Earth Sciences and related fields.

ЗНАЧЕНИЕ ФУЗУЛИНИД (FORAMINIFERA) ДЛЯ РЕШЕНИЯ ВОПРОСОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОГРУЖЕННОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦЫ МОСКОВСКОГО ЯРУСА МСШ

Исакова Т.Н.¹, Коссовая О.Л.²

¹Геологический институт РАН, Москва (isakova@ginras.ru)

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Olga_Kossovaya@vsegei.ru

В отличие от обнаженной части Донецкого бассейна, сведения о каменноугольных отложениях погруженной части Восточного Донбасса, расположенной в пределах Ростовской области РСФСР достаточно ограничены. В практике геолого-разведочных работ для территории Восточного Донбасса используются региональные подразделения Восточно-Европейской платформы (ВЕП), тогда как в Украинской части Донбасса существует самостоятельная региональная схема с индексированными известняками и свитами [6, 1, 8]. В легенде ГГК-200 [5] для восточной части Донбасса была принята следующая последовательность свит. Верхнюю часть башкирского яруса (мелекесский горизонт) представляет белокалитвинская свита (C_2^4) в объеме известняков I_1 - I_4 , каменная свита (C_2^5), с границей по известняку K_1 , сопоставляется с верейским горизонтом, алмазная свита (C_2^6) почти в полном объеме (известняки L_1 - L_7) коррелируется с каширским горизонтом, горловская свита (C_2^7) – интервал M_1 - M_{10} – соответствует подольскому и низам мячковского горизонта. Выше лежащая исаевская свита (C_3^1) с границей по известняку N_1 сопоставляется с большей частью мячковского горизонта среднего карбона и кревкинским горизонтом касимовского яруса верхнего карбона. Тем не менее, при корреляции наиболее полно изученного типового разреза обнаженной части Донбасса с подразделениями Восточно-Европейской платформы возникают расхождения.

Границы региональных стратонов по данным разных авторов сопоставляются с разными известняками и, зачастую, в довольно широких диапазонах. В настоящее время нет однозначной корреляции подъярусов башкирского и московского ярусов и одновозрастных подразделений Донбасса. Положение нижней границы московского яруса дискутируется в интервале известняков K_1 [1, 5, 13, 16] – K_3 [3]. Существуют варианты определения нижней границы московского яруса по известняку K_2 [7] или K_2/K_3 [15]. Расхождение в определении

нижней границы каширского горизонта охватывает интервал от K_6 [15] или K_8 [3] до L_1 [1, 5, 7]. Граница мячковского горизонта проводится в основном по границе известняка M_{10} [17,15], что в целом согласуется со схемой Русской платформы [10]. В тоже время существует вариант определения нижней границы московского яруса по известняку N_1 [7].

Настоящее исследование базируется на материалах, полученных по четырем скважинам, пробуренным ООО «Южгеология» в долине р. Кагальник (правый приток р. Дон) на территории Большеводской и северной части Восточной Каменецкой разведочных площадей в Ростовской области при проведении поисковых работ на уголь. Изученные авторами отложения охватывают интервал от верхов башкирского яруса до подольского горизонта включительно. Наибольший интерес представляет пограничный интервал башкирского и московского ярусов. Распространение фораминифер в отложениях белокалитвинской, каменной и алмазной свит, вскрытых изученными скважинами на территории Большеводской и северной части Восточной Каменецкой разведочных площадей в Ростовской области, показало следующее.

Известняк I_4 содержит бедный комплекс фораминифер *Plectostaffella*, *Millerella*, *Endothyranella* и архедисциды. Выше по разрезу наблюдается увеличение присутствия микрофауны в известняках K_1 и K_2 . В известняке K_1 появляются единичные *Verella* sp., *Staffeleformis* sp. и *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen). В известняке K_2 фиксируются первые *Eofusulina* sp., а также *Semistaffella elegantula* Raus., *Eostaffella grozdilovae* Maslo et Vachard. Появление нового комплекса, не встреченного ниже по разрезу, с *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Put.), *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *Ozawainella* ex gr. *crassiformis* Put. приходится на подошву известняка K_3 . Следующее обновление комплекса происходит на уровне известняка K_4 , где встречены первые *Skelnevatella skelnevatica* (Put). В Московской синеклизе этот вид распространен совместно с типичными

альютовеллами в верейском горизонте. На Южном Урале, по данным Е.И. Кулагиной [4], *Skelnevatella skelnevatica* появляется раньше типичных нижнемосковских альютовелл вида *Aljutovella aljutovica*, но является, несомненно, верейским видом, поскольку в эволюционной линии *Profusulinella* - *Aljutovella* появление фрагментарной складчатости септ, характерной для *Skelnevatella skelnevatica* свидетельствует в пользу раннемосковского возраста этого вида. Морфологический признак складчатых септ не известен у видов семейства *Profusulinellidae* Solovieva, 1996 из башкирского яруса. Однако, есть точка зрения [13], что в Донбассе некоторые «типично московские» виды, в том числе и *Skelnevatella skelnevatica*, могут появиться раньше, чем в Московской синеклизе, т.е. в верхах башкирского яруса. Вышележащие известняки (K_5^1 и K_6^3) каменской свиты содержат стратиграфически более молодой комплекс фораминифер. В его состав входят *Aljutovella* ex gr. *aljutovica* Raus., *A. (Aljutovella) eoaljutovica* Saf., *A. (Elongatella) distorta* Leont. Последний вид имеет массовые скопления в самых верхах верейского горизонта Русской платформы [9]. Наиболее существенные изменения микрофауны фораминифер фиксируются в верхней части каменской свиты, известняке K_8 . С этого уровня появляется *Priscoidella priscoidea* (Raus.) – зональный вид нижней части каширского горизонта Московской синеклизы. Несколько выше по разрезу распространены *Eofusulina* sp., *Pseudostaffella khotunensis* Raus., *Ozawainella* cf. *digitalis* (Man.) *O. crassiformis* Putr. Присутствие *Eofusulina* также типично для каширского горизонта Московской синеклизы.

В настоящее время московский ярус является одним из ряда российских ярусов каменноугольной системы, ратифицированным в качестве глобального яруса Международной стратиграфической шкалы (МСШ). В Российской шкале московский ярус начинается верейским горизонтом, нижняя граница которого совпадает с границей фузулинидовой зоны *Aljutovella aljutovica*, *Schubertella pauciseptata*. Положении нижней границы глобального московского яруса МСШ продолжает дискутироваться, поскольку стратотип этой границы официально не зафиксирован. Дж. Гровсом от лица Международной рабочей группы [14] были предложены к рассмотрению уровни, определяемые по эволюционным событиям в четырех филогенетических группах фораминифер башкирско-московского интервала. Первое – эволюционные изменения внутри филогенетической линии *Profusulinella*;

второе – первое появление *Aljutovella* от *Profusulinella*; третье – появление *Neostaffella* от *Pseudostaffella* и четвертое – появление *Eofusulina* от *Verella*. Исходя из полученных фактических данных по распространению фораминифер в отложениях белокалитвинской, каменской и алмазной свит, граница московского яруса в погруженной части Восточного Донбасса может быть определена с учетом эволюционных событий либо по границе известняка K_2 , где завершает свое существование верелловое сообщество и появляются первые *Eofusulina*, либо по известняку K_4 , на который приходится эволюционные изменения внутри филогенетической линии *Profusulinella* и появляются *Skelnevatella skelnevatica* (Put). Первый вариант границы близок к границе московского яруса по фузулинидам в разрезе Изварино на востоке Украинской части Донецкого бассейна [15].

Новый взгляд на границу башкирского и московского ярусов недавно выдвинут Н.В. Горевой и А.С. Алексеевым [2]. В настоящее время определение границ ярусов проводится в основном с учетом развития конодонтов, как пелагических организмов широкого географического распространения имеющих высокие темпы эволюции. Но на сегодняшний день не существует единого мнения и не выбран ни конодонтовый, ни фораминиферовый маркер этой границы. Н.В. Горева и А.С. Алексеев считают, что определение нижней границы московского яруса вблизи подошвы верейского горизонта и поиск маркера на этом уровне зашли в тупик. Анализируя морфотипы конодонтов верейского и каширского времени, вышеназванные авторы пришли к мнению о том, что граница московского яруса не в подошве верейского горизонта, а в его кровле, т.е. в основании каширского горизонта, является более биостратиграфически обоснованной. Данные по конодонтам подтверждаются и согласуются с данными эволюции аммоноидей, по которым московский ярус также начинается с каширского горизонта. Так исторически верейский горизонт по сопоставлению с отложениями Донбасса, содержащими аммоноидей, объединялся с нижележащими отложениями в качестве каляльского яруса [11]. Биостратиграфическое обоснование нижней границы московского яруса в кровле верейского или основании каширского горизонта находит подтверждение и в эволюции фораминифер. С началом каширского времени совпадает формирование нового типа строения стенки раковины фузулинид, являющимся первостепенным морфологическим признаком

высокого таксономического значения для отряда Fusulinida. В процессе эволюции происходит дифференциация стенки и переход от трехслойной, характерной для семейств Profusulinellidae Solovieva, 1996 (Profusulinella, Ovatella, Depratina, Taitzehoella, Moellerites и Staffelaeformis) и Aljutovellidae Solovieva, 1996 (Aljutovella, Tikhonovichiella, Skelnevatella, Priscoidella) к четырехслойной стенке, с различимым внутренним текториумом и светлой диафанотеккой. Четырехслойная стенка как обязательный морфологический признак характеризует семейства Fusulinidae Moeller, 1878 и Fusulinellidae Staff et Wedekind, 1910. Последние являются доминантами таксономического разнообразия фораминифер московского яруса.

В типовой местности московского яруса каширский комплекс фузулинид составляют: *Hemifusulina* sp., *Eofusulina triangula* (Rausser et Belyaev), *Taitzehoella prolibrovichi* (Rausser), *T. pseudolibrovichi* (Safonova), а также *Depratina prisca* (Deprat), *Priscoidella priscoidea* (Rausser), *P. znensis* (Rausser), *Aljutovella* (*Elongatella*) *parasaratovica* (Saf.) [7]. Специфическим только для московского яруса является род *Hemifusulina*, тогда как остальные имеют более древние корни. Род эволюционирует в каширское, подольское и мячковское время и исчезает в верхах мячковского подъяруса [9]. Первые гемифузулины (*H. concepta* Chernova) описаны из верхов верейского или самых низов каширского горизонта Саратовского Поволжья [12], где встречены совместно с *Eofusulina triangula rasdorica* (Putr.). В каширское время род *Hemifusulina* имеет простой тип стенки со слабо выраженной дифференциацией слоев. В наружных оборотах просвечивает широкая диафанотека, подчеркнутая сверху тектуром и иногда снизу слабым слоем внутреннего текториума. Наружный текториум обычно не наблюдается. Как полагала Д.М. Раузер-Черноусова [9], зачаточная диафанотека в наружных оборотах является новым филогенетическим признаком и находится в каширское время еще в процессе становления. Таким образом, появление рода *Hemifusulina* в эволюции отряда Fusulinida может быть использовано для обоснования границы московского яруса в кровле верейского или основании каширского горизонта.

В разрезе Изварино на востоке Украинской части Донецкого бассейна *Hemifusulina* в комплексе с *Priscoidella priscoidea* и видами *Eofusulina* указываются в известняке L₄ [15], который коррелируется с

постверейским интервалом разреза или цининской свитой каширского горизонта Московской синеклизы. В наших материалах по скважинам Ростовской области *Hemifusulina* не найдены, очевидно, вследствие ограниченного числа изготовленных шлифов. Комплекс фузулинид раннекаширского возраста определен в известняке К₈. С этого уровня появляется *Priscoidella priscoidea* Raus. – зональный вид нижней фузулинидовой зоны каширского горизонта. Таким образом, по версии Н.В. Горевой и А.С. Алексеева о границе московского яруса в кровле верейского или основании каширского горизонта, наши материалы предполагают рассматриваемую границу на уровне известняка К₈ верхней части каменской свиты.

Работа поддержана проектом РФФИ 12-05-00106.

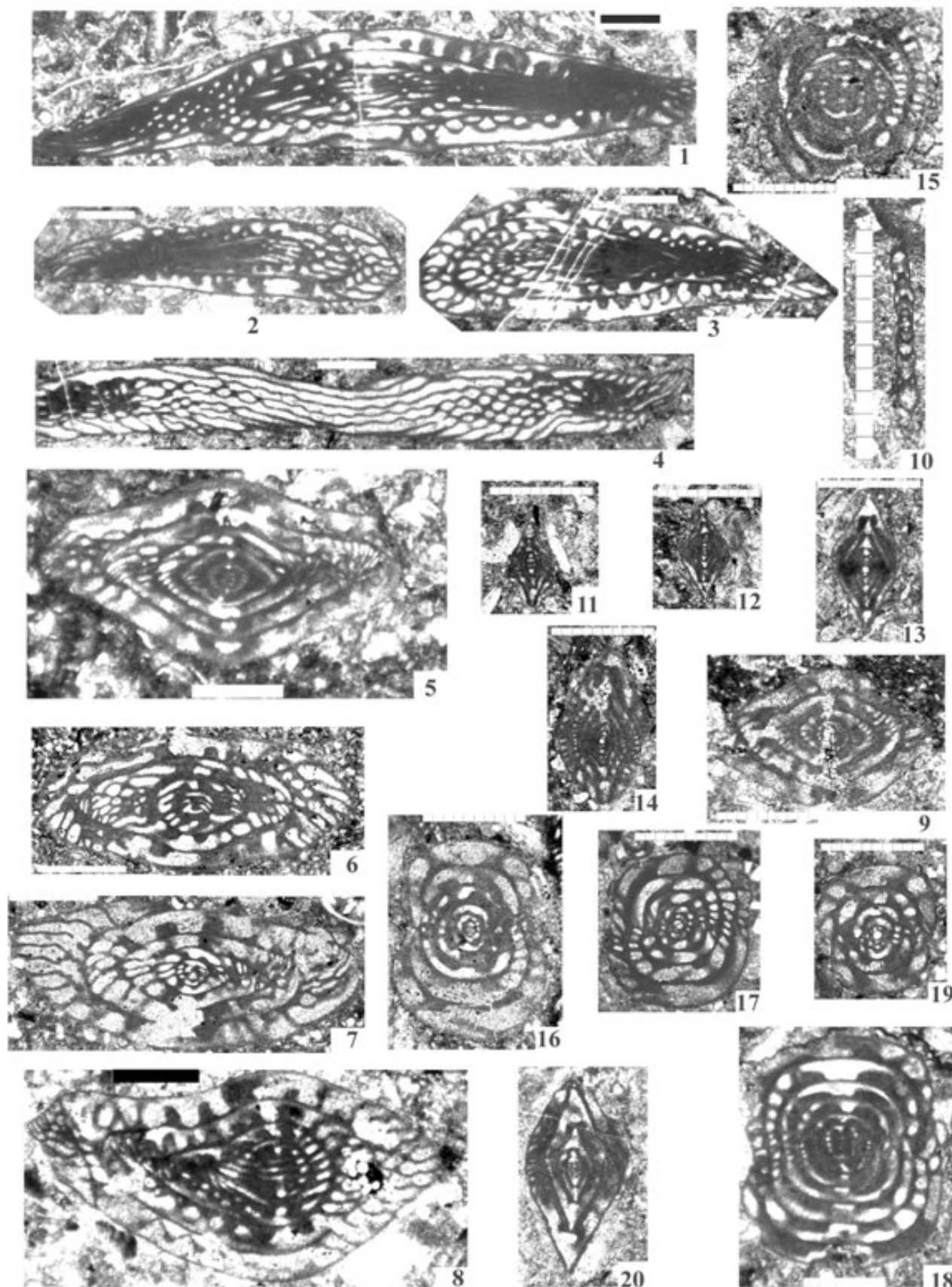
1. Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е., Новик Е.О., Ротай А.П., Шульга П.Л. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Киев, 1963. 182 с.
2. Горев Н.В., Алексеев А.С. Положение нижней границы московского яруса каменноугольной системы / Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео-и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания. Санкт-Петербург, 2012. С. 72–74.
3. Косовая О.Л., Исакова Т.Н., Хорошавин В.А., Евдокимова Е.О., Леонтьев Д.И., Николаев А.И. Биостратиграфия отложений верхней части башкирского-московского ярусов восточной части Донбасса (Ростовская область) по материалам бурения / Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео-и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания. Санкт-Петербург, 2012. С. 115–119.
4. Кулагина Е.И. Граница башкирского и московского ярусов (средний карбон) на Южном Урале в свете эволюции фузулинид. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 33–44.
5. Легенда Донецкой серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе) г. ростов на Дону, 1999.
6. Лутугин Л.И., Степанов П.И. 1913. Донецкий каменноугольный бассейн / Угольные месторождения в России. Труды Геологического комитета России. СПб, 1913. С. 112–143.
7. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горев Н.В., Исакова Т.Н., Друцкой С.Н. Средний карбон Московской синеклизы. Том 1, Стратиграфия. Москва, 2001. 243 с.
8. Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну. Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона (Москва, 1975) / Д.Е. Айзенберг, А.М. Бабенко, Н.Г. и др. М.: Наука, 1975. 360 с.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

9. Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д., Леонтович Г.В., Сафонова Т.П., Чернова Е.И. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 380 с.
10. Решение межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Каменноугольная система. Ленинград, 1988 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1990.
11. Руженцев В.Е., Богословская М.В. Намюрский этап в эволюции амmonoидей. Поздненамюрские амmonoидеи // Труды ПИН АН СССР. 1978. Т. 167. 338 с.
12. Чернова Е.И. Биостратиграфия (по фораминиферам) среднекаменноугольных отложений Саратовского правобережья // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1961. Т. 5. С. 267–286.
13. Davydov V.I. Bashkirian-Moscovian transition in Donets Basin: the key for Tethyan- Boreal Correlation / Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская экскурсия. Уфа, 2009. С.188–192.
14. Groves J. and Task Group. Report from the Task Group to establish a GSSP close to the existing Bashkirian-Moscovian boundary // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. V.22. P. 14.
15. Fohrer B., Nemyrovska T.I., Samankassou E., Ueno K. The Pennsylvanian (Moscovian) Izvarino Section, Donets Basin, Ukraine: A multidisciplinary study on Microfacies, biostratigraphy across the Bashkirian-Moscovian boundary in the Donets Basin, Ukraine: The Biostratigraphy (conodonts, foraminifers, and ostracodes), and Paleontology / J. Paleontology. 2007. V. 81. N 5. P. 1–85.
16. Nemyrovska T.I., Matsunaga M., Ueno K. Conodont and fusuline composite biostratigraphy across the Bashkirian-Moscovian boundary in the Donets Basin, Ukraine: The Malonikolaevka Section / Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2010. V. 28. P. 60–66.
17. The Carboniferous of the World. The Former USSR, Mongolia, Middle Eastern Platform, Afganistan, Iran. 1996. Volume 3, Editor: Carlos martinez Diaz, IUGS publication, 33. 524 p.

Isakova T.N., Kossovaya O.L.
SIGNIFICANCE OF FUSULINIDS FOR THE REGIONAL CORRELATION OF THE MIDDLE CARBONIFEROUS DEPOSITS IN THE SUBSURFACE DEPOSITS OF THE EASTERN DONBASS AND DEFINITION OF THE LOWER BOUNDARY OF THE MOSCOVIAN STAGE IN INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART
The new factual data on the foraminifers idistribution in the Belaya Kalitva, Kamenskaya and Almaznaya formations in the subsurface part of the Eastern Donbass (Rostov district) have been obtained. The boundary interval between Bashkirian and Moscovian stages is correlated based on fusulinid data with Izvarino section, located in the east of the Ukrainian part of the Donetz Basin. The problem of the difinition of the lower boundary of the Moscovian stage is discussed.

ТАБЛИЦА I



Объяснение к таблице

Таблица. Фузулиниды пограничного интервала башкирского и московского ярусов Восточного Донбасса (Ростовская область), скважина 9242. Масштаб линейки 0,5 мм.

Фиг. 1–3. *Eofusulina* ? sp., обр. 937, интервал 659,8–659,9 м, известняк К₂.

Фиг. 4. *Verella* aff. *bosdonica* Rumjanceva, обр. 937, интервал 659,8–659,9 м, известняк К₂.

Фиг. 5. *Aljutovella conspecta* Leontovich, обр. 932, интервал 489,4–489,5 м, известняк К₄.

Фиг. 6,7. *Aljutovella eoaljutovica* Safonova, обр. 928, интервал 299,6–299,7 м, известняк К₆³.

Фиг. 8. *Aljutovella artificialis* Leontovich, обр. 925, интервал 147,2–147,3 м, известняк К₉.

Фиг. 9. *Skelnevateella skelnevatica* (Putrja), обр. 932, интервал 489,4–489,5 м, известняк К₄.

Фиг. 10. *Novella evoluta mosquensis* Rauser, обр. 932, интервал 489,4–489,5 м, известняк К₄.

Фиг. 11–13. *Ozawainella crassiformis* Putrja, обр. 932, интервал 489,4–489,5 м, известняк К₄.

Фиг. 14. *Ozawainella pseudoangulata* Putrja, обр. 932, интервал 489,4–489,5 м, известняк К₄.

Фиг. 15. *Pseudostaffella subquadrata* Grozdilova et Lebedeva, обр. 937, интервал 659,8–659,9 м, известняк К₂.

Фиг. 16, 17, 19. *Neostaffella* ex gr. *larionovae* Rauser et Safonova, обр. 928, интервал 299,6–299,7 м, известняк К₆³.

Фиг. 18. *Neostaffella* aff. *sphaeroidea* (Ehrenb.), обр. 925, интервал 147,2–147,3 м, известняк К₉.

Фиг. 20. *Ozawainella angulata* Col., обр. 925, интервал 147,2–147,3 м, известняк К₉.

БЕЛЫЙ КАМЕНЬ – СИМВОЛ ЖИЗНИ ВЕЧНОЙ: О ИСТОЧНИКЕ ИЗВЕСТНЯКА НАДГРОБНЫХ ПЛИТ XVI- XVII ВЕКОВ СОЛОВЕЦКОГО МОНАСТЫРЯ.

Исакова Т.Н.¹, Флоренский П.В.², Буров В.А.³

¹ Геологический институт РАН, Москва, isakova@ginras.ru

² РГУ Нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва, florenpv@kmail.ru

³ Институт археологии РАН, Москва, burovvan@rambler.ru

«Белым камнем» в России издавна назывался известняк, который являлся традиционным природным строительным материалом. Известняк добывался из слоев каменноугольной системы и представлял собой органогенную породу светлых, часто белых тонов, образовавшуюся из мелководных карбонатных осадков морского бассейна, занимавшего большую часть европейской России 330–300 млн. лет назад. Блоки такого камня использовались для белокаменного зодчества. Установлено [8, 9], что в центральных районах России для строительных целей разрабатывались известняки мячковского горизонта московского яруса среднего карбона. С XII века мячковские известняки добывались для строительства г. Москвы в бассейнах рек Москвы, Пахры и Оки [4]. Из них строились белокаменные соборы Владимиро-Суздальской Руси, а также храмы, соборы, монастыри на огромном пространстве от Калуги до Нижнего Новгорода и от Ярославля до Астрахани. Благодаря его прекрасным физико-механическим свойствам резчики создавали великолепные скульптуры, барельефы и вырезали узоры в камне. Широко известна кружевная вязь Дмитровского собора во Владимире или Георгиевского собора в Юрьеве-Польском, выполненная из этого материала [9]. Этот вязкий, мягкий и одновременно прочный материал был достаточно устойчив к внешним воздействиям окружающей среды и являлся своего рода подмосковным мрамором. Белый камень был востребован не только для строительства, но его использовали и для изготовления надгробных плит. Из белого камня были высечены все надгробия великих князей и их близких в Архангельском соборе Московского Кремля. Впоследствии плиты покрыли медными чехлами. Традиция белокаменных надгробий известна и на Соловецких островах.

В XVI веке на Соловках в Соловецком монастыре (рис. 1) к югу от Спасо-Преображенского собора были уложены две первые плиты из белого камня на могилах московских воевод Михаила Озерова († 1578) и

Киприана Оничкова († 1581). К ним в конце XVI века и начале XVII века в усыпальницах под тем же собором добавились белокаменные надгробия свт. Филиппа Колычева († 1569), его наставника Ионы Шамина († 1568), игуменов Иакова († 1597) и Антония († 1612), а также других лиц. Всего насчитывается 14 таких плит [1; 2]. Плиты плоские, достаточно массивные, размер их и оформление носят сходный характер (рис. 2, 3). Так надгробие Ионы Шамина имеет размеры 205х(82-92)х12см. Размеры плита Филиппа Колычева приблизительно такие же 215х(84-78)х13 см. При максимальной плотности пористого известняка 2,60г/см³ вес указанных плит составляет 560 кг или 35 пудов и 550 кг или 34 пуда. Где же находился источник этого известняка? Хорошо известно, что на Соловецком архипелаге белый камень не встречается. Очевидно, известняковые плиты были завезены на Соловки из районов, где велись разработки и добыча подобного материала.



Рис. 1. Вид на Соловецкий монастырь со стороны моря (старинная гравюра).

Ответ на вопрос об источнике может дать литолого-палеонтологическое исследование этих плит. Материал, из которого изготовлены плиты, представлен органогенным известняком, содержащим остатки одноклеточных микроскопических морских организмов – фораминифер. Исследуя фораминиферовую биоту, можно выявить стратиграфические

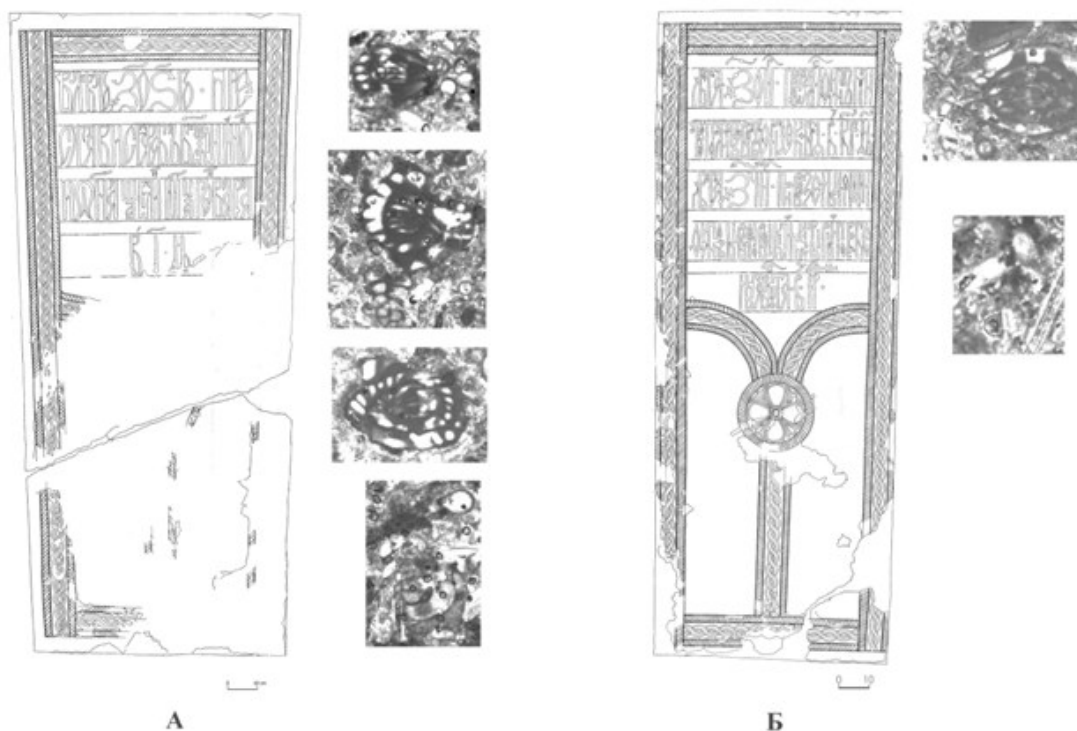


Рис. 2. Надгробные плиты XVI–XVII вв. Соловецкого монастыря. А – плита с могилы Ионы Шамина († 1568) и фото фораминифер, содержащихся в известняке плиты; В – плита с могилы свт. Филиппа Колычева († 1569) и фото фораминифер, содержащихся в известняке плиты.



Рис. 3. Зарисовка поверхности плиты с могилы Антония († 1612).

комплексы микрофауны, однозначно указывающие геологический возраст строительного камня. Учитывая стратиграфическую привязку строительных известняков, а также видовой состав

фораминиферовой биоты, содержащейся в этих известняках, можно выявить район их разработки и место добычи. На высокую результативность этого метода указали в своих работах Е.А. Рейтлингер [8], а также П.В. Флоренский и М.Н. Соловьева [9]. Недавно примеры датировки белого камня в постройках Ново-Иерусалимского монастыря и его окрестностей палеонтологическим методом привела Т.Н. Исакова с коллегами [5], что позволило также сделать предположения о источниках строительного камня для Ново-Иерусалимского монастыря. К подобным успешным примерам определения геологического возраста и местонахождения источника белого камня относятся и исследования барельефов, найденных при раскопках Толпинской церкви св. вкм. Параскевы Пятницы Кораблинского района Рязанской области [6].

Для выяснения источника материала надгробных плит XVI–XVII в.в. Соловецкого монастыря нами изучена коллекция белого камня в следующих образцах: мелкие сколы с плиты инок Логина, а также с плиты воеводы Михаила Озерова. В качестве сравнительного материала были взяты образцы известняка, использованного при строительстве Гостиного двора в г. Архангельске и образец известняка с Кий-острова. Ранее [2] рассмотрены образцы

известняка плит Паисия Дворенинова, Ионы Шамина и свт. Филиппа Колычева. Было изготовлено более 20 тонких срезов породы (неориентированных шлифов), по которым определялась микрофауна фораминифер. Шлифы изучались в оптическом микроскопе, так как максимальные размеры фораминифер не превышают 3-5 мм.

Сравнивая состав фораминиферовой биоты и структуру известняков пяти надгробий, можно с большой долей вероятности утверждать о значительном сходстве этих известняков как по литологии, так и по таксономическому составу фораминиферных сообществ, содержащихся в известняках. Надгробия высечены из плотного фораминиферо-полидетритового известняка (табл. I, фиг. 3–8). Состоит известняк из органогенных обломков различных размеров, но преобладает мелкий детрит иглокожих и брахиопод. Крупный детрит представлен члениками криноидей и крупными раковинами фораминифер. Особенно часты поломанные и целые раковины фораминифер, среди которых многочисленны представители семейств *Tuberitinae*, *Fusulinellidae*, озаваинеллиды и текстуляриды. Сортировка материала по величине отсутствует. Обломки скреплены микрокристаллическим кальцитовым цементом.

Фораминиферы имеют различную степень сохранности. Лучше сохраняются чечевицеобразные раковины *Ozawainellida*, а также *Textulariidae*. *Fusulinellidae* представлены в основном обломками раковин отдельных экземпляров. Так как в шлифах наблюдаются только косые медианные сечения и обрывки параксиальных сечений отдельных раковин, дать точные видовые определения их сложно. В целом состав комплексов микрофауны из пяти плит надгробий достаточно близкий. Фон комплексов составляют массовые *Tuberitina* sp. (ex gr. *bulbacea* Reitl.), *Eotuberitina reitlingerae* Sab., *Bituberitina* sp. (табл. II, фиг. 27–29). Присутствуют практически во всех комплексах частые *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moeller (табл. II, фиг. 5–8). Единично встречены фузулины. *Fusulina* ex gr. *innae* Ros. определена в шлифе плиты с могилы Ионы Шамина (табл. II, фиг. 12). *Fusulina* (?) sp. – медианное сечение начальных оборотов с крупной начальной камерой (табл. II, фиг. 9) – в шлифе плиты с могилы Паисия Дворенинова. Частые крупные толстостенные брадины – *Bradyina* ex gr. *pseudonutiliformis* Reitl., *B.* ex gr. *magna* Roth et Skinner встречены только в шлифе из скола плиты с могилы воеводы Михаила Озерова (табл. II, фиг. 4, 26). Постоянным элементом комплексов являются

озаваинеллиды и текстуляриды (табл. II, фиг. 10, 11, 17, 18 и фиг. 19–25). *Climacammina moelleri* Reitl. (табл. II, фиг. 19) *Climacammina elegans* (Moell.) (табл. II, фиг. 20, 21) встречены в шлифах совместно с фузулинеллами. Более редки находки шубертеллид. *Schubertella gracilis* Raus. и *Schubertella* ex gr. *acuta* Raus. (табл. II, фиг. 13–15) определены в шлифах плит с могилы Ионы Шамина и инока Логина.

Комплексы фораминифер во всех шлифах, изготовленных из пяти надгробных плит, содержат таксоны, которые свидетельствуют о геологической одновозрастности известняков надгробий. Принадлежность камня надгробий к мячковскому горизонту московского яруса среднего карбона не вызывает сомнений. Характерными элементами комплексов фораминифер в каждом из пяти исследованных образцов надгробий являются фузулинееллы (табл. II, фиг. 1–3, 5–8). Особенно часты *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moeller. Эта группа фузулинеелл широко распространена в нижней части мячковского горизонта Подмосковья. Маркером нижней границе мячковского горизонта московского яруса среднего карбона в центральной части южного крыла Московской синеклизы принимается появление, часто массовое, *Climacammina moelleri* Reitl. и *Climacammina elegans* (Moell.) [7]. В целом, комплекс фораминифер, содержащийся в известняке всех пяти надгробных плит, в достаточной степени схож с одновозрастными комплексами фораминифер Подмосковья. Установленное сходство позволяет сделать вывод, что все пять надгробных плит изготовлены из привозного белого камня Подмосковья. Косвенным подтверждением подобного вывода служит также тот факт, что в изученных сообществах отсутствуют фораминиферы рода *Wedekindellina*. Виды вышеуказанного рода обычно распространены в отложениях мячковского горизонта среднего карбона севера Русской платформы [3] и отсутствуют в ее центральной части [4].

Проведенный анализ сравнительного материала – образцов известняка, использованного при строительстве Гостиного двора в г. Архангельске и образца известняка с Кий-острова – показал следующие результаты.

Известняки, взятые из Гостиного двора г. Архангельска и Кий-острова существенно отличаются от известняков надгробных плит как литологически, так и по составу микрофауны, что свидетельствует о ином источнике их происхождения. Это пористые известняки микрокомковатые или ооидные. Известняк

Гостинного двора (табл. I, фиг. 2) содержит окатанный и гранулированный детрит. Цемент скудный, инкрустирует пустоты между соприкасающимися комочками. Микрофауна в известняке Гостинного двора представлена разнообразным сообществом мелких фораминифер, прикрепленных и перекатывающихся форм. Присутствие обломков раковин *Ozawainella ex gr. mosquensis* Raus., *Schubertella obscura compacta* Raus., *Fusulina* sp. характерно для всего позднемосковского времени. Известняк Кий-острова (табл. I, фиг. 1) состоит из окатанных обломков (известняковый песчаник?). Обломки морских организмов – раковины фораминифер, криноидеи – являются центрами кристаллизации растущих оолитов. Геологический возраст известняков Кий-острова определить по имеющемуся материалу не представляется возможным. Редкие *Fusulinella* sp. в ядрах отдельных оолитов не исключают вероятность принадлежности этих известняков также верхнемосковскому интервалу разреза.

Проведенное литолого-палеонтологическое исследование надгробных плит Соловецкого монастыря свидетельствует в пользу версии о привозном характере и удаленном источнике материала, из которого были изготовлены плиты. Не исключена возможность доставки плит и из центра страны из-под Москвы. Теоретически транспортировку могли осуществлять двумя способами: либо на телегах или санях, либо перемещали по рекам – из Пахры в Москву-реку, затем по Оке до слияния с Волгой, по Волге до Вышнего Волочка, а далее волоком и по рекам на Север. Косвенным подтверждением Подмосковского источника происхождения плит и, в частности плиты на могиле митрополита Филиппа Колычева (рис. 3), указывают некоторые обстоятельства [2]. Так орнамент и надписи на ряде плит представляют собой произведение прикладного искусства и выполнены первоклассными резчиками по камню. Перенос мощей свт Филиппа на Соловки

в 1590 году из Тверского монастыря, где он был задушен Малютой Скуратовым, имел характер государственного мероприятия. Логично предположить, что вместе со святыми мощами в Соловецкий монастырь доставили и плиту, чтобы сразу же достойно оформить могилу. Белокаменное надгробие, спрессованное и окаменевшее живое вещество, оказалось символом жизни – жизни вечной.

1. Буров В.А. Белокаменные надгробия Соловецкого монастыря XVI-XVII вв. // Русское средневековое надгробие XIII- XVII вв. Материалы к своду. М., 2006. С. 257-267.

2. Буров В., Исакова Т., Флоренский П. О происхождении известняка Соловецких надгробных плит конца XVI-XVII вв. // Альманах «Соловецкое море». Архангельск, 2009. № 8.

3. Геология СССР. Архангельская, Вологодская области и КОМИ АССР (гл. ред. А.В. Сидоренко). М.: Гос. науч.-тех. Изд-во литературы по геол. и охране недр, 1963. Т. II. 1070 с.

4. Иванова Е.А., Хворова И.В. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы // Труды ПИН АН СССР. 1955. Т. 53. 279 с.

5. Исакова Т.Н., Завьялов С.М., Алексеев А.С. Белый камень в постройках Ново-Иерусалимского монастыря и его источники // Доклады Московского общества испытателей природы. 2012. Т. 53. С. 8-12.

6. Исакова Т.Н., Алексеев А.С., Завьялов С.М., Пасынков С.В., Флоренский П.В. Каменноугольная фораминиферная биота и ее прикладное значение для реставрационных работ белокаменных построек // Объекты палеонтологического и геологического наследия и роль музеев в их изучении и охране. Сб. научных трудов. С.-Петербург, 2013.

7. Рейтлингер Е.А. Фораминиферы среднекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы (включая семейство *Fusulinidae*) // Труды ин-та геол. наук. М.: изд-во АН СССР, 1950. Вып. 126. Геол. сер. № 47. 127 с.

8. Рейтлингер Е.А. Белый камень построек Древней Руси // Природа. 1964. № 4.

9. Флоренский П.В., Соловьева М.Н. Белый камень белокаменных соборов // Природа. 1972. № 9. С. 48-55.

ТАБЛИЦА I

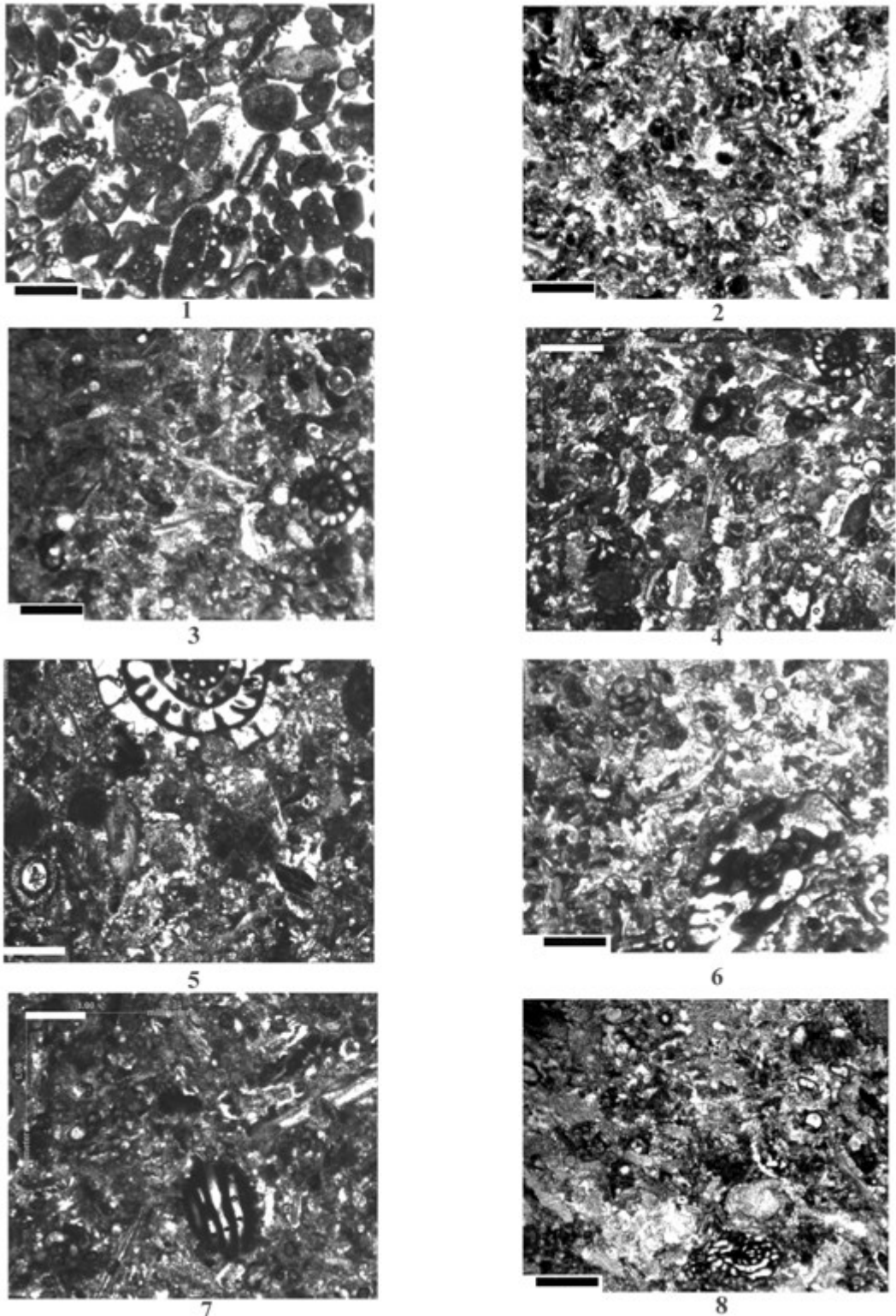


Таблица I. Типы известняков: надгробных плит Соловецкого монастыря, известняка Кий-острова и известняка, использованного при строительстве Гостиного двора г. Архангельска. Масштабная линейка равна 0,5 мм.

Фиг. 1. Известняк Кий-острова.

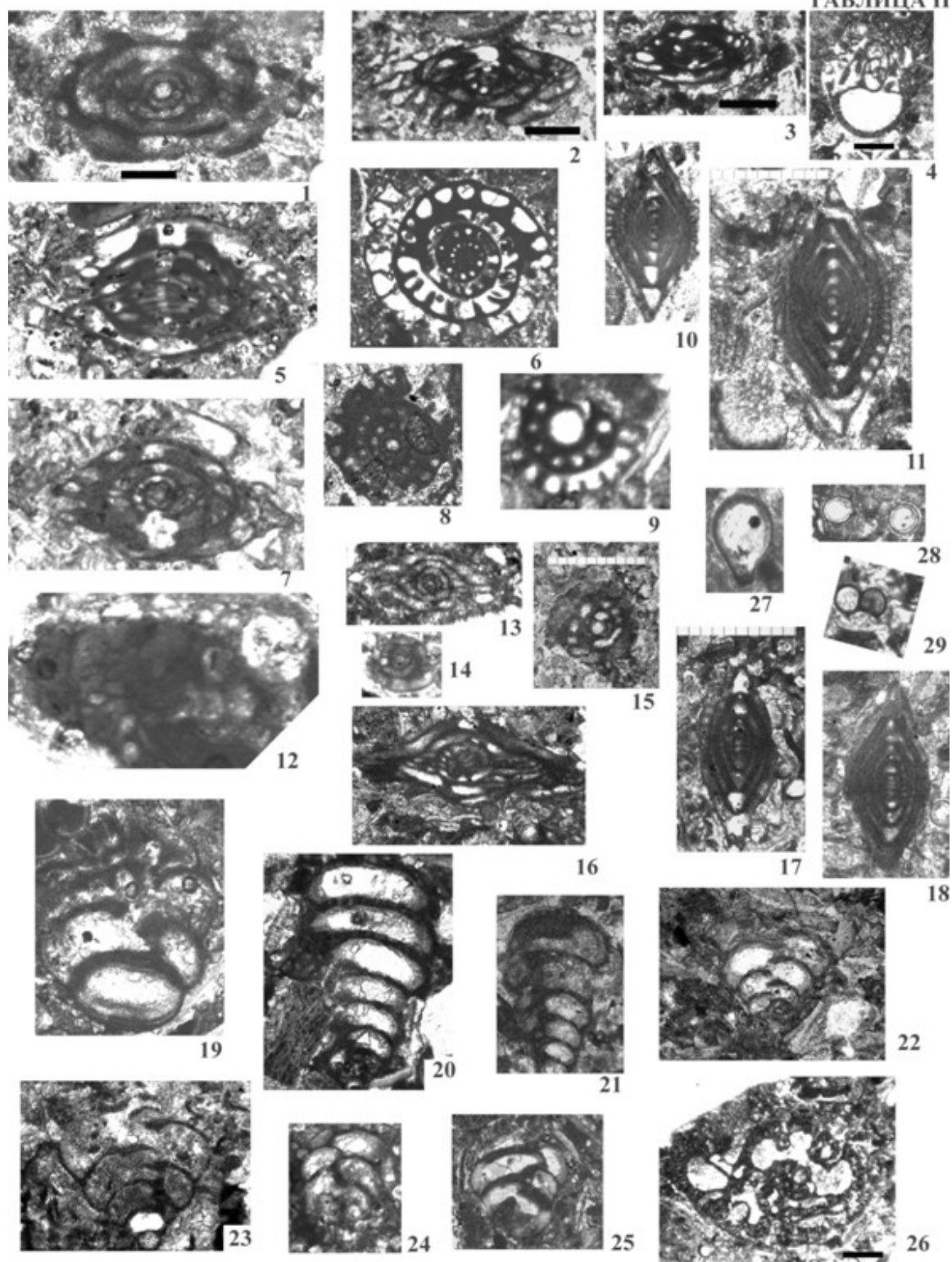
Фиг. 2. Известняк, использованный при строительстве Гостиного двора г. Архангельска.

Фиг. 3, 4. Известняк надгробной плиты Паисия Дворенинова.

Фиг. 5, 6. Известняк надгробной плиты свт. Филиппа Колычева

Фиг. 7, 8. Известняк надгробной плиты Ионы Шамина.

ТАБЛИЦА II



Объяснение к таблице II

Таблица II. Комплекс фораминифер, содержащийся в известняках надгробных плит.

Фиг. 1-3. *Fusulinella* sp. из известняка плиты воеводы Михаила Озерова

Фиг. 4. *Bradyina* sp. (ex gr. magna) из известняка плиты воеводы Михаила Озерова

Фиг. 5-8. *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moeller. 5, 6 – из известняка плиты свт. Филиппа Колычева; 7, 8 – из известняка плиты Паисия Дворенинова.

Фиг. 9. *Fusulina* sp. (медианное сечение) из известняка плиты Паисия Дворенинова.

Фиг. 10, 11, 17, 18. *Ozawainella mosquensis* Rauser. 10, 11 – из известняка плиты Паисия Дворенинова; 17, 18 – из известняка плиты воеводы Михаила Озерова.

Фиг. 12. *Fusulina* sp. (ex gr. *innae* Ros.) из известняка плиты Ионы Шамина.

Фиг. 13. *Schubertella gracilis* Rauser из известняка плиты Ионы Шамина.

Фиг. 14, 15. *Schubertella* ex gr. *acuta* Rauser. 14 – из известняка плиты Ионы Шамина, 15 – из известняка плиты инока Логина

Фиг. 16. *Taitzeoella* sp из известняка плиты воеводы Михаила Озерова.

Фиг. 19. *Climacammina moelleri* Reitlinger из известняка плиты Ионы Шамина.

Фиг. 20, 21. *Climacammina elegans* (Moeller) из известняка плиты Паисия Дворенинова

Фиг. 22 – 25. *Textularia* sp. 22, 23 – из известняка плиты воеводы Михаила Озерова; 24 – из известняка плиты свт. Филиппа Колычева; 25 – из известняка плиты Ионы Шамина.

Фиг. 26. *Bradyina* ex gr. *pseudonautiliformis* Reitlinger – из известняка плиты воеводы Михаила Озерова.

Фиг. 27 – 29. *Tuberitina* sp. (ex gr. *bulbacea* Reith.), *Eotuberitina reitlingerae* Sab. , *Bituberitina* sp. – из известняка плит Паисия Дворенинова, Ионы Шамина, инока Логина.

ІСТОРИКО-ДИНАМІЧНІ БАСЕЙНОВІ ГЕОМОРФОСИСТЕМИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА І ПРОГНОЗНО-ПОШУКОВІ РОБОТИ НА ОСАДОЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Комлев О.О.

Київський національний університет ім. Т. Шевченка, Київ, Україна

Прогнозно-пошукові і розвідувальні роботи на осадочні корисні копалини – важливий прикладний напрямок використання результатів регіонального аналізу встановлених і досліджених нами розвинутих в мезозой-кайнозой на Українському щиті і поєднаних з ним западин *історико-динамічних басейнових геоморфосистем* [8]. В морфолітогоризонтах останніх виявлені значні поклади різних видів осадочних корисних копалин (ільменітових, титаново-цирконієвих, інших розсипів, алмазів, бурштину, фосфоритів, золота, бурого вугілля, будівельних матеріалів). Автор брав безпосередню участь у вивченні структурно-тектонічних, палеогеографічних, палеогеоморфологічних умов формування, речовинного складу, техніко-економічних умов розробки деяких з них.

Побудовані нами карти і виявлені закономірності будови і еволюційної динаміки історико-динамічних басейнових геоморфосистем дозволяють значно вдосконалити якість цих робіт, оскільки дають додаткові прогнозно-пошукові критерії, які дозволяють: 1) покращити надійність палеогеоморфологічних і палеогеографічних реконструкцій: точніше виявляти форми і типи палеорельєфу, седиментаційні, літолого-фаціальні, геохіміко-мінералогічні зони, уточнювати їх межі тощо; 2) вести поетапний аналіз умов формування і наступних перетворень родовищ осадочних корисних копалин; 3) точніше виявляти площі, якими обмежуються ділянки утворення підвищених концентрацій корисного компоненту і наступного розубожіння; 4) виявляти зони гіпергенної переробки, високого механічного зношування, ймовірної регенерації якісного складу корисних компонентів родовищ (розсипів); 5) виявляти місця утворення високих концентрацій корисних компонентів родовищ; 6) розбракувати корисні компоненти родовищ за їх якісним складом. Найбільш інформативними зі статичних показників історико-динамічних басейнових геоморфосистем є складність, склад і потужність морфолітокомплексів, типи конформності

похованих поверхонь експонованих (найбільш сприятливими для утворення розсипів тут виявляються обернені і півобернені типи конформності позитивних форм і схилів). В групі динамічних показників основними є дані про еволюційно-динамічні зони, які дозволяють прогнозувати знаходження продуктивних тіл і їх речовинний склад (гранулометричний, хімічний). Вони доповнюються даними про структурно-динамічні зони долинної формації. Вироблені на основі цих показників критерії доповнюють традиційні і в комплексі з ними підвищують якість пошукових прогнозів на осадочні корисні копалини.

В комплексі прогнозно-пошукових робіт на *титанові* (ільменітові) розсипи реконструювались екзодинамічні умови їх формування на перспективних ділянках Луганської і Коростеньської історико-динамічних басейнових геоморфосистем. Було виявлено зміни якісного (технологічного) складу титанової сировини розсипів в розширеннях древніх річкових долин, внутрішніх дельтах, озерах. При вивченні палеогідродинамічних умов формування нижньонеогенового та інших морфолітогоризонтів враховувались закономірності зміни в них літологічного, гранулометричного і речовинного складу у вертикальному і горизонтальному напрямках. Горизонтальна зональність добре проявляється в днищах і на схилах долин у змінах різних коефіцієнтів: гранулометричних (середній розмір - M_d і сортованість - S_o), хімічного складу корисних компонентів розсипів (коефіцієнти змінності) і співвідношень деяких мінералів з них. Так, використання показника M_d дозволяє чітко зонувати древній рельєф і його окремі форми, виявляти ділянки конседиментаційних структур і наступних тектонічних деформацій. Це дозволило, в комплексі з іншими методами, реконструювати берегові зони древніх озер (часто за значеннями M_d 0,3 мм). S_o , виявився ефективним для реконструкцій древніх озерних басейнів, розширень палеодолин (тут його значення звичайно 1,45-1,5). В межах підняття і

схилів древнього рельєфу спостерігається погіршення сортованості - 1,7-1,85 і більше. Палеогеоморфологічні реконструкції на основі коефіцієнтів *зміненості* (зокрема Fe_2O_3 / FeO) ільменіту виявились найбільш ефективними для умов контрастного рельєфу. Проведені дослідження виявили закономірність накопичення найбільш зміненого ільменіту на ізометричних і витягнутих ділянках древніх озер, центральних розширених частинах долин зони успадкованих негативних форм, де відбувалось розпластування древніх водних потоків і осідали дрібні фракції. Важливу інформацію про живу силу потоків дають і мінералогічні коефіцієнти (зокрема *лейкоксен/ільменіт*) і які доповнюють загальну картину. Лейкоксен, утворений з ільменіту внаслідок його гіпергенних перетворень, має меншу питому вагу, активно переноситься водою. Значення цього коефіцієнту менші в тальвегах древніх річок, більші - на древніх межиріччях, де лейкоксен накопичувався в корі вивітрювання. Горизонтальний розподіл вмісту корисного компоненту досліджених розсипів в значній мірі залежав від їх відстані і просторового розташування від корінних джерел. На це вказують доволі суттєві кореляції позитивного знаку між вмістом корисного компоненту в досліджених розсипах і його Md. В меншій мірі в горизонтальній зональності Md ільменіту розсипів долин і схилів проявлявся древній рельєф. В епохи максимального корозії розсипоутворення він не відзначався особливою контрастністю, хоч і часто тут зустрічались невеликі "пастки". Незначні латеральні переміщення корисних компонентів не приводили до їх значного розсіювання. Але, дрібніші гранулометричні класи титанових мінералів виносились в древні долини, де накопичувались у відповідності з їх рельєфом і палеогідродинамічними умовами. Розглянуті кількісні показники, в першу чергу, свідчать про силу древніх водних потоків і положення русел. Та, доповнені іншими даними (палеогеоморфологічними, значеннями структурно-ерозійних коефіцієнтів [5-7]), вони дозволяють реконструювати звивистість, глибину і ширину русел, розміри і форму меандр, фаціальний розподіл древнього алювію в древніх річках. Проведені дослідження дають також підстави вважати, що протягом більшості мезозойських і кайнозойських циклів морфолітогенезу території України спостерігалась сезонна ритмічність стоку древніх річок. Найбільш достовірно це встановлюється для неогенових циклів з субтропічним типом

клімату. Важливі дані щодо палеоекзодинамічних процесів Українського щита дають результати спеціальних досліджень мезозой-кайнозойського долинного морфолітогенезу [5]. Різні генерації древніх долин мають однакову вертикальну морфологічну будову – звужену нижню і розширену середню і верхню частини. Також їх осадовим товщам властиві ідентичні циклічні розрізи їх будови. В долинах кожного з виділених морфолітогенетичних горизонтів зустрічаються ідентичні за будовою "пачки" (2-3, інколи 4) відкладів, що проявляється в їх генетичному, фаціальному і літологічному складі. Складові цих "пачок" утворюють різні комбінації, залежні від локальних (аномальні тектонічні блоки) і випадкових (екзогенні процеси) причин, що приводить також до порушення або скорочення їх складу. Тут встановлені 3 основні типи просторового співвідношення генетичних типів древніх долинних відкладів [5].

В юрських, крейдових і палеогенових морфолітогоризонтах історико-динамічних басейнових геоморфосистем підсистем Українського щита і Дніпровсько-Донецької, Прип'ятської западин, Дністрянського перикратонного прогину зустрічаються невеликі родовища переважно конкреційних *фосфоритів* (розмір зерен яких мм – перші см). Цьому сприяли: 1) широкий розвиток вміщуючих фосфор корінних порід (переважно кристалічних фундамента щита і його схилів) і постійне виведення їх на рівень денудаційного зрізу; 2) розвинуті у відповідних морфолітогоризонтах типи вміщуючих фосфорні конкреції літологічних колекторів – теригенних, теригенно-карбонатних, карбонатних; 3) вельми розгалужена в усі морфолітоцикли, долинно-річкова мережа, яка забезпечувала постійний дренаж багатих фосфором корінних порід щита і винос його сполук (колоїдів, механічний) річками в розташовані тут неглибокі платформні моря; 4) глибини цих морів (в середньому 50-100 м), складні конфігурації їх берегових ліній, численні мілководдя, острови, протоки, сприятливі для розвитку активних прибережних і донних гідродинамічних процесів; 5) багато морфологічно заглиблених ділянок; 6) широкий розвиток фауни – проміжної ланки, накопичувачів фосфору в морських басейнах [1, 2, 11, 18-22]. Ці і інші критерії (мінералогічні, геохімічні, структурно-тектонічні), доповнені матеріалами вивчення історико-динамічних басейнових геоморфосистем, дозволяють прогнозувати ймовірні родовища фосфоритів

різні за типом і вмістом фосфору. Так, конкреції з високим і середнім вмістом фосфору утворюються в мулистих відкладах, у місцях ослабленого і застійного гідродинамічного режиму. Тому, перспективними на їх виявлення є ділянки відповідних морфолітогоризонтів, сформовані в межах зони успадкованих негативних форм, де розміщені і найбільші термінали. Натомість, конкреції з низьким вмістом фосфору, які зустрічаються в піщано-алевритових кварц-глауконітових відкладах, формуються за умов активного або змішаного гідродинамічного режиму на схилах і підняттях морського дна. Пошуки їх повинні вестись у місцях висхідних літопотоків відповідних циклів морфолітогенезу, які виникають в усіх еволюційно-динамічних зонах історико-динамічних геоморфосистем, але найбільш в зонах внутрішніх і міжбасейнових перебудов.

Підсистеми щита з Прип'ятською, Дніпровсько-Донецькою западинами, Дністрянським перикратонним прогином розташовуються в межах Балтійсько-Дніпровської і Карпатської субпровінцій єдиної Євразійської бурштиноносною провінції [16]. *Бурштин* виявляється тут у верхньоеоцен-олігоценівому, епізодично неогенових і четвертинному морфолітогоризонтах. В першому він залягає *in situ*, в останніх є перевідкладеним. Проведеними дослідженнями (в тому числі в інших районах [3, 9-10, 16]) було встановлено, що бурштин утворює: 1) промислові розсипи в морських і озерних відкладах, 2) сезонні - в елювіальних, делювіальних, пролювіально-морських, льодовикових відкладах; 3) тільки вторинні розсипи - один, два і більше разів перевідкладені; зустрічається в 4) глинистих, піщано-глинистих (суглинках, алевритах) породах; 5) переважно в нижній частині трансгресивних розрізів морських відкладів; 6) місцях, пов'язаний з давнім дном, проти яких впадали річки або тимчасові водотоки.

Невелика питома вага, висока флотаційність сприяють перенесенню бурштину на значні відстані (сотні кілометрів), де, за сприятливих умов, утворюються вторинні, третинні, інші, розсипи. Нині, досліджена територія України розглядається не тільки з точки зору можливостей утворення тут власних корінних і вторинних розсипів бурштину, але і як основна у живленні всім відомих вторинних прибалтійських родовищ [16, 17]. Враховуючі, розглянуті вище закономірності утворення розсипів бурштину, нами були розроблені прогнозні критерії їх виявлення на основі

комплексного палеогеоморфологічного аналізу в межах Олевської історико-динамічної системи рельєфу. Додатково аналізувались також дані карт статичної і динамічної історико-динамічних басейнових геоморфосистем. Метою їх було виявлення перспективних на знаходження бурштину морфолітогоризонтів, вивчення їх сучасного поширення і положення відносно базисів ерозії, будову (потужність, пластику обмежувальних поверхонь), характер просторового взаєморозташування і контактів. За комплексом всіх цих ознак були намічені ділянки, сприятливі для зберігання бурштину *in situ*, які розташовуються переважно в еволюційно-динамічній зоні успадкованих негативних форм.

В кристалічних породах фундаменту і корі вивітрювання Українського щита і його західного схилу зустрічаються *алмази*. За структурно-тектонічними, палеовулканічними, речовинними, літолого-формаційними ознаками алмазоносними взагалі вважаються й інші схили щита, які, є зонами його зчленування з суміжними геоструктурами-западинами [12, 14]. Мезозойські та кайнозойські морфолітогоризонти розглядаються як вторинні колектори алмазів, куди вони потрапляють з протерозойських і, можливо, палеозойських (девонських) порід. Колектори за їх природою можуть бути палеогеоморфологічними (морфологічні пастки) і літологічними (яких за своїми фізико-механічними властивостями алмази найчастіше приурочені до глинистих, піщано-глинистих і карбонатних відкладів [4, 15]). Ці умови найчастіше спостерігаються на термінальних ділянках історико-динамічних басейнових геоморфосистем. З морфолітогоризонтів геоморфологічного мегациклу перспективними на утворення розсипів алмазів вважаються нижньокрейдовий, неогенові і четвертинний. Причому в нижньокрейдовому (морські альбські відклади) морфолітогоризонті Володимирецького і Кухотськовольського замкнутих сегментів, зоні внутрішньобасейнових перебудов виявлені практично повні ореоли мінералів-супутників (піропи, пікроільменіти, хромшпінеліди і, навіть муасоніт) алмазів (крім останніх), утворених внаслідок розмивів і вторинного збагачення порід вулканогенної формації волинської серії верхнього протерозою. За палеогеоморфологічними умовами, тут існувала абразійно-аккумулятивна (утворена на місці невисокої денудаційно-аккумулятивної) рівнина, архіпелаги низьких островів, численні відмілини, протоки, активні гідродинамічні умови. Через мережу коротких підводних долин

в центр сегментів виносились мінерали-супутники та, в першу чергу, алмази. На наш погляд, розташовані тут ділянки зони успадкованих негативних форм (на експонованій поверхні це заболочені ділянки і озера Біле, Велике, Островське) можуть бути перспективними на виявлення тут розсипів алмазів. Поодинокі їх знахідки і скупчення виявляються також в верхньонеогеновому (піщано-глинистих післясередньосарматських відкладах балтської світи) і четвертинному морфолітогоризонтах на півдні західного схилу Українського щита, на межиріччі Південного Бугу, Дністра і Горині, історико-динамічних басейнових геоморфосистемах щита і Дністрянського прогину і Причорноморської западини. В четвертинному морфолітогоризонті знахідки найчастіше зустрічаються в пролювіальних і алювіальних відкладах коротких долин, які дренують осьові частини направлених на південь систем (Микулинецької, Ярмолинецької ін.) і впадають в притоки першого порядку Дністра. На наш погляд, вони поступають в четвертинний морфолітогоризонт з внаслідок розмиву відкладів балтської світи верхньої частини верхньонеогенового морфолітогоризонту, розташованих гіпсометрично вище сучасних базисів, у вісьовій частині систем і безпосередньо з вміщуючих алмази кристалічних порід, що експонуються в сучасних руслах річок і розмиваються ними. Натомість, стратиграфічною ознакою балтських відкладів є так звана "карпатська галька", представлена обкатаними уламками яшмоподібних порід, принесеними ймовірно з Карпатської геосинклінальної області. Але, ідентичні породи виявлені при проведенні тут в останні роки знімальних робіт і які, за палеогеоморфологічними даними, експонувались в рельєфі вже після регресії середньосарматського моря, внаслідок структурно-тектонічних перебудов території Західного Поділля. Виведені на поверхню з висхідними літопотоками в місцях денудації, вони, в складі уламкового матеріалу, зносились в термінали, розташовані впродовж неогену в центральних частинах історико-динамічних басейнових геоморфосистем. Впродовж четвертинного морфолітоциклу тут відбуваються ще більш кардинальні зміни (інверсія) тектонічного режиму, внаслідок яких осьові частини басейнових систем перетворюються на найбільш підняті і розташовуються нині гіпсометрично вище меж, де розташовувались денудаційні ділянки і ймовірні корінні джерела алмазів і "карпатської гальки", а нині притоки Дністра. Подібний

варіант, на наш погляд, підтверджується віднесенням цієї території до перехідних неогеодинамічних зон з властивими їм оберненими морфоструктурами [13]. Загалом, порівняння середньосарматського і балтського орогідрографічних планів свідчить про їх великі розбіжності. Ми вважаємо, що починаючи з пізнього сармату формування склепінієвого підняття цієї території супроводжувалось утворенням нового структурного плану, розкриттям вміщуючих алмази тріщин, де також закладались балтські річки і яри, в долинах яких ймовірно і утворення розсипів. В межах історико-динамічних басейнових геоморфосистем перспективними є місця розвитку відкладів балтської світи, розташовані в зоні успадкованих негативних форм, яким властива інверсія в четвертинний час, і прилеглі до них ділянки зон міжбасейнових перебудов. Знахідки алмазів в четвертинному морфолітогоризонті (зокрема, алювію рр. Вужа, Жерева, інших) в Лугінській, Коростеньській, Малинській історико-динамічних басейнових геоморфосистем тяжіють до зони внутрішніх басейнових перебудов і близько розташованих зон успадкованих негативних форм. Пізньопротерозойська (пролювіально-делювіальна) розсип алмазів розташована в межах Білокоровицької височини, яка впродовж геоморфологічного мегациклу займає високе гіпсометричне положення і розділяє Олевську і Лугінську історико-динамічні басейнові геоморфосистеми. Тому, перспективними на розсипи можна вважати Білокоровицьку грабеніву структуру Олевської (зону успадкованих негативних форм) і прилеглі ділянки Лугінської басейнових систем.

Морфохронодинамічний підхід, який розвивається автором [8], створює можливості для концептуального теоретико-методологічного синтезу різних напрямів геології, геоморфології, палеогеоморфології і на цій основі ефективніше проводити пошукові роботи на різні корінні і осадові корисні копалини.

1. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины (Труды ГИН АН СССР, Вып.156. ? 67). - М.: АН СССР, 1954.- 302 с.
2. Карпова М.И. Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы. - М.: Наука, 1982.- 128 с.
3. Катинас В.И. Янтарь и янтареносные россыпи Южной Прибалтики // Труды Литов. НИГРИ. Вып. 20. - Вильнюс: Минтис. - 1971.- 453 с.
4. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О находке алмазов в прибрежно-морских третичных песках Украины // Геология россыпей. - М.: Наука.-1965.- С.278-279.

5. Комлев А.А. Мезокайнозойский долинный морфолитогенез северо-западной части Украинского щита и его влияние на образование россыпей. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. - К., 1988.- 24 с.
6. Комлев О.О. Басейнові історико-динамічні морфолітосистеми: палеогеодинамічні реконструкції і екологічні експертизи водогосподарських проектів // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. - К.: 2001. - ?2. - С.853-860.
7. Комлев О.О. Особенности гранулометричного і речовинного складу ільменіту титанових розсипів Волині і реконструкції палеорельєфів басейнових морфолітосистем // Вісн. КНУ. Сер. геол. - 2002. - ? 21-22.- С.25-27.
8. Комлев О.О. Історико-динамічні басейнові геоморфосистеми геоморфологічних формацій Українського щита. Автореф. дис. д-ра географ. наук. К. - 2005.- 37 с.
9. Коптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. - К.: АН УССР, 1951.- 165 с.
10. Кораллова В.В. К вопросу реконструкции климата и растительности палеогена Украины // Труды НИИ геологии Днепропетровского ун-та. - Днепропетровск: - 1970. - Вып.3. - С. 43-64.
11. Красильникова Н.А. Геотектонические условия размещения фосфоритных месторождений СССР // Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья. - М.: Недра, 1971.- С. 185-194.
12. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. - К.: Наукова думка, 1975. - 560 с.
13. Палиенко В.П. Переходные внутриконтинентальные морфоструктуры как отражение неогеодинамической сопряженности гор и равнин // Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие. - Краснодар: Кубанский ГУ 1998.- С. 20-22.
14. Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. - К.: Наукова думка, 1972. - 294 с.
15. Соколов Б. Н. Образование россыпей алмазов (основные проблемы). - М.: Наука, 1982.- 96 с.
16. Трофимов В.С. Древние россыпи янтаря Прибалтики и Украины // Древние и погребенные россыпи СССР. - К.: Наукова думка. - 1977.- С. 76-83.
17. Трофимов В.С. Янтарные россыпи и их происхождение // Геология россыпей. - М.: Наука. - 1965.- С.77-97.
18. Фоминский В.И. О трех функциях затопленных палеоресел в формировании сеноманских фосфоритовых залежей Воронежской антеклизы // Полезные ископаемые в осадочных толщах. - М.: Наука. - 1973.- С. 157-162.
19. Шамрай И.А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор рудообразования // Вопросы минералогии осадочных образований. - Львов: 1956.- С. 38- 47.
20. Шубаков Г.Н., Волков Б.Н., Тамойкин Ю.С. Геологические закономерности формирования фосфоритовых месторождений // Фосфориты Среднего Поволжья. - Казань: Казанский ГУ. - 1969. - С. 123-130.
21. McConnel D. Precipitation of phosphates in sea water. - Econ. Geol.- 1965.- vol.60. -? 5.- P. 380-385.
22. Peaver D.R. Shallow water phosphorites.- Econom. Geol.- 1967.- vol.62.- ? 4.- P. 137-145.

The article is devoted to a new chances of use of geomorphology and paleogeomorphology for searches of different deposits of sedimentary minerals. These present theory, methodology and methods of the morphochronodynamical analysis of geomorphogenesis and sedimentary minerals. At first it are used for researches of the historical-dynamical basin geomorphosystems of the Ukrainian shield. Cartographic and others object models of historical-dynamical basin geomorphosystems of the geomorphology formation of the Ukrainian shield are used for it. Significance of the historically-dynamical basin geomorphosystems for prognosis deposits of crystal and sedimentary minerals are shown.

ПРОГНОЗНО-ПЕРСПЕКТИВНА ОЦІНКА НОВОЛУГАНСЬКОЇ МІДЕНОСНОЇ ПЛОЩІ

Котляров Є.В., Колесник Д.А.

ДРГП «Донецькгеологія», Артемівськ, Україна

В географічному відношенні площа робіт розташована в зоні степів, в орогідрографічному – на північному схилі головного вододілу Донецького кряжу, який представляє собою слабохвилясту рівнину порізану долинами рік, балок та ярів.

В адміністративному відношенні район робіт знаходиться в північній частині Донецької області на землях Артемівського району та Горлівської міськради.

Геолого-прогнозне картування Новолуганської площі масштабу 1:50000 проведене з метою оновлення матеріалів попередніх робіт, підвищення їх інформативності, науково-технічного потенціалу і якісного рівня, планомірного зростання глибинності досліджень для оцінки перспектив міденосних відкладень, оперативного вивчення перспектив потенційної рудоносності площі із оцінкою перспективних і прогнозних ресурсів, визначення об'єктів для постановки подальших геологорозвідувальних робіт (малюнок 1).

За фактичними геологічними даними Новолуганська площа відрізняється більш складною структурною побудовою в плані і на глибину в порівнянні з існуючими уявленнями. На суміжних територіях виявлені нові потенціальні міденосні «сірі зони» на різних рівнях асеського ярусу нижньої пермі у границях картамиської світи (P_{1kr}), які виявлені в межах площі, де присутність їх раніше заперечувалась.

Прогнозно-перспективна оцінка площ на мідь базувалась на цілому ряді рудоконтролюючих критеріїв, серед яких у першу чергу слід відмітити стратиграфічний та літологічний контроль. Перший з них обумовлюється приуроченістю мідепроявів до картамиської світи нижньої пермі, а другий - літологічний - в локалізації мідепроявів у так званих «сіроколірних зонах» - проверстках сіроколірних порід, які чітко виділяються серед червоноколірних вміщуючих порід. Не останнє значення має формаційний контроль, що виражається в приуроченості мідної мінералізації до аридної теригенної червоноколірної формації, границі якої в межах району співпадають з границями картамиської світи (Q_1-R_1).

При оконтурюванні перспективних площ враховувався фаціальний фактор. Міденосні відклади за кольором, структурно-текстурними ознаками порід підрозділяються на декілька генетичних типів, що змінюють один одного. Безпосередньо на площі виділені алювіально-дельтові відклади, відклади барів, кіс, пересипів та відклади відшнурованих лагун.

При прогнозній оцінці площ враховувався і геохімічний фактор та дані геохімічного випробування.

Кондиції для підрахунку запасів на родовищах мідних руд згідно діючих вимог до проведення геолого-прогнозного картування [3] встановлюються в кожному конкретному випадку з врахуванням масштабу родовища, якості корисної копалини, економіки району та гірничо-технічних умов експлуатації.

Оскільки для родовищ мідних руд Донбасу такі вимоги ще не розроблені, то при проведенні пошуків кондиції були прийняті за аналогією з іншими родовищами страти формного типу (Джезказганське родовище), згідно з якими мінімальний вміст міді в руді складає 0,5%, а бортовий вміст 0,4%. Але в даній статті для прогнозної оцінки мідних об'єктів Донбасу прийняті дещо нижчі показники - 0,4 і 0,2%, що дає змогу більш повно врахувати морфологічні особливості подібного типу зруденіння.

Підрахунок прогнозних ресурсів виконувався методом прямого розрахунку по аналогії з попередніми підрахунками запасів та прогнозних ресурсів за даними пошукових робіт на мідь на Берестянському та Картамиському рудопроявах. Інтервал випробування, як правило, - 0,1-0,2 м, що при середній потужності покладу не більше 1 м надає змогу повністю охарактеризувати розподіл рудної речовини по розрізу. В підрахунок приймалися тільки ті частини рудного тіла, середньозважений вміст якої був не нижче прийнятого бортового вмісту (0,2%). Потужність розраховувалась як середнє арифметичне потужностей рудоносного горизонту, розкритих свердловинами і відслоненнями, а вміст міді по кожній рудній свердловині і відслоненню визначався як середньозважений, а по площі як середньоарифметичне



Малюнок 1. Оглядова карта району робіт. Масштаб 1:100 000



Контур району робіт

Об'ємна вага мідних руд визначалась в лабораторних умовах і становить $2,45 \text{ т/м}^3$.

В процесі роботи були виділені три перспективні площі на мідь: Кодемська, Гуртівська, Лозівська -, у межах яких оцінені перспективні ресурси по категорії P_1 та P_2 . Підрахунок перспективних ресурсів проводився по формулі $Q = S \cdot m \cdot d \cdot c$, де Q – перспективні ресурси міді (в тис. т.), S – площа (в м^2), m – потужність рудного горизонту (в м), d – об'ємна маса руди (в т/м^3), c – середньозважений вміст міді по площі (в %).

Крім цього, за аналогією з попередніми розвідувальними роботами на мідь у залежності від ступеня вивченості території при підрахунку

перспективних ресурсів був застосований коефіцієнт надійності прогнозу, що становить 0,7 для Кодемської перспективної площі; 0,4 – для Гуртівської площі та 0,6 – для Лозівської.

Межі перспективних площ встановлені за результатами літолого-фаціальних геохімічних побудов з урахуванням глибини залягання рудоносного горизонту не більше 400 м [4].

Нижче більш детально охарактеризована невелика за розміром та кількістю руди Гуртівська перспективна площа, яка виділена на базі 2-ох пунктів мінералізації, встановлених свердловинами при проведенні ГПК (св.3-5; 3-16), але яка має всі характерні риси

стратиформного зруденіння типу «мідистих пісковиків» Донбасу.

У структурному відношенні площа приурочена до південно-східного схилу Головної антикліналі. На заході, півночі та сході вона обмежується Гуртівським насувом, з півдня її межа співпадає з виходом на дочетвертинну поверхню сіроколірного горизонту Q_7 (фото 1, фото 2). Зруденіння пов'язане з відкладами підводно-дельтових фацій сіроколірного горизонту Q_5 картамиської світи нижньої пермі. Мінерали міді представлені халькозином, у зоні окислення – малахітом та азуриком і, як правило, супроводжуються піритом. Руди вкраплені, прожилково-вкраплені [1]. Рудовміщуюча товща має східне, північно-східне простягання з північним, північно-західним падінням порід близько $8-10^\circ$. Процентний вміст міді в окремих перетинах досягає 5%. Потужність змінюється від 0,5 м до 1,4 м і становить в середньому 1,0 м. В цілому по площі середньозважений вміст міді складає 0,9%. Вміст срібла в руді складає 12 г/т. За цими показниками перспективні ресурси міді цього об'єкту складає не менше 7 тис.т.

Порівнюючи отримані параметри з експлуатованими родовищами Німеччини, Польщі, Анголи, Замбії та інших країн, видно, що вміст міді 0,2-1,97% та потужності рудних тіл від 0,4 до 1,9 м цілком співставні або наближаються до них. Останнім часом тенденція до зменшення середніх вмістів міді в руді відмічається в Казахстані та Росії. Глибина залягання від поверхні в більшості випадків не перевищує 350-400 м [2].

Загалом, на даному етапі прояви міді донецької пермі не можуть бути конкурентноздатними з відомими родовищами, але в подальшому, при певних умовах, більшість рудопроявів є перспективними для промислової розробки і потребують постановки подальших більш детальних цілеспрямованих геологорозвідувальних робіт.

На завершення слід зазначити, що Лозівська та Гуртівська перспективні площі знаходяться на незначній відстані одна від одної (3-4 км) і в цілому можуть розглядатись як одне дрібне родовище, що складається з декількох ділянок. Наявні передумови відкриття і нових ділянок південно-західніше Лозівської перспективної площі та західніше Гуртівської перспективної площі (пункти мінералізації, висококонтрастні первинні та вторинні геохімічні аномалії). Останнє значно підвищує перспективи відкриття тут невеликого родовища міді з відкритим (кар'єрним) способом розробки, глибиною до 300 м.

Виходячи з викладеного можна висловити деякі рекомендації щодо проведення подальших геологорозвідувальних робіт.

Питання щодо виявлення мідних родовищ у Бахмутській котловині залишається відкритим, оскільки основна частина рудовміщуючих порід на досліджуваній та суміжних площах потребує більш детального довивчення шляхом проведення буріння свердловин, гірничих та лабораторно-дослідних робіт, тим більше, що значна частина перспективних прибережних фацій (алювіально-дельтові, підводно-дельтові, барові) залишилась невивченою через недостатній обсяг бурових робіт (південний-західний схил Бахмутської котловини). Стратиграфічно мідне зруденіння поширене у всіх сіроколірних горизонтах розрізу картамиської світи, тому пошуки міденосних горизонтів потрібно здійснювати за допомогою свердловин, які повністю розкривають картамиську світу. Доцільність перебудування усього її розрізу обґрунтовується наявністю, особливо в зоні зчленування Бахмутської котловини з Головною антикліналлю, серії субширотних малоамплітудних (20-40 м) підкидів та насувів, що значно ускладнює стратиграфічне розчленування такої потужної та одноманітної за літологічним складом картамиської світи.

З метою оцінки впливу Гуртівського насуву на однойменний мідепрояв, визначення амплітуди насуву та оцінки потенційно міденосних горизонтів Q_3 та Q_4 в межах виділеної Гуртівської перспективної площі, необхідно пробурити одну свердловину глибиною 500 м, а для уточнення західної та східної меж площі – дві проектних свердловини глибиною по 50 м. На південь від площі, на правому схилі р. Гурти, до виходу на денну поверхню доломіту Q_1 , можливе виявлення вторинних аномалій міді, в зв'язку з чим тут доцільно провести крупномасштабні літохімічні пошукові роботи масштабу 1:10 000.

В майбутньому при проведенні подальших пошуково-оцінювальних робіт з метою отримання ефективної інформації з мінімальними трудовими затратами не слід нехтувати такими видами робіт, як опис керну сторонніх організацій та маршрутні дослідження, оскільки, по-перше, обсяг їх досить значний, по-друге, за досвідом робіт на будь-якій площі через певний проміжок часу внаслідок ерозійних процесів та проведення гірничих робіт (траншеї, канами, кар'єри і т.д.) з'являються нові виходи на денну поверхню цільового горизонту.

На завершення слід зазначити, що для проведення геологопрогнозного картування, не



Фото 1. Вихід на денну поверхню у вигляді гривки сіроколірного горизонту Q_3 (доломістий пісковик) східніше с. Гурти



Фото 2. Зсувний тип рельєфу на лівому схилі Вуглегірського водосховища північніше с. Байрак в районі виходу на денну поверхню червоноколірних аргілітів картамиської світи.

зовсім вдало вибрана площа. Для виділення прогностичних факторів бажано було б проаналізувати, дослідити та вивчити більший обсяг мідепроявів, ніж їх є на досліджуваній площі, а вони, в основному, розміщені на суміжних з півночі площах. В подальшому для постановки такого виду робіт, як ГПК-50, слід планувати 2-3 планшети або площу, яка включає у цілому певну структурну одиницю.

На основі усіх матеріалів було встановлено:

- зони підвищеної електропровідності локалізуються у сірих пісковиках, що визначає генетичний тип мідного зруднення як стратиформи;
- встановлені додаткові корисні копалини (Hg, Ag, Zn та інші), які пов'язані із структурно-тектоничним фактором Новолуганської площі;
- зроблена прогнозно-перспективна оцінка площ.

Висновки

Опублікована

1. Бабенко О.М., Грабянська Н.Н., Грабянський В. В., Едельман А.М. Медистые песчаники. В кн.: Лазаренко Є.К., Панов Б.С., Груба В.І. Минералогия Донецкого бассейна. ч.І-ІІ, Київ: Наук. думка. 1975. – 485 с.

2. Д.С. Гурський, К.Ю. Єсипчук, В.І Калінін, Є.О. Куліш, С.В. Нечаєв, Ю.І. Третьяков, В.О. Шумлянський. Металічні корисні копалини. т. 1, Київ-Львів: видавництво «Центр Європи». 2006. – 264 с.

3. Організація та проведення геологопрогнозного картування масштабів 1:200 000 і 1:50 000. Основні положення. Тимчасові. Київ, 2001 р. – 150 с.

Фондова

4. Решетарський П.Ф. Звіт про геологопрогнозне картування масштабу 1:50000 Новолуганської міденосної площі. (лист М-37-125-В). Артемівськ, 2001 р. – 227 с.

The purpose of this work is to conduct prospective evaluation of prognostic Novoluganskoy area of copper by studying the main ore-controlling criteria and search features.

The most pressing is doizuchenie patterns and prospects for copper orudineniya kartamyshskoy suite. In the study of sediment formation honey kartamyshskoy suite has focused attention on the study of stratigraphic formations and their material composition, and formational facial features; foldings and disjunctive tectonic structures of different orders and their morphological parameters, genetic and age characteristics, regularities of mineral resources, estimates of the parameters of advanced counting resources by category P1 and P2 displays and promising areas.

The practical significance of the work lies in its possible use in further exploration work on a number of minerals within Novoluganskoy area.

ЕВОЛЮЦІЯ БУЧАКСЬКИХ АЛЮВІАЛЬНИХ РОЗСИПІВ ВАЖКИХ МІНЕРАЛІВ В МЕЖАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Крошко Ю. В.

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

На сьогоднішній час розсипи титановмісних мінералів є основним джерелом отримання титану, значення якого обумовлене різким ростом його використання, завдяки виключній ролі в розвитку сучасного науково-технічного прогресу. В межах центральної частини Українського щита корінні та екзогенні прояви титану пов'язані з базит-ультрабазит-гранітоїдним Корсунь-Новомиргородським плутоном, з розвинутими по ньому корам вивітрювання та з континентальними і прибережно-морськими відкладами, які утворилися за рахунок розмиву рудоносних кір вивітрювання та проміжних колекторів.

Протягом тривалої історії геологічного розвитку території в результаті процесів тектоно-магматичної активізації були сформовані не тільки корінні джерела титану, а й золота. В результаті пенепленезації рельєфу на початок ранньокрейдової епохи створилися сприятливі умови для континентального розсипоутворення.

Формування ільменітових та золотоносних розсипів відбулося в межах річкових долин, які виробляли своє русло в ерозійно-тектонічних депресіях. До кінця апту були сформовані багатоярусні континентальні розсипні прояви ільменіту та золота. Процесу розсипоутворення сприяли: наявність корінних джерел ільменіту та золота в межах розвитку річкових долин та площ водозбору; глибокий хімічний розклад рудовмісних порід, що сприяв вивільненню важких мінералів з гіпергеннозмінених порід корінного субстрату та залучення їх до процесу континентального седиментогенезу; сприятливі фізико-географічні умови, які обумовили формування розсипів в різних фаціальних обстановках (алювіальна (руслова, прируслової відмілини та заплавна мікрофації), делювіально-алювіальна, пролювіально-алювіальна, озерно-болотна). Верхньоальбська трансгресія моря відбувалася по ерозійно-тектонічним депресіям, які були заповнені алювіальними утвореннями. В результаті трансгресії моря відбувався частковий розмив та поховання сформованих алювіальних розсипів.

Водні потоки бучакської річкової системи виробляли свої русла головним чином у глинистій корі вивітрювання та успадковували негативні форми попереднього рельєфу

(ерозійно-тектонічні депресії, які були виповнені нижньокрейдовими алювіальними відкладами). Утворена таким чином гідрографічна мережа отримала в плані деревоподібну форму, а контури розповсюдження бучакських континентальних відкладів часто співпадають з контурами розповсюдження континентальних нижньокрейдових утворень.

Континентальні бучакські утворення представлені озерно-річковими, алювіальними, делювіально-алювіальними, болотними відкладами, що поступово переходять у відклади приморської низовини, відклади естуаріїв та мілководного моря.

Залягають бучакські континентальні відклади, як правило, на каолінізованій поверхні порід докембрію, пісках або вторинних каолінах крейдового чи палеоценового віку. Літологічний склад осадків континентальних фацій, що утворюють своєрідну буровугільну субформацію, достатньо строкатий – буре вугілля, вуглисті глини, вторинні каоліни, різнозерністі піски, пісковики, подекуди конгломерати. Дуже рідкісно в основі бучакських континентальних утворень зустрічаються конгломерати.

Потужність континентальних утворень коливається від 1,0 м на схилах депресій до 21 м в центральних їх частинах.

Провідне місце в будові товщі займають сірі, бурі до чорного кольору кварцові вуглисті піски. Гранулометричний склад пісків характеризується переважанням фракції 0,25-0,075 мм (62 – 98%); уміст алевритових та глинистих часток складає до 43 %, більш крупніші фракції 0 – 5 %. Легка фракція складається в основному з кварцу (70 – 98%), в невеликій кількості присутній польовий шпат (до 5%), мусковіт (до 20%). У важкій фракції присутні: циркон (7 – 45 %), ільменіт (10 %), лейкоксен (4 – 5%), рутил (2 – 5 %), дістен (1 – 5%), гранат (1 – 5 %), пірит (14 – 44 %), в поодиноких знаках присутні ставроліт, турмалін та ін. Присутність значної кількості піриту свідчить про відновний характер середовища формування відкладів.

Найбільш широким розповсюдженням серед псамітових утворень користуються дрібно-, середньозерністі, добре відсортовані різновиди, до яких у більшості випадків приурочені поклади

бурого вугілля, вторинного каоліну, вуглих глин та пісковиків. Підпорядковане значення належить різнозернистим, грубозернистим та гравелистим піскам. Останні залягають повсюдно в основі пісчано-вуглистої товщі в осьових частинах депресій. Пісковики мають підпорядкований характер, серед них виокремлюють вуглисті, кременисті та кварцитоподібні різновиди. Найбільш поширені вуглисті пісковики. Пісковики залягають або в товщі пісків, або в основі пісчано-вуглих відкладів безпосередньо на кристалічних породах. Кварцитоподібні дрібнозернисті, зливні пісковики залягають у вигляді окремих брил на кристалічному фундаменті.

Буре вугілля має горизонтально-пластові залягання. Буровугільні пласти, як правило, мають шарувату будову і являють собою чергування прошарків бурого вугілля й темно-сірої вуглистої глини. Потужність буровугільних пластів змінюється в широких межах від 0,5 м до 5,5 м. Часто буре вугілля переходить у темно-сіру, чорну вуглисту глину, яка завершує розріз.

Вторинні каоліни поширені, в основному, в присхилових частинах депресій. Залягають вони у вигляді малопотужних лінз та прошарків серед пісчано-вуглих відкладів або в їх основі. Потужність від 0,3 м до 6,6 м. Вторинні каоліни представлені пелітоморфними породами каолінітового складу, масні на дотик. Дуже часто вторинні каоліни збагачені обвугленими рослинними рештками.

В будові товщі спостерігається певна ритмічність. Як правило виділяється два елементарних ритми, будова яких починалася нагромадженням псамітових осадків і закінчувалася накопиченням глинистих або вуглих мулів.

Літологічний склад бучакських відкладів вказує на доволі спокійний гідродинамічний режим, з частими чергуваннями застійних умов.

Пухкий субстрат плотика бучакських палеодолин та берегів, обумовили значний перемиг проміжних колекторів важких мінералів та значне їх надходження з вододільних просторів. Таким чином, бучакський алювій збагачувався ільменітом і золотом, які надходили безпосередньо з кори вивітрювання та вказаними мінералами, які зазнали геохронологічного транзиту з нижньокрейдових утворень. Факт геохронологічної транзитності підтверджений роботами Ковальчука М. С., при дослідженні типоморфних особливостей розсипного золота.

На початку розвитку бучакські водотоки намагалися виробити профіль рівноваги відносно базису ерозії і їх основна діяльність була

спрямована на глибинну ерозію. В результаті формувалися, головним чином, руслові розсипи мінералів і переважали відповідно мікрофації русла та прируслової відмілини. В цей час розсипи формувалися за рахунок перемигу вторинних колекторів та матеріалу кір вивітрювання. Розсипи мали, як правило, прямолінійний характер і формувалися в западинах плотика та в приплотиковому шарі.

Враховуючи незначний ухил річкових долин, та нестійкість до ерозії порід, що складали берег, після вироблення профілю рівноваги, ерозійна робота водних потоків перемістилася на борти долини, тобто на її розширення. В результаті, формується широкий коритоподібний профіль русла. Аномальні розширення річкових долин призводили до вкрай нестійкого положення русла в їх межах. В результаті формувалися своєрідні алювіальні рівнини зі заболоченими ділянками. Русло основної річкової артерії мало розгалужений, мандруючий характер. Сформовані розсипи зазнають трансформації. Виникають нові розсипи, які тонкими струменями розташовувалися вздовж русла долини в напрямку плину течії.

Бокові притоки вносили зміни в конфігурацію і морфологію сформованих розсипів. Такі водні потоки постачали значну кількість теригенного матеріалу, а разом з ним і золото й ільменіт. Делювіально-алювіальні процеси обумовлювали надходження делювіального матеріалу зі схилів долини в її заплаву. За рахунок накладання декількох чинників розсипи мали доволі складну конфігурацію.

Новий ерозійний цикл призводив до перемигу і трансформації вже сформованих розсипів та формування нових розсипів. Матеріал раніш сформованих розсипів переносився вниз за течією. Враховуючи незначні швидкості течії і значні вмісти в утвореннях глинистої складової розсипні концентрації важких мінералів формувалися не тільки в умовах руслової мікрофації, а у заплавних мікрофаціальних обстановках. Вирішальне значення на формування розсипів мало безпосереднє надходження важких мінералів у розсип з бортів річкової палеодолини і за рахунок розмиву порід плотика. Зростання ступеня сортування й окатаності піщаної фракції вгору за розрізом вказують на те, що верхні ритми утворилися за рахунок розмиву й перевідкладення підстилаючих. Під впливом цих процесів раніш сформований розсип теж зазнав незначної трансформації, після чого набув свого остаточного положення.

Завершальний етап континентального розсипоутворення характеризується виникненням у межах долини заболочених заплавних ділянок і старичних озер. Зменшення швидкості течії та буйний розвиток рослинності обумовили перекриття пісчано-глинистої товщі й заповнення річкової долини вуглисто-глинистими осадами, перетвореними в процесі діагенезу у вуглисті глини й буре вугілля.

В результаті київського ерозійного циклу бучакські розсипи зазнали часткового розмиву та поховання.

Характерною особливістю континентальних відкладів є добрий коефіцієнт сортування. Різкі коливання величин медіальних розмірів зерен та коефіцієнтів сортування спостерігається не тільки на різних ділянках розповсюдження відкладів, а й у вертикальному розрізі, що вказує на достатньо різкі зміни умов їх утворення: делювіальні відклади змінюються річковими, річкові – озерними, озерні – болотними і т.п.

Враховуючи факт того, що бучакські континентальні розсипи в межах території досліджень вивчені недостатньо, автор вважає за доцільне в основу подальших досліджень покласти вивчення морфодинамічних типів

русел, в залежності від яких та характеру руслових деформацій і особливостей еволюції протягом декількох ерозійних циклів розробити схеми перетворення розсипів та їх структури.

1. Заруцький К. М., Ветров Ю. И., Злобенко И. Ф. и др. Находка золота в аллювии погребенных раннепалеогеновых речных долин центральной части Украинского щита // Геол. журн. – 1981. – Т. 41, вып. 5. – С. 155 – 156.

2. Ковальчук М. С. Формы транспортировки и накопления золота в нижнемеловых континентальных отложениях северного склона центральной части Украинского щита // Геол. журн., 1994. – № 3. – С. 107 – 111.

3. Ковальчук М. С. Особливості формування палеорозсипів золота, пов'язаних з розмивом і перевідкладенням древніх кір вивітрювання // Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. – К.: [Знання], 1998. – С. 105 – 116.

4. Семенюк Н. П., Заруцький К. М. Палеогеографічні критерії прогнозу розсипного золота в центральній частині Українського щита // ДАН України, 1992. – № 2. – С. 85 – 86.

This article contains data on lithological structure buchakskyh continental sediments. Established stages of river grid and forming placer heavy metal.

ГЕОХІМІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ М. МАРІУПОЛЬ

¹Кураєва І.В., ¹Войтюк Ю.Ю., ²Кармазиненко С.П., ³Манічев В.Й.,¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, ²Інститут географії НАН України, м. Київ, Україна, ³Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», м. Київ, Україна

На сьогоднішній день основним забруднювачем навколишнього середовища у багатьох містах України є техногенні викиди підприємств чорної металургії, що містять у своєму складі значну кількість важких металів (ВМ). ВМ, як особлива група елементів, виділяються у зв'язку з токсичною дією на живі організми при їх високих концентраціях.

Маріуполь займає одне з перших місць в Україні за об'ємами викидів шкідливих речовин промисловими підприємствами. Найбільшими забруднювачами оточуючого середовища у місті є два металургійних комбінати чорної металургії – «ММК ім. Ілліча» та «Азовсталь».

Матеріали спільних еколого-геохімічних досліджень ґрунтів та відкладів міста Маріуполь були раніше опубліковані у статтях [2, 6-8]. У яких були висвітлені спільні результати в основному для територій що межують із металургійними комбінатами.

Результати (морфо- і мікоморфологічний опис ґрунтів, латеральне і профільне поширення іонів важких металів і т.д.), що наведені нижче відзначаються своєю масштабністю, комплексністю і охоплюють всю територію міста і прилеглі території.

Для визначення латерального забруднення ґрунтів і відкладів на території міста Маріуполь було відібрано 174 зразки на спектральний аналіз. Проби відбиралися у межах двох інтервалів 0-5 і 0-10 см методом конверту [9]. З метою з'ясування генезису і типу відкладів було закладено 12 шурфів, проведений їх морфологічний опис та мікоморфологічно проаналізовані 40 шліфів з непорушеною будовою. Для оцінки стану профільного розподілу забруднюючих речовин у профілях отримані результати спектрального аналізу 50 зразків відібраних відповідно до вимог ГОСТ 17.4.4.02-84 [3].

За макро- і мікоморфологічними даними у ґрунтовому покриві м. Маріуполь переважають

чорноземи звичайні сформовані на суглинках [5]. Часто у їх мікробудові відзначається наявність техногенного матеріалу, як наприклад у шурфі №2 (рис. 1).

Аналіз отриманих даних про вміст ВМ у досліджених урбанізованих ґрунтах м. Маріуполя і порівняння їх зі значеннями для фонові ділянки с. Мелекіне, і з гранично-допустимими концентраціями (ГДК) дозволило виявити елементи, які входять у техногенну геохімічну асоціацію, характерну для досліджених ґрунтів.

Результати досліджень валового вмісту ВМ у ґрунтах санітарно-захисних зон (СЗЗ) підприємств чорної металургії м. Маріуполя, регіональні фонові значення і гранично-допустимі концентрації (ГДК) подано у таблиці 1.

За методикою Ю.Ю. Саєта [9] розраховано коефіцієнти концентрації ВМ у ґрунтах на основі яких виділені геохімічні асоціації (табл. 2).

Було проведено статистичну обробку отриманих даних. Для аерогенних аномалій розподіл ВМ характеризується дуже високими стандартними відхиленнями. Для фонових ділянок це величина незначна, так як ґрунти, що сформовані на одній ґрунтоутворювальній породі і не зазнають антропогенного впливу мають більш рівномірний розподіл ВМ [9]. Найбільші стандартні відхилення по відношенню середніх валових значень мають: Pb, Mn, Zn, Cu, Cr (табл. 1), що дає підставу охарактеризувати ці елементи як привнесені у колишні фонові ґрунти пиловими викидами у складі техногенних викидів.

Користуючись методом Ю.Ю. Саєта важко відділити техногенну аномалію від природної. Саме тому в роботі додатково використовувався профільний метод [0, 10] визначення частки техногенності важких металів (ЧТМ) для оцінки аерогенного забруднення ґрунтів (табл. 3).

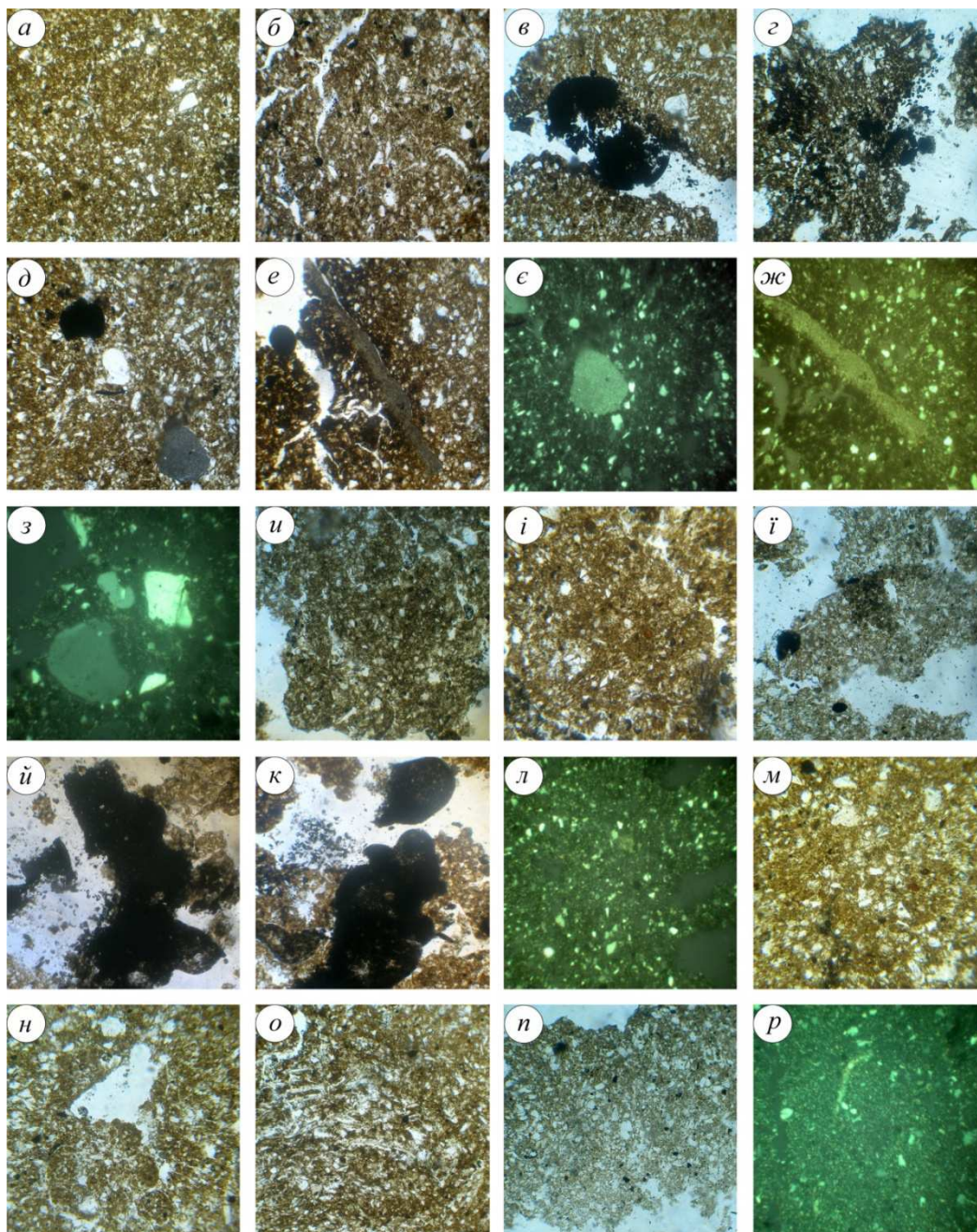


Рис. 1. *Мікробудова сучасного ґрунту* (шурф 2):

Нк: а – рівномірне просочення основи ґрунту гумусово-глинистою плазмою; б – складні мікроагрегати II-III порядку (0,12-0,16мм) розділені звивистими порами, залізисто-манганові плями мангану і зерна гетиту; в, г – крупний шлак (0,3мм) і часточки шлаків на фоні щільного упаковки зерен мінерального скелету у гумусово-глинисту плазму; д – рівномірне просочення плазми гумусово-глинистою речовиною, залізисто-мангановий ортштейн і округле скупчення (0,25мм) мікрокристалічного кальциту; е – гумусово-глиниста плазма просочена оксидами і гідроксидами мангану і заліза та видовжене скупчення карбонатів; є – пилувато-плазмова мікробудова, округле скупчення (0,25мм) мікрокристалічного кальциту; ж – пилувато-плазмова мікробудова і видовжене скупчення мікрокристалічного кальциту; з – пилувато-плазмова із крупними (0,2-0,4мм) піщаними зернами; **Нрк:** и – складні мікроагрегати III порядку (0,2мм) округлої форми розділені порами; і – рівномірне просочення основи гумусово-глинистою плазмою, складні мікроагрегати II порядку розділені порами і зерна гетиту; ї – екскременти ґрунтової фауни та дрібні залізисто-манганові ортштейни; к, л – крупні шлаки, що розпадаються; л – дрібні зерна мінерального скелету формують пилувато-плазмову мікробудову; **Phk:** м – зерна скелету щільно упаковані у гумусово-глинисту плазму, дрібні залізисто-манганові ортштейни, плями і зерна гетиту; н – складні мікроагрегати II порядку, розділені тонкими звивистими порами; о – поєднання гумусово-глинистої і карбонатно-глинистої плазми; п – щільне упаковання зерен мінерального скелету у карбонатно-глинисту плазму, дрібні часточки шлаків і залізисто-манганові плями; р – пилувато-плазмова мікробудова із рівномірним зосередженням зерен мікрокристалічного кальциту; (а-е, и-к, м-р – нік. ||, є-з, л, р – нік. +, збільшення 100).

Таблиця 1. Валовий вміст ВМ у ґрунтах (інтервал 0-5 см) СЗЗ підприємств чорної металургії, мг/кг.

| Елемент | ММК ім. Ілліча | | МК «Азовсталь» | | РФЗ | ГДК |
|---------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|-----|------|
| | $\frac{Med}{Min - Max}$ | σ | $\frac{Med}{Min - Max}$ | σ | | |
| Mn | $\frac{2494}{600 - 10000}$ | 2154 | $\frac{2100}{1000 - 4000}$ | 966 | 500 | 1500 |
| Ni | $\frac{87}{30 - 200}$ | 36 | $\frac{75}{30 - 100}$ | 29 | 32 | 20 |
| Co | $\frac{10}{4 - 20}$ | 5 | $\frac{9}{4 - 20}$ | 5 | 5 | – |
| V | $\frac{193}{80 - 300}$ | 76 | $\frac{132}{40 - 300}$ | 81 | 60 | – |
| Cr | $\frac{272}{80 - 500}$ | 108 | $\frac{204}{80 - 450}$ | 133 | 50 | 100 |
| Mo | $\frac{3}{1 - 6}$ | 1 | $\frac{2}{1 - 3}$ | 1 | 2 | – |
| Cu | $\frac{226}{60 - 2000}$ | 459 | $\frac{308}{40 - 2000}$ | 602 | 20 | 33 |
| Pb | $\frac{738}{40 - 10000}$ | 2390 | $\frac{184}{50 - 300}$ | 109 | 18 | 32 |
| Zn | $\frac{497}{30 - 4000}$ | 936 | $\frac{581}{60 - 3000}$ | 877 | 78 | 55 |
| Sn | $\frac{7}{3 - 20}$ | 4 | $\frac{7}{4 - 20}$ | 5 | 2 | – |

Примітка. *Med* – середнє значення елемента, *Min* – мінімальне значення елемента, *Max* – максимальне; « σ » – стандартне відхилення; РФЗ – регіональне фонове значення. «–» – ГДК не встановлено або дані не приведені. ГДК [4].

Таблиця 2. Асоціації важких металів у ґрунтах СЗЗ підприємств чорної металургії

| № з/п | Металургійний комбінат | Асоціації важких металів |
|-------|--|--|
| 1 | "Маріупольський металургійний комбінат ім. Ілліча" | $Pb_{41} > Cu_{11,3} > Zn_{6,4} > Cr_{5,4} > Mn_5$ |
| 2 | Металургійний комбінат "Азовсталь" | $Cu_{15,4} > Pb_{10,2} > Zn_{7,4} > Mn_{4,2} > Cr_4$ |

Висока техногенність встановлена для Zn – 99% (шурф №1), Cu – 75% (шурф №4); середня – Cr – 70% (шурф №12), Ni – 69 % (шурф №4), Mo – 67 % (розчистка №3, шурф №8,12), Sn – 67 % (шурф №4), Mn – 60% (шурф №7). Це найбільш техногенні метали в ґрунтах, що перебувають під впливом підприємств чорної металургії. Для порівняння була розрахована техногенність на фоновій ділянці в с. Мелекіне (табл. 3). В межах цієї ділянки всі приведені ВМ мають низьку, недостовірну техногенність. Найбільша кількість техногенних ВМ характерна для шурфу №4, який було закладено з північно-східної частини ММК ім. Ілліча.

Узагальнивши дані використання двох методик, геохімічна асоціація характерна для ґрунтів під впливом підприємств чорної металургії представлена такими елементами: свинець, мідь, цинк, хром, марганець.

Оскільки техногенні аномалії частіше за все мають поліелементний склад, було розраховано сумарний показник забруднення (Z_c), що характеризує ефект дії групи елементів. Розрахунок Z_c виконувався за методикою Ю.Ю. Саста [9]. У даній роботі Z_c визначено для Mn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Zn, Sn.

Таблиця 3. Частка техногенності важких металів (ЧТМ) у ґрунті, %.

| № з/п | Місце відбору проб | Mn | Ni | Co | V | Cr | Mo | Cu | Pb | Zn | Sn |
|-------|------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----|-----------|-----------|
| 1 | Маріуполь (Шурф №1) | н | н | н | н | н | н | н | н | 99 | н |
| 2 | Маріуполь (Шурф №2) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 3 | Маріуполь (Розчистка №3) | н | н | н | н | н | 67 | н | н | н | н |
| 4 | Маріуполь (Шурф №4) | н | 69 | 50 | н | н | н | 83 | н | н | 67 |
| 5 | Маріуполь (Шурф №5) | н | н | н | 50 | н | н | н | н | н | н |
| 6 | Маріуполь (Шурф №6) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 7 | Маріуполь (Шурф №7) | 60 | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 8 | Маріуполь (Шурф №8) | н | н | н | н | 50 | 67 | н | н | н | н |
| 9 | Маріуполь (Шурф №9) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 10 | Маріуполь (Шурф №10) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 11 | Маріуполь (Шурф №11) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |
| 12 | Маріуполь (Шурф №12) | н | н | н | н | 64 | 67 | н | н | н | н |
| 13 | с. Мелекине (фонова ділянка) | н | н | н | н | н | н | н | н | н | н |

Примітка. ДТМ > 75% – висока техногенність, 50% < ДТМ < 75% – середня техногенність, н – низька (недостовірна) техногенність елемента (ДТМ < 50%).

У результаті виконаних геохімічних досліджень встановлено, що для ґрунтів м. Маріуполь (інтервал 0-5 см) Z_c становить 3–581 при середньому значенні 38. Виділено дві геохімічні аномалії, що відносяться до дуже високого (надзвичайно небезпечного) рівня забруднення ($Z_c > 128$). Перша розташована у центральній густонаселеній частині міста, друга – в північно-західній частині міста. Майже половина ґрунтів міста характеризується високим (небезпечним) рівнем забруднення ($Z_c > 32$). Ареоли розсіювання поллютантів знаходяться не лише в СЗЗ підприємств чорної металургії, але і в селітебно-транспортній, і житловій зонах. За сумарним показником забруднення найбільш чистою є південно-східна частина міста, що відповідає кліматичній розі вітрів (рис. 2).

Сумарний показник забруднення ґрунтів (інтервал 5-10 см) м. Маріуполь становить 3–591 при середньому значенні 43. За сумарним показником забруднення горизонт ґрунту 5-10 см є більш забрудненим ВМ по відношенню до горизонту 0-5 см. Для горизонту ґрунту 5-10 см виділено чотири геохімічні аномалії, що відносяться до дуже високого (надзвичайно небезпечного) рівня забруднення ($Z_c > 128$). Дві з них розташовані у центральній частині міста (північна частина комбінату «Азовсталь»), інші дві у західній. Приблизно дві третіх частини міста характеризується високим (небезпечним) рівнем забруднення ($Z_c > 32$) (рис. 3).

При утворенні техногенних геохімічних аномалій у ґрунтах зон впливу підприємств чорної металургії більша частина ВМ концентрується на сорбційному біогеохімічному бар'єрі (0-15см). Цей горизонт ґрунту характеризується високим вмістом органічних речовин. У цьому горизонті відбувається розчинення речовин, які надходять унаслідок техногенної діяльності, утворення оксидів і гідроксидів Fe і Mn, які в свою чергу є сорбентами багатьох ВМ, завдяки чому відбувається їх акумуляція. Також, цей горизонт характеризується нижчим рН по відношенню до нижніх горизонтів ґрунту. Отже, верхній горизонт 0-15см є першим комплексним сорбційним бар'єром. Частка акумуляції ВМ на даному бар'єрі може досягати 50-90 %. Другий бар'єр, який відіграє значну роль у закріпленні ВМ, – це сорбційно-карбонатний. Вміст ВМ у ґрунтоутворювальній породі зменшується, рН зростає, міграція ВМ зменшується.

Різні ВМ по різному закріплюються у ґрунтового профілі. Міцно закріплюється в поверхневому горизонті чорноземних ґрунтів свинець. Мідь утворює міцні зв'язки з органічними комплексами і мігрує з ними на глибину товщі ґрунту. Положення цинку може змінюватися в залежності від типу міцності комплексів з органічною речовиною. Хром здатний мігрувати по ґрунтового розрізу, так як сполуки хрому мають малі константи стійкості (рис. 4).

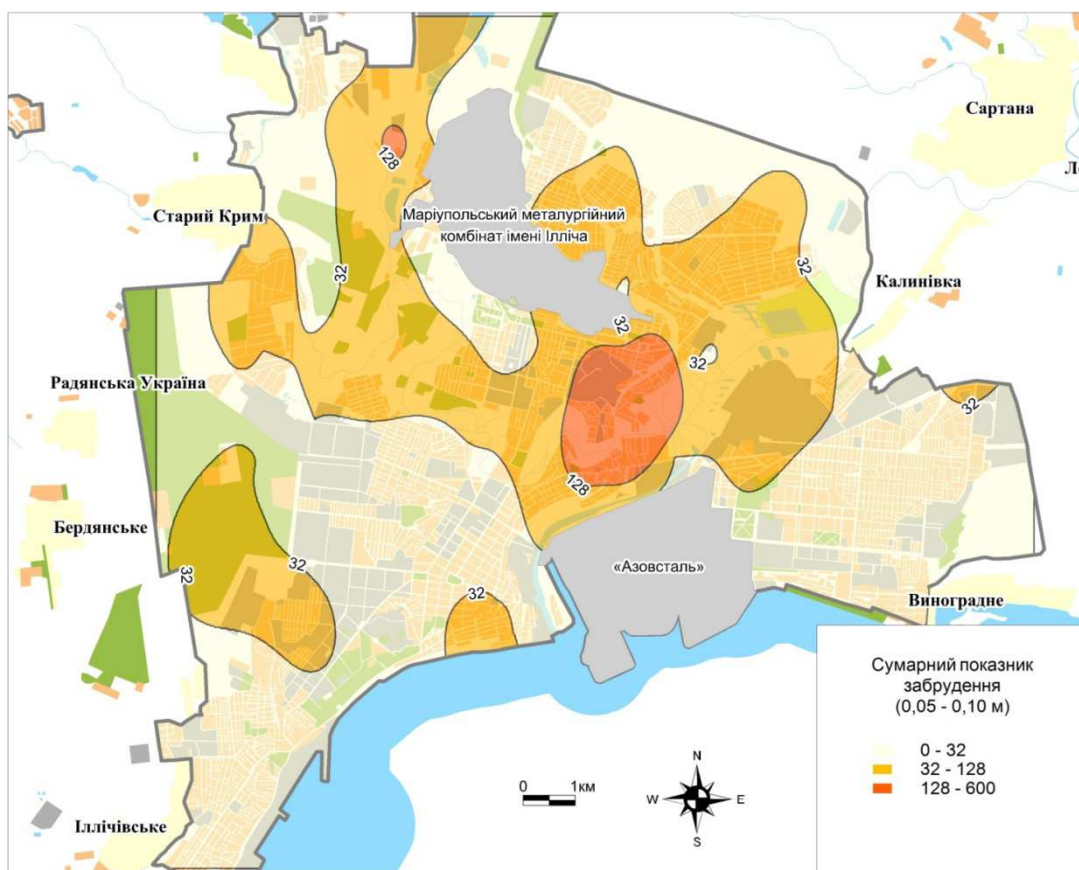


Рис. 2. Розподіл поліелементного забруднення ґрунтів (інтервал 0-5см) м. Маріуполь за сумарним показником забруднення Z_c .

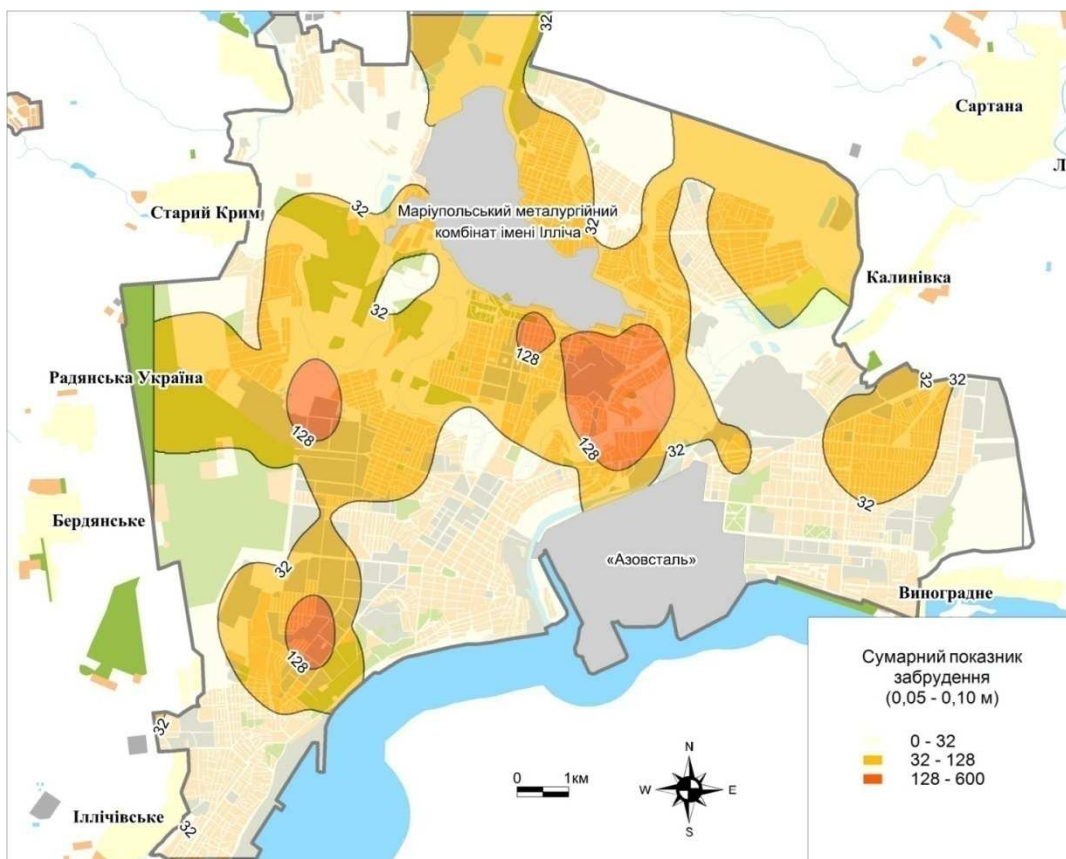


Рис. 3. Розподіл поліелементного забруднення ґрунтів (інтервал 5-10см) м. Маріуполь за сумарним показником забруднення Z_c .

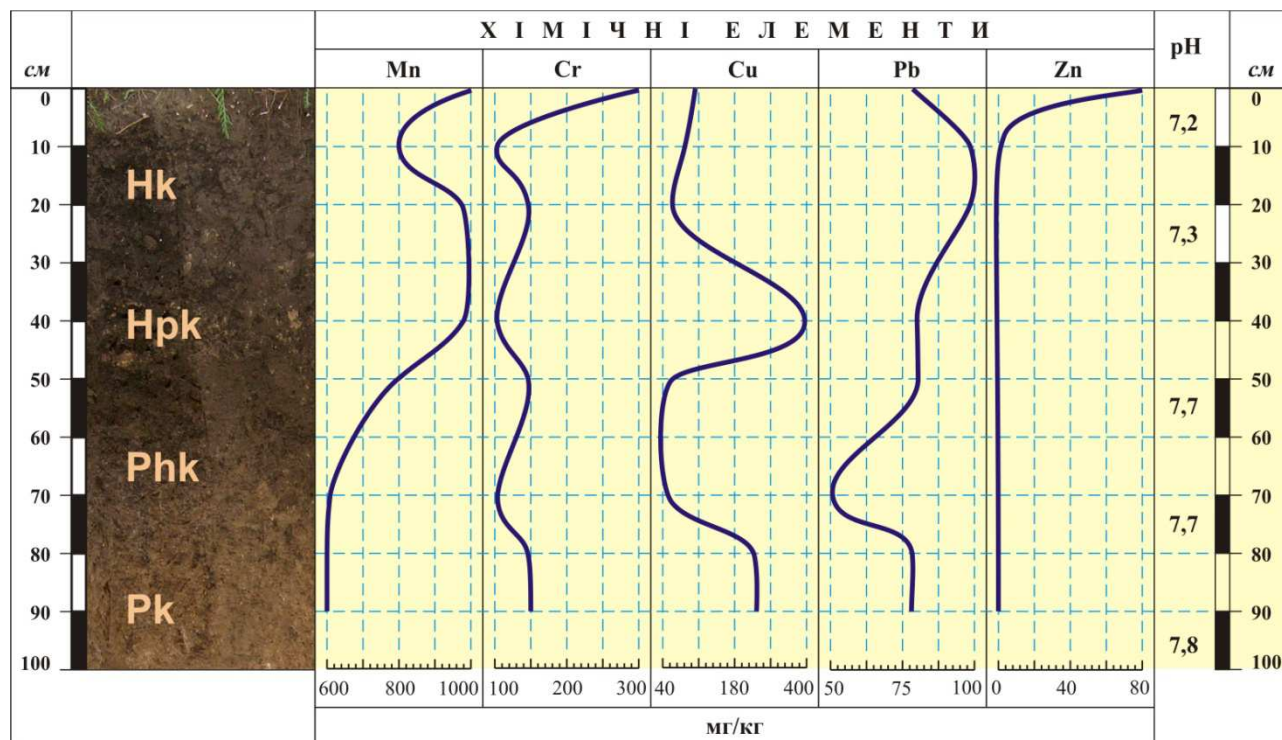


Рис. 4. Розподіл важких металів (шурф №10).

За результатами спектрального аналізу були розраховані коефіцієнти концентрації важких металів у ґрунтах на основі яких було виділено геохімічну асоціацію: Pb, Cu, Zn, Cr, Mn, Sn. Для кожного з цих хімічних елементів (Pb, Cu, Zn, Cr, Mn, Sn) були визначені особливості їх латерального розподілу у ґрунтах і відкладах м. Маріуполь і побудовані картосхеми (12) їх розподілу у ґрунтовому покриві міста для двох інтервалів (0-5 і 5-10см).

На основі результатів радіального розподілу важких металів у профілях зроблений висновок, що кожен політанти по-різному закріплюється у профілях ґрунтів. Важливу роль при цьому відіграють сорбційний (де може акумулюватися до 50 і навіть 90% токсикантів) і карбонатний геохімічні бар'єри.

За сумарним показником ($Z_c > 32$) майже половина ґрунтів міста характеризується високим (небезпечним) рівнем забруднення (інтервал 0-5см). Для цього інтервалу виділено дві геохімічні аномалії (центральна і північно-західна частини міста), що відносяться до дуже високого (надзвичайно небезпечного) рівня забруднення ($Z_c > 128$).

За сумарним показником забруднення горизонт ґрунту 5-10см є більш забрудненим важкими металами по відношенню до горизонту 0-5см. Приблизно дві третіх частини міста характеризується високим (небезпечним) рівнем

забруднення ($Z_c > 32$). Виділено чотири геохімічні аномалії (дві у центральній – північна частина комбінату «Азовсталь» та дві у західній частині міста), що відносяться до дуже високого (надзвичайно небезпечного) рівня забруднення ($Z_c > 128$).

В результаті вивчення ступеню забруднення ґрунтового покриву м. Маріуполь важкими металами можна зробити загальний висновок про не сприятливі умови проживання населення. На території міста виявлені райони з максимальним поліелементним забрудненням ґрунтів, встановлені техногенні геохімічні аномалії забруднення території важкими металами:

Для зниження вмісту важких металів у ґрунтах і відкладах міста Маріуполь та покращення екологічного стану довкілля необхідно:

1) проводити моніторингові дослідження (спостереження за системою показників еколого-геохімічного стану ґрунтів);

2) знизити рівень надходження політантив у ґрунти і навколишнє середовище (скорочення небезпечних викидів, встановлення ефективної системи фільтрів, перехід на новітні технології виробництва та ін.);

3) проводити заходи щодо зменшення вже існуючого забруднення ґрунтів та відкладів (вапнування, внесення органічних і мінеральних

добрих, використання природних та інших сорбентів, глинування, фітомеліорація, промивка ґрунтів, видалення забруднюючого шару та ін.).

1. Водяницкий Ю.Н. Тяжелые и сверхтяжелые металлы и металлоиды в загрязненных почвах. – М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 2009. – 95 с.

2. Войтюк Ю.Ю., Кураева І.В., Кармазиненко С.П., Манічев В.Й. Оцінка стану забрудненості ґрунтів м. Маріуполя важкими металами // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Природно-ресурсний потенціал збалансованого (сталого) розвитку України» – Київ. – 2011. – Т.2. – С.123-127.

3. ГОСТ 17.4.4.02-84 Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа.

4. Дмитриев М.Т., Казнина Н.И., Пинигина И.О. Санитарно-химический анализ загрязняющих веществ в окружающей среде: справочное издание. – М.: Химия, 1989. – 368 с.

5. Кармазиненко С.П. Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. – К.: Наукова думка. – 2010 – 120 с.

6. Кармазиненко С.П., Кураева І.В., Манічев В.И., Войтюк Ю.Ю. Экологическое состояние окружающей среды г. Мариуполя // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Экологические аспекты регионального развития» – Ярославль. – 2011 – С.330-337.

7. Кармазиненко С.П., Манічев В.Й. Вплив викидів підприємств чорної металургії на особливості макро- і мікроморфологічної будови ґрунтів // Науковий вісник Чернівецького університету. Біологія

(Біологічні системи). – Чернівці – 2012 – Т.4. Вип. 2. – С.167-170.

8. Кармазиненко С.П., Кураева І.В., Войтюк Ю.Ю., Манічев В.Й. Ґрунтово-геохімічні дослідження відкладів, що знаходяться під впливом викидів комбінатів чорної металургії // Матеріали І-ї міжнародної науково-практичної конференції «Екологічна безпека та збалансоване ресурсокористування» – Івано-Франківськ: Симфонія форте, 2013 – №1(7). – С.42-47.

9. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1990. – 325 с.

10. Baron S., Carignan J., Ploquin A. Dispersion of heavy metals (metalloids) in soils from 800-year old pollution (Mont-Lozere, France) // Environ. Sci. Technol. 2006. V. 40. P. 5319-5326.

Results of geochemical investigations of modern soils and sediments that had experienced influence of the ferrous metallurgy pollution are presented in the paper. Morphological and micro morphological description of soils to establish their origin has been carried out. It is noted that soils have experienced significant technogenic loading as evidenced by the presence of large number of particles of slag, coal, glass and others.

Peculiarities of the geochemical distribution of heavy metals in soils of Mariupol, that are under influence of ferrous metallurgy are established. Association of heavy metals and peculiarities of their vertical and lateral distribution in the soils are studied. Maps of heavy metals (Pb, Cu, Zn, Cr, Mn, Sn) distribution and multi-element pollution of soils and sediments of the Mariupol area are constructed.

ПАЛЕОФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО АЛЬБА БАЛАКЛАВСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Лысенко В.И.¹, Ковальчук М.С.²

¹Филиал МГУ в г. Севастополе, г. Севастополь, Украина

²ИГН НАН Украины, г. Киев, Украина

Геологической достопримечательностью Балаклавской котловины являются «эрратические валуны» магматических пород и туфовая толща альба. Описание валунов гранитов, габбро, диоритов и туфов впервые были сделаны А. Лагарио и М. Д. Лескевичем в конце XXIX века. Этой проблематике посвящены многочисленные работы А. М. Зайцева [4], А. К. Мейстера [13], В. В. Аршинова [2], В. И. Лучинского [10], А. С. Моисеева [12], М. В. Муратова [14], А. Ф. Слудского [15], В. И. Лебединского [5], Н. Н. Макарова [5] и Е. Е. Шнюковой [16]. Несмотря на большое количество публикаций по данной теме остались нерешенными вопросы: источников сноса «эрратических валунов»; фациальной принадлежности туфовой толщи; местонахождения вулканических центров; геологического строения рамы альбского вулканизма; петрохимической формации вулканизма и её металлогенической перспективы.

Новые данные, полученные авторами в результате изучения литолого-петрографического состава туфовой толщи и терригенных отложений верхнего альба, позволяют более полно осветить палеогеографию этого периода, вопросы палеовулканизма и особенности геотектонического режима Юго-Западного Крыма в позднеальбское время.

Результаты геологического картирования техногенных горных выработок с данными макро- и микрофаунистического опробования, а также анализ геологических разрезов верхнего альба по данным бурения позволили создать целостную картину стратиграфического взаимоотношения отдельных горизонтов горных пород Балаклавской котловины. Вулканогенно-терригенные отложения верхнего альба по литологическим особенностям можно подразделить на три горизонта: туфовый, глинистый и карбонатный (враконский). Они

имеют сложное строение и залегают друг на друге с угловым несогласием.

Мощность туфowego горизонта в центральной и северной частях Балаклавской котловины достигает 200 м, а к югу происходит его выклинивание. Различная мощность туфов свидетельствует о сложном строении альбского рельефа, на котором происходило их отложение и об активности экзогенных процессов размыва после их образования [2, 9, 10]. Туфы залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на титонских, берриасских и валанжинских известняках, песчаниках нижнего альба и глинах апта в эрозионных палеоложбинах. Их образование связано с эксплозивной деятельностью вулканов, что подтверждается следующими данными: порода состоит из кристаллов плагиоклаза, авгита, роговой обманки, магнетита и редких зерен кварца сцементированных гидрохимическим цементом; литокласты состоят из сростков выше перечисленных минералов; равномерное распределение магнетита, плагиоклаза и роговой обманки в туфовой толще; резкий нижний контакт с подстилающими породами; наличие в начале разреза агломератового горизонта, состоящего из лапиллий и аллотигенного обломочного материала; постепенный переход вверх по разрезу от агломератовых туфов в псаммитовые и псефитовые туфы; длинная ось крупных обломков в туфах ориентирована под углом к слоистости; наличие вулканических бомб и лапиллий базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов [7, 8]. Данные бурения позволяют сделать предположение о четырех эксплозивных выбросах. Самой мощной энергией обладал последний, образовавший туфовую толщу мощностью более 30 м. Вулканическая деятельность контролировалась сейсмической активностью региона и сопровождалась катастрофическими экзогенными процессами, которые размывали слабоцементированные туфы.

Имеются различия в петрохимическом и минералогическом составах туфовых горизонтов. Минеральный состав нижних туфов представлен базальтической роговой обманкой, магнетитом и плагиоклазом, а верхних – авгитом, зеленой, бурой и базальтической роговой обманкой, магнетитом и плагиоклазом. По химическим анализам породы верхней туфовой толщи более кислые. Различный минералогический состав туфовых толщ связан с несколькими центрами извержений, или магматические камеры образования материала находились на различных глубинах.

Наиболее интересные данные о физико-географических условия прошлого и геологическом строении вулканической палеоструктуры получены в результате изучения аллотигенного обломочного материала, который приурочен к нижней части туфовых толщ. Это своеобразные кусочки «керна», выброшенные из недр [11]. Находки аллотигенных обломков плагиогранитов, кварцевых диоритов, габброидов, гнейсов, джеспилитов, кристаллических сланцев и мраморов позволяют сделать предположение о заложении альбских палеовулканов на блоке с континентальной корой. Фундамент вулканических построек сложен породами протерозойской и, возможно, палеозойской складчатости. Большая часть аллотигенного материала метаморфических пород представлена крупными обломками (от 2.0 до 8.0 см.) черных филлитовидных сланцев, черных кварцитов, аркозовых песчаников на кварцевом цементе (рис. 1), можно предположить, что они образуют основания рамы палеовулканов [7].

Наличие мелких обломков амфиболитов, серпентинита с прожилками хризотил-асбеста и антигоритового серпентинита является доказательством существования фрагментов офиолитового комплекса в районе палеожерла вулкана. Этот факт подтверждается контрастными аномалиями магнитных и гравитационных полей в заливе Мегало-Яло [7].

Осадочные породы составляют более 50 % аллотигенного обломочного материала от общего объема экзотического инородного туфового материала и представлены серыми, черными, кремовыми известняками, серовато-зелеными гравелитами, серовато-зелеными пелитовыми туфами и зеленовато-серыми туффитами.

Обломки черных и красных известняков были выброшены из стенок жерла палеовулкана и имеют предположительно палеозойский возраст. Доказательством выноса их из больших глубин являются зоны закалки мощностью 1,0 – 3,0 мм и пятнистое осветление пород в центральной части, которое сопровождается крупнозернистой перекристаллизацией.

Обломки серых и кремовых известняков титонского и валанжинского возраста характеризуются однородной скрытокристаллической структурой и массивной, брекчиевидной и оолитовыми текстурами. В них отмечаются фрагменты окаменелостей кораллов и брюхоногих. Отсутствие на обломках известняков следов воздействия высоких температур, можно объяснить тем, что этот галечный материал был выброшен из лагун, которые находились рядом с палеовулканом.



Рис. 1. Аллотигенные обломки черных кварцитов и аркозовых песчаников на кварцевом цементе из нижней части туфовой толщи. Балаклавская котловина.

На склонах и берегах лагун около палеовулканов отлагались светло-серые пелитовые туфы и глинистые туффиты. Образование этих пород связано с постоянными незначительными выбросами, а также фумарольной и сольфатарной проработкой туфов, что характерно для современного вулканизма. Перенос материала происходил в полутвердом виде, на это указывает их форма. В туффитах отмечаются слабые зоны закалки мощностью 1,0 – 1,5 мм, пузырчатая текстура по краям обломков и трещины усыхания, что объясняется первичными высокими температурами образования туфовой толщи Балаклавской котловины. Аналогичный материал таких туффитов обнаружен при драгировании континентального склона у Форосского выступа.

Изучение пирокластического материала, а также анализ геологической обстановки позволили авторам представить такой сценарий позднеальбского вулканизма. Первые излияния вулканов представлены авгитовым порфиритом. Обломки авгитовых порфиритов встречаются очень редко, поэтому можно сделать вывод, что их лавовые поля позднее были перекрыты авгит-роговообманковыми и роговообманковыми базальтами, которые слагали лавовые потоки вокруг вулканов (рис. 2). По петрохимическим свойствам они отнесены к щелочным базальтам с повышенным содержанием TiO_2 ; Al_2O_3 ; CaO и суммы NaO_2 и K_2O , что характерно для вулканов рифтовых зон активизации платформ.

Находки интенсивно пиритизированных и гематитизированных обломков базальтов позволяют авторам высказать предположение,

что излияние базальтов сопровождалось активной фумарольной деятельностью, с которой вероятно связана полисульфидная минерализация.

Эксплозивная деятельность вулканов связана с извержениями андезитовой лавы, поэтому крупные и мелкие вулканические бомбы и лапилли андезитов характеризуются пузырчатой текстурой и миллиметровой зоной закалки (рис. 3). Редкие мелкие обломки в туфах плагиориодацитов, кварцевых порфиров и трахириолитов вероятно слагали дайки в вулканических постройках.

Необходимо отметить, что в нижних частях туфовых горизонтов встречаются зерна глауконита, обломки обугленной древесины и *Neohibolites minimus* list, которые были выброшены взрывом из лагун, расположенных около вулкана. Здесь отмечаются стяжения марказита округлой формы размером до 4,0 см с кристаллокластами плагиоклаза, магнетита и амфибола. Их образование связано, по-видимому, с выбросом серного газа из жерла вулкана. Имея более тяжелый вес, чем воздух, он заполнял эрозионные понижения в долине. После выбросов пирокластики газ вступал в реакцию с оксидами железа и образовывал марказитовые конкреции. Наличие их в туфах и редкие находки кристаллов роговой обманки, покрытых гематитовой оторочкой, указывают на образование туфовой толщи в атмосфере обедненной кислородом, что является доказательством незначительного удаления центра извержения вулкана от центральной части Балаклавской котловины.



Рис. 2. Угловатые обломки авгитовых порфиритов, авгит-роговообманковых и роговообманковых базальтов из нижней части туфовой толщи. Балаклавская котловина.



Рис. 3. Вулканические бомбы андезитов из нижней части верхней туфовой толщи. Балаклавская котловина.

По результатам изучения туфовой толщи можно сделать вывод, что она образовалась в результате нескольких эксплозивных извержений в наземных условиях, с воздушным способом переноса материала при значительном недостатке кислорода.

Центр альбского вулканизма находился в нескольких километрах южнее Балаклавы, на что указывают следующие признаки: значительные размеры вулканических бомб, лапиллий и аллотигенного обломочного материала; плохая степень их сортировки в туфовой толще; равномерное распределение кристаллокластов магнетита, роговой обманки, авгита и плагиоклаза; высокое содержание лито- и кристаллокластов в туфах; крупные размеры отдельных кристаллов роговой обманки и сростков плагиоклаза; разнообразие пород туфовой толщи и значительные мощности отдельных однородных туфовых горизонтов.

Необходимо отметить, что туфовый материал верхнего альба имеет большую площадь распространения в юго-западном Крыму. В скважинах Балаклавской котловины мощность отдельных выбросов составляет больше 30 м; к северо-востоку в районе п. Терновка от 5 до 12 м, а в районе п. Прохладное в Бахчисарайском районе (на расстоянии более 40 км от побережья Черного моря) составляет 0,5 – 2 м. Верхнеальбские туфы встречаются (по данным драгирования) в районе Форосского выступа на континентальном склоне в интервале глубин от 500 до 1500 м [3, 16]. Такая большая площадь распространения туфов позволяет говорить о

том, что масштабы деятельности вулканов в позднем альбе сопоставимы с извержением Кракатау. Обычно такие большие объемы выбросов пеплового материала приводят к образованию крупных кальдерных структур. Величина обрушения уступов и дна в ней предположительно составляет от нескольких сот метров до километра, а радиус – несколько километров. Концентрические трещины обычно выполнены дацитами, риолитами и трахириолитами, которые послужили материалом для терригенных пород Балаклавской котловины..

По петрографическому и петрохимическому составу породы альбского вулканизма района Балаклавы сравнимы с эффузивными породами Равнинного Крыма. Центры палеовулканизма в Равнинном Крыму приурочены к рифтовой грабен-синклинальной структуре, расположенной на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. По аналогии с этим, можно предположить, что на стыке Горного Крыма (окраины Скифской плиты) и Черноморского срединного массива с гранитным фундаментом протерозойского возраста в позднем альбе существовала линейная рифтовая грабен-синклинальная структура, с которой связаны центры извержения пирокластического материала в юго-западном и восточном Горном Крыму. Эта линейная структура простирается вдоль шельфа Черного моря и с ней вероятно связано несколько погребенных кальдер палеовулканов позднего альба [9]. Отрицательные структуры могут быть

нефтегазоносними, что доказали результаты геофизических работ выполненных во время 27 рейса НИС «Владимир Паршин».

После извержения вулкана и перед отложением глинистого горизонта продолжалось поднятие Юго-Западного Крыма. За небольшой промежуток времени был смыт пепловый материал с массивов юрских известняков, окружающих палеоподнятия с севера, и частично эродирована центральная часть постройки палеовулкана. Формирование глинистого горизонта верхнего альба связано с опусканием участков, прилегающих к рифтовой палеоструктуре. Формирующийся прогиб был разделен разломами на глубоководные и приподнятые части. Максимальное опускание приурочено к юго-западному обрамлению Балаклавской котловины, где по данным бурения мощность глинистого горизонта достигает более 300 м. Литологический состав толщи характеризуется чередованием слоев аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников и сидеритов. Возникновение полосчатости вероятно связано с годовой ритмичностью, или с поступлением материала придонных суспензионных потоков. Образование прослоев сидеритов указывает на продолжение фумарольной деятельности альбского вулканизма. Процесс осадконакопления осложнялся за счет внедрения в глинистый горизонт мощных (от десяти до сотни метров) линзовидных толщ крупнообломочного материала «турбидитов». Для них характерны следующие признаки (рис. 4), отличающие их от других похожих осадков: наличие резкой нижней

границы дугообразной формы с углублением в нижележащую глинистую толщу и верхней – заливообразной, неровной; в верхней части осадков следы градиционной слоистости; на отложение осадка в открытых морских глубоководных условиях указывает наличие фораминифер, белемнитов, игл морских ежей и зубов акул, отпечатков аммонитов в цементирующей глинистой массе; фациальная взаимосвязь со стратифицированными глинистыми отложениями верхнего альба; отсутствие тектонических воздействий (признаков будинажа, зеркал скольжения и др.) в обломочном материале; различная величина обломков (от скал обрушения, валунов и глыб, до гальки и щебня), степень окатанности, отсутствие сортировки и хаотическое расположение в общей массе; присутствие на поверхности валунов юрских известняков и альбских песчаников, следов сверления камнеточцев, прикрепляющихся на цементе раковин устриц, серпул, окисленного пирита на поверхности песчаников, эффузивов и пустот выщелачивания полевых шпатов, пироксена на поверхности глыб эффузивов, указывают на формирование обломочного материала в волноприбойной зоне [6].

Формирование и транспортировка обломочного материала «турбидитов» связано со следующими палеогеографическими условиями: Балаклавское палеоподнятие имело контрастный расчлененный рельеф с выходом на дневную поверхность коренных пород различного петрографического, литологического состава и возраста; существовала береговая

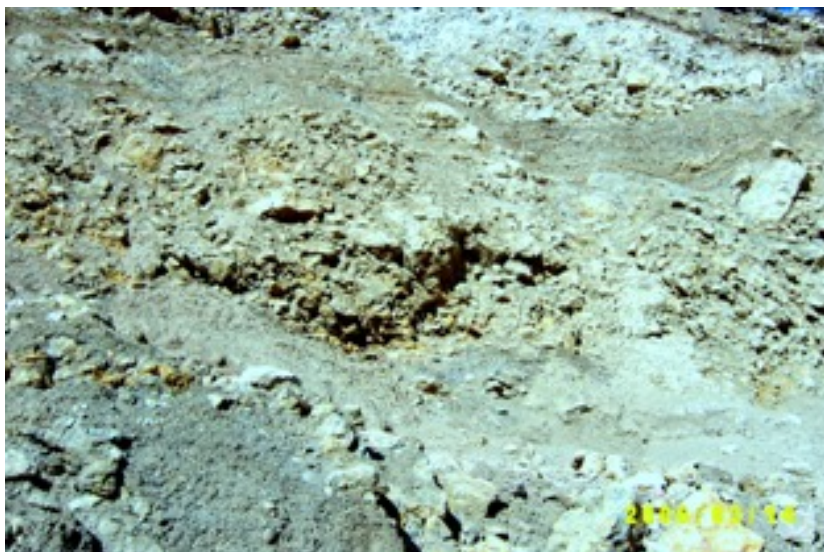


Рис.4. Линзовидные толщ крупнообломочного материала «турбидитов» в аргиллитах верхнего альба. Юго-западная стенка старого Балаклавского карьера.

волноприбойная зона с аккумуляцией и первичной переработкой обломочного материала; неустойчивое положение рыхлых слабосвязанных осадков прибрежной зоны; существовал значительный перепад высот и глубин, обусловленных тектоническим уступом, расположенным южнее Балаклавы и контрастными движениями на его крыльях; уклоны морского дна способствовали развитию гравитационно-оползневых процессов в виде мутьевых потоков и конусов выноса; существовал активный сейсмический режим [6].

Формирование грубообломочных отложений суспензионных потоков можно рассматривать как геологический эпизод в позднем альбе, связанный с фазой тектонической активности юго-западной части Горного Крыма. На это указывают многочисленные сбросы сдвиги и связанные с ними зоны гидротермальной проработки пород в более молодой туфовой толще Балаклавской котловины.

Некоторые исследователи считали, что снос крупнообломочного материала магматических пород (так называемых «эрратических валунов») происходил с севера [12, 14]. Нами установлены следующие факты, свидетельствующие о южном сносе материала «турбидитов» с Балаклавского палеоподнятия: увеличение в направлении с юга на север степени окатанности валунов титон-берриаских известняков и, соответственно, уменьшение их размеров; уменьшение в том же направлении количества обломочного материала валунов титон-берриаских известняков, аптских и нижнеальбских песчаников и конгломератов; уменьшение с юга на север размеров и количества обломочного материала, представленного магматическими и метаморфическими породами; материалы изучения петрографического состава магматических и метаморфических пород крупнообломочного материала «турбидитов» и аллотигенного обломочного материала туфов; результаты изучения ориентировки длинных осей крупных глыб и элементов залегания фрагментов градиационной слоистости; крупные размеры (до несколько метров в диаметре) валунов плагиогранитов и трахириолитов исключают их транспортировку на значительные расстояния [6].

О геологическом строении этого массива можно судить по результатам литологического и петрографического состава обломочного материала «турбидитов». Имеется местный и принесенный «экзотический материал» магматических и метаморфических пород. «Экзотический материал» имеет большое

сходство по петрографическому и химическому составу с аллотигенным материалом туфов, а различие в форме обломочного материала связано с различными условиями его транспортировки. По петрографическому составу в отложениях «турбидитов» преобладают валуны риолитов, плагиориолитов, трахириолитов и дацитов. В это время эрозией были вскрыты более глубокие части альбских палеовулканов и на дневной поверхности обнажились более крепкие субвулканические тела и дайки кислых пород. Необходимо отметить, что большая часть кислых эффузивов подвергалась процессам метасоматических изменений: окварцеванию; гидрослюдизации; серицитизации и пиритизации. Находки валунов кварца с включениями золота, турмалина, буланжерита, халькопирита, сфалерита и пирита, а также кварц – гидрослюдистых и кварцевых метасоматитов по риолитам и дацитам с повышенным содержанием халькофильных элементов являются доказательством проявления интенсивных гидротермальных и рудообразующих процессов [1, 6].

Наибольшая мощность глинистой толщи верхнего альба приурочена к южной части Балаклавской котловины. Это объясняется тем, что максимальное опускание приурочено к обрамлению центральной части кальдеры. Фауна и прослои сидеритов в глинах позволяют предположить, что амплитуда опускания была несколько сот метров, хотя часть палеовулканической постройки и Балаклавское палеоподнятие составляло систему гористых островов, расположенных рядом.

Угловое несогласие между породами глинистого и карбонатного (враконского) горизонта допускает наличие местных перерывов и локальных участков размыва, но масштабы этого явления не имеют регионального значения. Они связаны с динамикой тектонического режима и изменением палеогеографической обстановки в регионе в это время. Глубоководные условия накопления осадков сменились прибрежными. Южная часть Балаклавской котловины и районы южнее её испытывали поднятие, а северная часть предгорного Крыма испытала резкое опускание. Позднеальбское море ингрессировало с севера в ложбины, образованные эрозией в прежние регрессивные эпохи. На территории Балаклавской котловины в центральной ее части существовали прибрежные условия. Богатое разнообразие фауны в враконское время и карбонатный цемент свидетельствуют о теплых климатических условиях. Анализ

гранулометрического состава песчаников, гравелитов и конгломератов свидетельствует, что их образование происходило в неустойчивом и нестабильном режиме осадконакопления, за счет разрушения массива, который находился к югу от Балаклавы. Большую часть обломочного материала пород карбонатного горизонта составляет кварц, переотложенный из пород палеозоя. Экзотический материал осадочных, метаморфических и магматических пород составляет 10 – 20 % от общего объема терригенных пород карбонатного горизонта. Обломочный материал метаморфических пород представлен: филлитовидными сланцами, кварцитами, железистыми кварцитами, джеспилитами, аркозовыми песчаниками на кварцевом цементе и мраморами. Наибольший процент составляют черные филлитовидные сланцы которые имеют плоскую остроугольную форму размером от 2,0 до 60,0 мм. Порода характеризуется микролепидобластовой структурой и микрополосчатой текстурой. Сланцеватость с шелковистым блеском ориентирована под углом к слоистости. Минеральный состав: кварц, гидрослюда, биотит, углистое вещество и мелкозернистый пирит. Слоистость подчеркивается прослоями, обогащенными биотитом и углистым веществом. Порода разбита многочисленными кварцевыми прожилками на отдельные блоки. В кварцевых прожилках отмечается сульфидная минерализация (кроме этого мелкозернистый пирит встречается и в основной массе породы). По результатам геохимического опробования филлиты характеризуются повышенным содержанием Zn, Ag, As, B, Hg. Черные филлитовидные сланцы по минералогическому, петрографическому и геохимическому составу идентичны с породами «черносланцевой формации», поднятыми в районе Ломоносовского подводного массива [16], а также с обломочным аллотигенным материалом верхнеальбских туфов и олистостром [6, 7, 8].

Магматические и метаморфические породы враконского горизонта имеют большое минералогическое и петрографическое сходство с аллотигенным обломочным материалом туфов и валунных отложений турбидитов, но отличаются от них формой, что связано с его образованием в мелководных прибрежных условиях. Плохая окатанность обломков магматических, метаморфических и осадочных пород из карбонатного горизонта, отсутствие следов химического выветривания на их поверхности, объясняется близостью питающей провинции и быстрым захоронением осадков.

Поверхность Балаклавского палеоподнятия в это время была сложена плагиогранитами, кварцевыми диоритами, габбро, филлитовидными сланцами, джеспилитами, кварцитами, аркозовыми песчаниками на кварцевом цементе и мраморами, а рядом находились массивы юрских известняков и остатки палеовулкана, сложенного андезитами, кварцевыми порфирами и трахириолитами. Преобладание в обломочном материале кислых эффузивов связано с более глубоким эрозионным срезом палеовулкана в это время. Результаты исследования обломочного материала эффузивных пород олистостромы, туфов и карбонатного горизонта указывают на то, что альбский вулканизм относится к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолит-трахириолитовой формации. Питающая провинция представляла собой серию островов с высокогорным рельефом и омывалась тепловодными неглубокими заливами.

Находки кварцевых песчаников карбонатного (враконского) горизонта на шельфе Форосского уступа [3, 16] позволяют сделать предположение, что медленно опускающаяся кальдера альбского вулкана частично заполнялась песчано-гравелитовым материалом враконского горизонта. К началу сеномана происходит дальнейшее опускание территории. Находки мергелей на вершине горы Горная, позволяют предположить, что амплитуда опускания достигала нескольких километров. В нижней части мергели сеномана обогащены мелкозернистым магнетитом, что является доказательством дальнейшего размыва верхнеальбской туфовой толщи.

Выводы:

- крымско-Кавказский геосинклинальный прогиб был заложен на месте складчатого палеозойского основания за счет его дробления и опускания отдельных участков, а одним из приподнятых участков являлось Балаклавское палеоподнятия, сформированное протерозойской складчатостью;
- в позднем альбе, на стыке Горного Крыма и срединного Черноморского массива с фундаментом протерозойского возраста, существовала рифтовая грабен-синклинальная линейная структура, с которой связаны центры вулканизма;
- Балаклавское палеоподнятия вероятно существовало в виде системы высокогорных островов в районе залива Мегало-Яло и шельфовой зоне мыса Форос [9];
- изучение магматических пород альбского палеовулкана в туфовом, глинистом и

карбонатном (враконском) горизонтах позволяет сделать вывод о том, что мы имеем дело с непрерывной базальт-андезит-дацит-риодацит-трахириолитовой формацией активизации платформенных структур;

- выбросы большого объема пирокластики способствовали образованию отрицательных кальдерных структур, заполняющихся продуктами разрушения туфовой толщи, крупнообломочным материалом мутьевых потоков и кварцевыми песчаниками враконского горизонта и они, возможно, являются перспективными участками для поиска углеводородного сырья;

- незначительное удаление центра альбского вулканизма от Балаклавской котловины, находки кварцевой гальки с буланжеритом, сфалеритом, антимонитом и золотом, метасоматитов с повышенным содержанием халькофильных элементов позволяет прогнозировать наличие в Юго-Западном Крыму проявлений и месторождений золото-сурьмяной и полисульфидной минерализации.

1. Артеменко В. М., Артеменко О. В., Лысенко В. И. Самородное золото горного Крыма // Минералогия. Минералы и парагенезисы минералов. – Санкт-Петербург, 2002. – С. 6 – 7.
2. Аршинов В. В. К геологии Крыма. I – О вулканических туфах окрестностей г. Балаклавы; II – Об эрратических камнях окрестностей Балаклавы // Изв. Петрограф. Ин-та. Lithogaea, № 1, М., 1910.
3. Жигунов А. С. Нижнемеловые вулканические породы с южного участка Крымского континентального склона // Океанология. – 1983. – Т. 23, вып. 1. – С. 95 – 99.
4. Зайцев А. М. К петрографии Крыма. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. X, вып. 5 – 6, 1908; т. XII, вып. 3 – 4 и 7 – 8, 1910
5. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. – К.: Изд-во АН УССР, 1962. – 207 с.

6. Лысенко В. И. Новые данные о валунах Балаклавской котловины (Юго-Западный Крым) // Геол. журнал. – Киев, 2003, № 4. – С. 40 – 47.
7. Лысенко В. И. Аллотигенный обломочный материал и лапилли из альбских туфов Балаклавской котловины (Юго-Западный Крым) // Геотехническая механика. Межведомственный сборник научных трудов. – 2005. – Вып. 56 – С. 101 – 108.
8. Лысенко В. И. Новые данные о составе аллотигенного материала альбских туфов Балаклавской котловины (юго-западный Крым) // Геол. журнал. – Киев, 2005, №4 – С. 22 – 27.
9. Лысенко В. И. Перспективы нефтегазоносности шельфа Юго-Западного Крыма по результатам изучения альбского вулканизма // Тезисы докладов на VI Международной конференции «Крым – 2005». Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. – 2005. – С. 114 – 117.
10. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. Петрография СССР, 1939. – вып. 8, – С. 98.
11. Макдональд Г. Вулканы. М. изд-во Мир, – 1975. – С 430
12. Моисеев А. С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор.// Материалы по общей и приклад. геологии. – Вып. 89. – Ленинград. Изд-во геологического комитета, 1930. – С. 3 – 78.
13. Мейстер А. К. Материалы по петрографии Крыма. // Изв. Геол. Ком., 1908. т. XXVII. – №10. – С. 669 – 705
14. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова – М.: Госнаучтехиздат, 1960. – 207 с.
15. Слудский А. Ф. О происхождении валунов окрестностей Балаклавы // Изд. Крым. Отд. ВГО СССР. – 1953. вып. 2. – С. 39 – 45.
16. Шнюков Е. Ф., Щербаков Е. Е., Шнюкова Е. Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. – Киев, 1977. – 287 с.

Based on lithological and petrographic studies of tuff layer and clastic sediments of the upper Albian, the authors concluded that the paleogeographic, geotectonic environments, magmatism in the Late Albian within South-Western Crimea.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ АЛТЫНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Мамарозиков У.Д., Суюндигова Г.М., Норматов У.А.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан
e-mail: udmammarozikov@rambler.ru*

По концепции, предложенной академиком А.Е. Ферсманом, гранитные пегматиты образуются из остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами, путём длительной кристаллизации с последовательным выделением различных минеральных ассоциаций в разные фазы процесса. В конце процесса образования пегматитов имеют существенное значение явления замещения ранее выделившихся минералов [8]. Он выделяет несколько стадий кристаллизации геофаз гранитных пегматитов: А – конец кристаллизации гранитов; В – образование аплитовидной оторочки пегматитовых тел; С – образование письменного гранита; Д – Е – формирование крупно- и грубозернистых кварц-полевошпатовых агрегатов, с которыми могут быть тесно связаны мусковит, берилл, топаз, турмалин; F – G – замещение калиевого полевого шпата альбитом, образование спудомена, лепидолита, топаза; Н – К – образование гидротермальных минералов, таких, например, как жильбертит, кукеит, криолит, флюорит и т.д. Кварц является «проходящим» минералом и выделяется во все геофазы, причем нередко перед окончанием процесса формируется «кварцевое ядро» пегматитовых тел. Данная концепция взята за основу в наших исследованиях, проведенных по изучению строения пегматитов Алтынтауского рудного поля и их рудоносность.

Алтынтауское рудное поле вызвало к себе особый интерес, начиная с 1928 года, после того, как партией Среднеазиатского Отделения Главной геологоразведочной управления были обнаружены в пегматитовых рудах кристаллы берилла. В 30-80-х годах прошлого века проведены многочисленных геолого-поисковые и научно-исследовательские работы (А.Ф.Соседко, И.М.Заплетаев, С.А.Смирнов, А.Х.Рубинов, И.М.Евфименко, Е.М.Мезенцева, Г.В.Шестаков, А.Н.Гвоздев, К.Л.Бабаев, П.И.Салов, Бирюков В.М., Чистяков А.Н., Ковалевский С.А., С.Н.Попенко, К.К.Пятков, П.Н.Боровиков, Э.П.Изох, З.А.Юдалевич, Р.И.Павлова, И.К.Лазарев, И.Я.Дядькина).

Алтынтауское пегматитовое поле расположено в Южно-Букантауской зоне Центральных Кызылкумов, в пределах одноименного гранитоидного массива, имеющего площадь

выходов на эрозионный срез около 150 км². Массив сложен средне- и крупнозернистыми, часто порфировидными биотитовыми и двуслюдяными гранодиоритами, трондjemитами, гранитами и аляскитоидными лейкогранитами. В апикальных выступах массива обнажаются пегматиты, грейзены и альбитизированные граниты. По данным Э.П.Изох, З.А.Юдалевича [5] гранитоиды массива прорывает вулканогенно-кремнисто-терригенные (C₁₋₂), корбанотные (D₁₋₂-C₁) и метаморфизированные терригенно-обломочные (S₁) толщи. Радиологический возраст пород массива – 257-280 млн. лет, среднее 264,8 млн лет (определено калий-аргоновым методом, ИГГ АН РУз), что соответствует нижней перми [6]. По полевым шпатам биотитовых гранитов и пегматитов массива получена Rb-Sr-вая изохронна с возрастом 280,6 ± 1,5 млн. лет при начальном изотопном соотношении стронция 0,70565±5 [7].

Площадь описываемого рудного поля является частью крупного антиклинория. Ядро антиклинория сложено гранитоидами Алтынтауского массива (рис.1). Породы, слагающие антиклинории, простираются в близком к широтному (270-280°) направлении и падают под углом 40-65° на восток и северо-восток.

Литология их довольно однообразна – они представлены роговиками, кварцитами и кремнисто-углеродистыми сланцами, карбонатами, далее пачкой углеродисто-глинистых и песчано-глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и реже туфогенными породами. Они слагают крыло антиклинальной складки, падающей на восток. Крыло складки во многих местах разорвано. К этим нарушениям приурочены мелкие пегматитовые, баритовые жилы и кроме того выходы железных шляп и кварцевые жилы, несущие следы оруденения бирюзы, а также сульфидов железа и меди.

Все породы в той или иной степени метаморфизованы, наблюдаются переходы от метаморфизованных пород через пятнистые и узловатые сланцы до типичных роговиков. Иногда мусковитовые роговики переходят в типичным грейzenам.

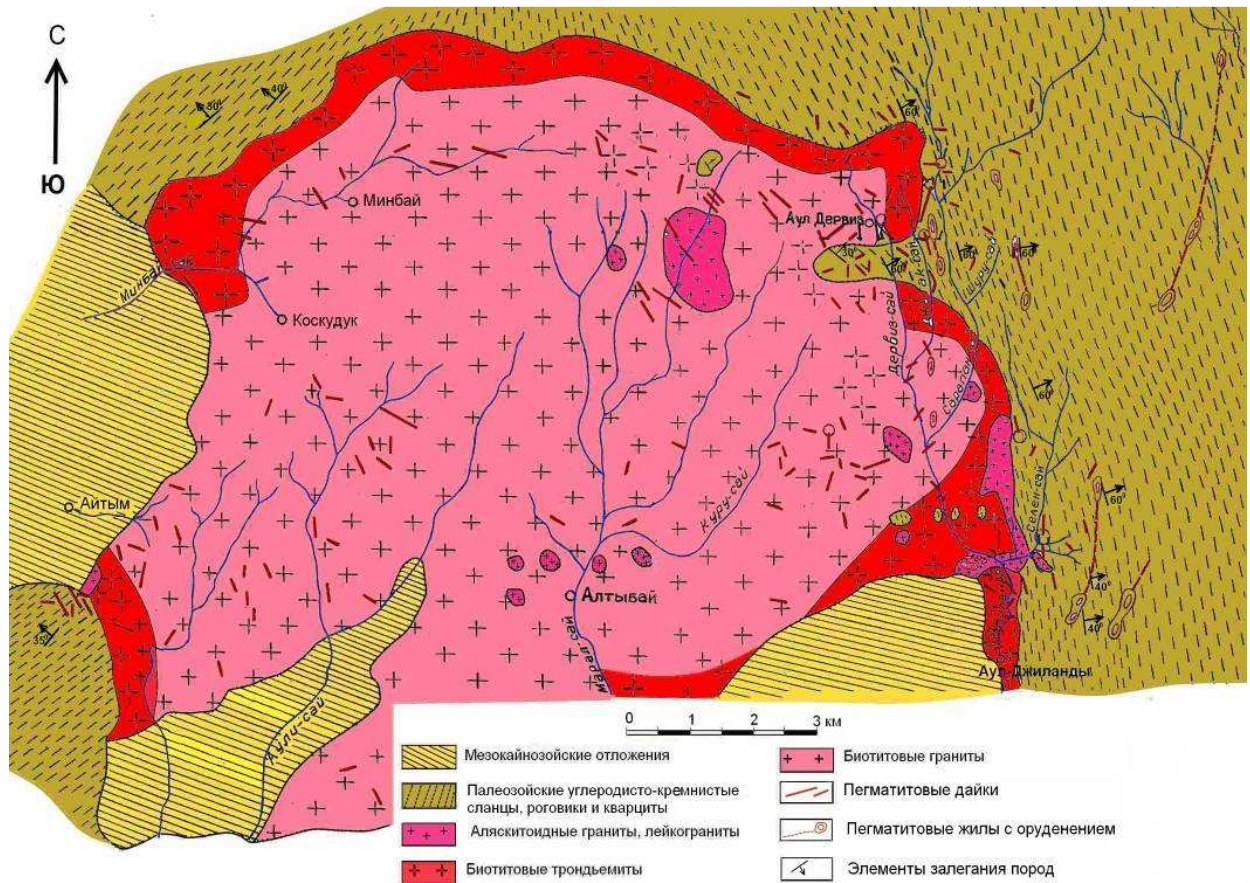


Рис. 1. Схема геологического строения Алтынтауского пегматитового поля. Составлена по данным К.Б.Бабаева [1,2] с добавлением авторов

Гранитоды Алтынтауского массива по петрографическим и петрохимическим особенностям разделяются на три типа: нормальным (известково-щелочным) гранитам, субщелочным аляскитодным лейкогранитам и трондjemитам (рис. 2). Последние являются продуктами контактовой ассимиляции магмой боковых пород и генетически связаны с продуктами главной интрузивной фазы (биотитовыми гранитами) Актауского интрузива.

Предыдущими исследователями эти гранитоиды были названы «серыми гранитами» (биотитовые граниты), «серыми гранодиоритами» (трондjemиты), «розовыми или красными гранитами джиландысайского типа» (аляскитодные лейкограниты).

Аляскитодные лейкограниты образуют дайкообразные и штокообразные интрузивные тела, имеющие явный секущий (трещинный) характер и приурочены в основном к восточному обрамлению Алтынтауского интрузива. Кроме того, граниты несут следы пневматолитового воздействия, которое выразилось в образовании мусковита (рис. 3-5).

Пегматитовые жилы в пределах Алтынтауского рудного поля пользуются исключительно широким развитием. Пегматитовое поле Алтынтау приблизительно представляет дугу, обращенную выпуклой стороной к северу вдоль контакта гранитоидов Алтынтауского интрузива. Длина поля около 20 км при ширине 0,5-2 км. Всего в пределах пегматитового поля насчитывается 134 жилы, из них 40, по имеющимся данным, содержат редкометальное оруденение [4]. В гранитном массиве пегматитовые тела распространяются по всей его площади. Их можно встретить как в восточной и западной зоне, так и в центральной части массива (рис.1). Здесь нужно отметить, что все рудоносные пегматитовые жилы расположены в восточной части исследованной площади в районе Держиза и Джиланды, и кроме того на этих участках пегматитовые тела пользуются гораздо большим развитием, чем на других. Эти жилы залегают в виде отдельных обособленных часто параллельных и ветвящихся жил, а местами большое количество маломощных пегматитовых тел концентрируются в пределах небольшого участка и образуют типичный штокверк (рис.6).

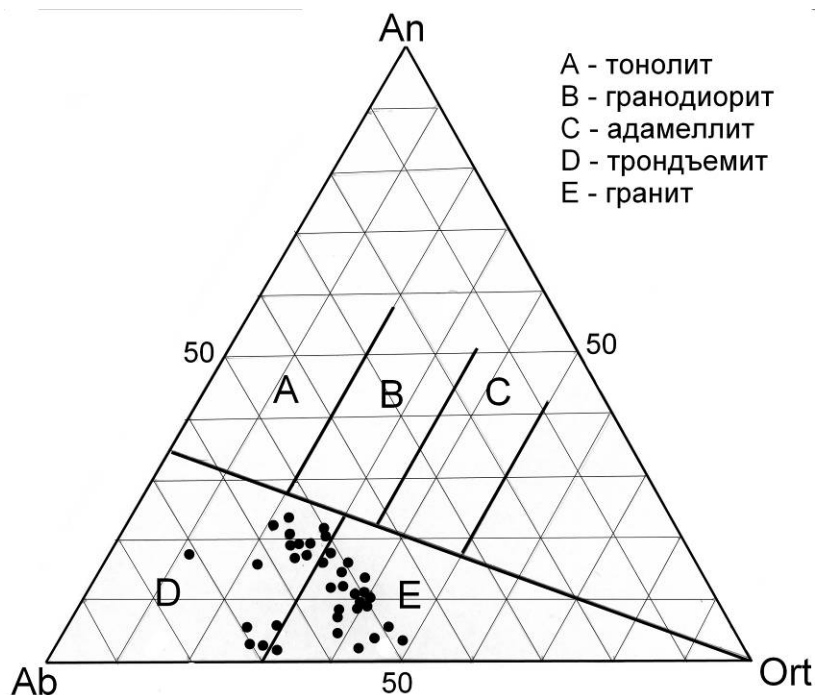


Рис. 2. Размещение гранитоидов Алтынтауского рудного поля на классификационной диаграмме Ab-An-Q

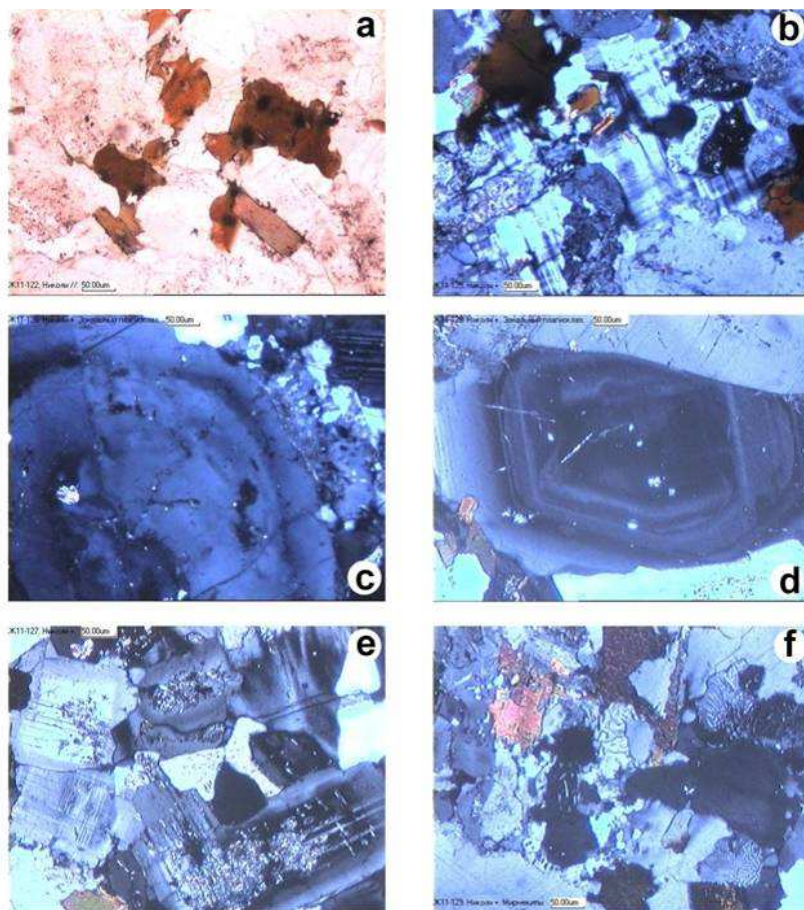


Рис. 3. Микрофотографии биотитового трондjemита (Алтынтауский массив). а, б - в чешуйках биотита имеется плеохроические оболочки, указывающие о включениях редких и радиоактивных минералов; микроклин-пертит пеллитизирован, катаклазирован; с, d – крупные зональные зерна плагиоклаза; е, f - катаклазированная основная масса, содержащая слабо микропегматитовую структуру и мирмекитовые выделения. Микрофотографии здесь и далее в рисунках 4-5 получены с помощью многофункционального поляризационного микроскопа Nikon Optiphot 2Pol (Япония), оборудованного цветной фотовидео-камерой JVC-TK-1280E; а – николи параллельные; б, с, d, е, f – николи скрещенные, увеличено в 25 раз.

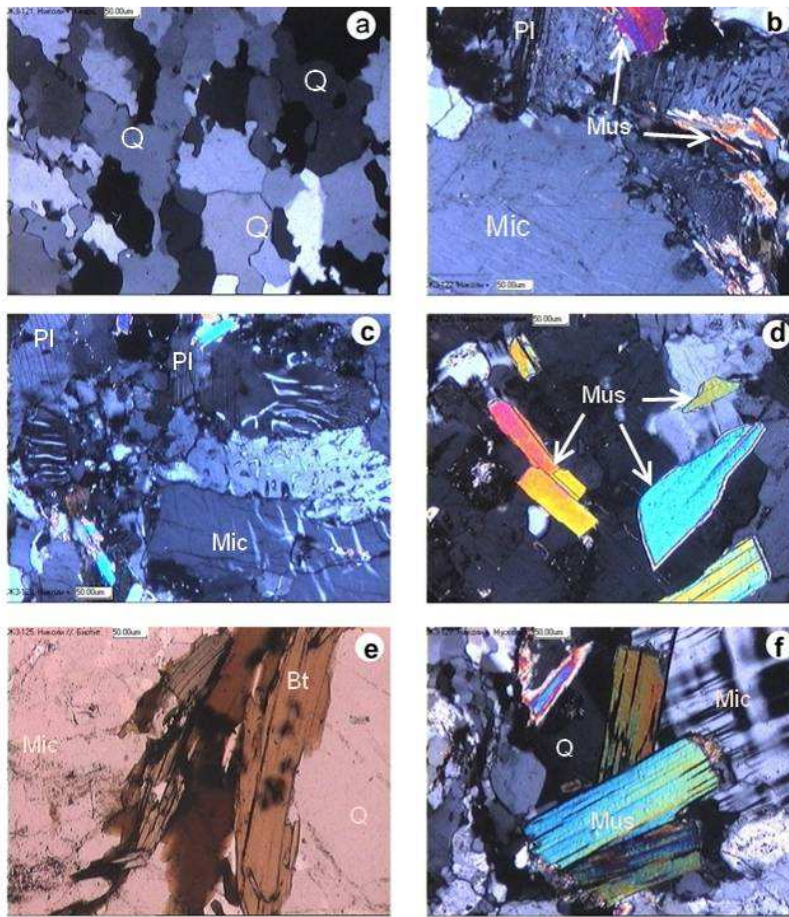


Рис. 4. Микрофотографии двуслюдяного гранита (Алтынтауский массив)

а – катаклазированная масса порфирового выделения кварца (Q); б, с – мirmekитовые выростки по краям порфирового выделения микроклин-пертита (Mic) и плагиоклаза (Pl), п; d, f – листочки мусковита (Mus) и микроклина (Mic); е – листочки биотита (Bt), содержащие микровключений монацита, радиоактивного циркона (малокан) и ильменита. а, б, с, d, f – николи скрещенные; е – николи параллельные; увеличено в 25 раз.

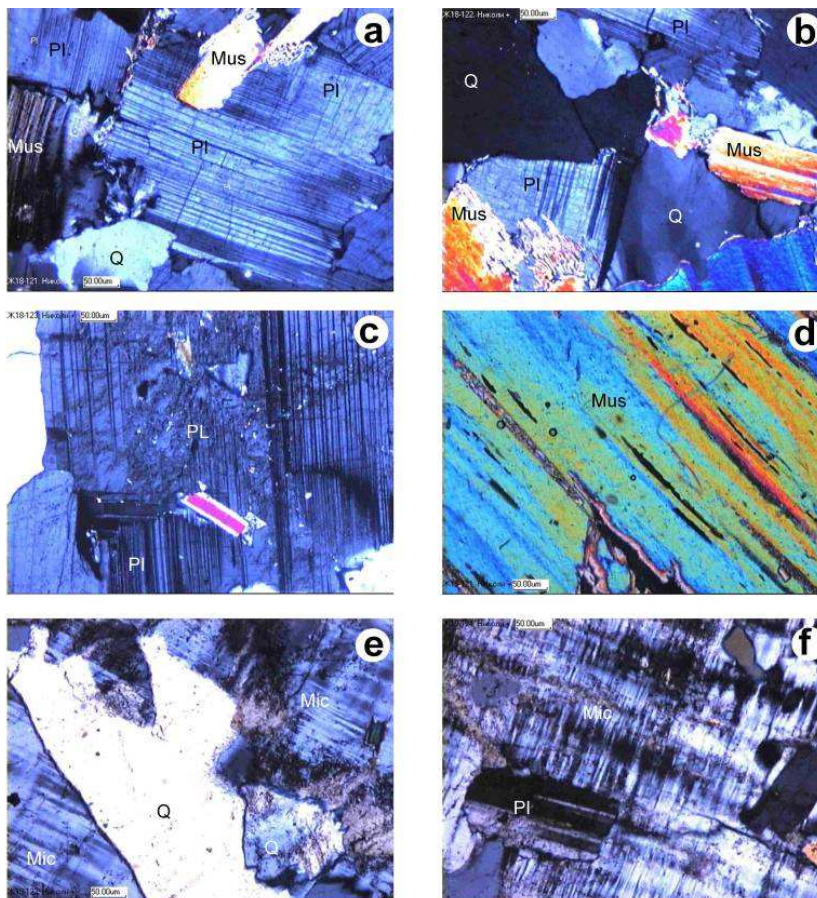


Рис. 5. Микрофотографии грейзенизированного аляскиитоидного лейкогранита.

а, б, с - мусковит (Mus), гипидиоморфные призматические (а, б) и таблитчатые (с) порфировые выделения кислого плагиоклаза (Pl); d – крупная чешуйка мусковита. По спайности размещаны игольчатые кристаллы ниобийского рутила (сагениит) и апатита; е, f – крупный кристалл микроклин-пертита (Mic). Внутри его кроме пертитового шнуровидного распада имеются пойкилитовые включения кварца и мелкие призматические кристаллы плагиоклаза. Николи скрещенные; увеличено в 25 раз.



Рис. 6. Пегматитовий штокверк (участок Джиланды, Алтынтауское поле)

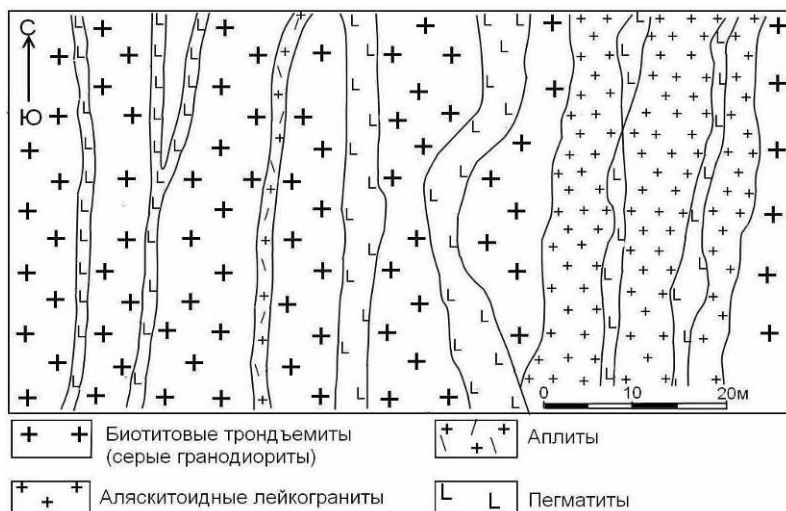


Рис. 7. Взаимоотношение жильных пород в эндоконтактовой зоне Алтынтауского гранитоидного массива (левобережье р. Джиланды).

Пегматиты образуют большей частью выдержанные по простиранию жилы, реже направленные тела или линзы. Азимуты падения пегматитовых жил самые различные, но среди них все же наиболее выдержанными являются жилы с азимутами падения к СЗ и к югу с углами падения от $40-85^{\circ}$ [1,2]. Мощность пегматитов колеблется в широких пределах от нескольких сантиметров до 2-3 м, но чаще всего встречаются жилы мощностью 25-45 см. Протяженность по простиранию рассматриваемых жил определяется от 10-15 до 45-50 м. Редко встречаются жилы протяженностью 100 и более метров.

Для скопления пегматитовых жил характерна горизонтальная и вертикальная зональность. Обычно в центральной части скоплений располагаются наиболее дифференцированные и замещенные тела, несущие редкометальное оруденение, а к флангам степень дифференциации, так же как и развитие процессов замещения, слабеет, и пегматиты постепенно сменяются аплитами, не несущими никакого оруденения. Это особенно отчетливо прослеживается в восточном фланге пегматитового поля, где отмечены выходы гранитов среди метаморфизированной толщи, а

на отделенной части пегматитового поля чаще отмечаются кварцевые жилы.

В вертикальном разрезе зональность также четко прослеживается и выражается в развитии совершенно определенных замещающих минеральных агрегатов. Так, в верхних горизонтах наибольшим развитием пользуются альбитовый и кварц-мусковитовый (грейзеновый) замещающие минеральные парагенезисы, тогда как пегматиты со кварц-микроклинного состава, частично альбитизированные, развиты в нижних горизонтах пегматитовых тел (пегматитового поля). По Н.А.Солодову [8], это — пример обратной вертикальной зональности пегматитов.

В пределах метаморфизованной кровли гранитов прослеживаются пегматиты, приуроченные к тектонически ослабленной зоне шириной 3—5 км. Пегматиты эти образуют «полосу» протяженностью в 4-5 км и состоят из системы сближенных тел, которые приурочены к сколовым, разрывным и межпластовым нарушениям. Межпластовые тела встречаются редко, имеют линзовидную форму и небольшие размеры (2—5х15—25 м). Наиболее распространены пегматиты, приуроченные к сколовым трещинам широтного простирания, которые прослеживаются на сотни метров

(максимально до 1,5—2,0 км). Сходясь з простираним породами, ці тріщини падають під більш крутим кутом (45—50°) порівняно з вмещаючими їх породами. Форма пегматитов плиткообразная, вони видержані по потужності (в середньому 1—2 м), роздуви і пережими малохарактерні, а апофізи дуже рідкі. Пегматитові жилы в основному приурочені до двох систем тріщин. Перша система з азимутами падіння в межах 15-30° з крутими кутами падіння (60-80°). Друга система жил з азимутами падіння в межах 230-290, також крутопадаюча. Ця система є переважаючою. Крім того спостерігаються системи з азимутами 340-10° і 160-215°. Але жилы, пов'язані з цими системами тріщин зустрічаються порівняно рідко і вони мають підпорядковане значення.

В внутрішньому будові пегматитових жил Алтынтауского рудного поля можна виділити два типи зональності. Перший з них зустрічається в більшості пегматитових жилах, розміщених в гранитоїдах (рис. 8.). Їм характерне класичне зональне будову (симетричне зональне будову від зальбанда до центру): 1) мелкозернистая кварц-полевошпат-слюдистая зона, 2) кварц-полевошпатовая зона, 3) суттєво кварцева зона (або кварцеве

ядро). Вони відрізняються наявністю центрального кварцевого ядра (суттєвої кварцевої зоною) або блокової зони, від якої як до висхідному, так і до лежачому боку прослідковуються однакові за складом породи. Нерідко центральне кварцеве ядро (зона) поступово сменяється мелкоблоковой зоною, частіше всього складеною з блоків микроклипертита і як би окаймлює кварцеву зону. Далі прослідковується зона розвитку кварц-полевошпатового замещающего парагенезиса. Іноді ці зони симетрично сменяються тонкими кварц-альбитовими зонами з перистим і розетковидним альбитом. Останні у контакті з вмещаючими породами поступають місця зонам розвитку мінералів кварц-альбит-мусковитового замещающего комплексу без видимої орієнтовки мінералів.

Другий тип зональних пегматитових жил розміщуються в углеродисто-кремнистых сланцах і мають наступних зон (починаючи від екзоконтакту жил): 1) зона змінених бокових порід – ороговікованні сланці, 2) кварц-слюдиста зона, 3) зона середньо- або мелкозернистого пегматита і 4) зона блокового (крупнозернистого) пегматита (рис.9).

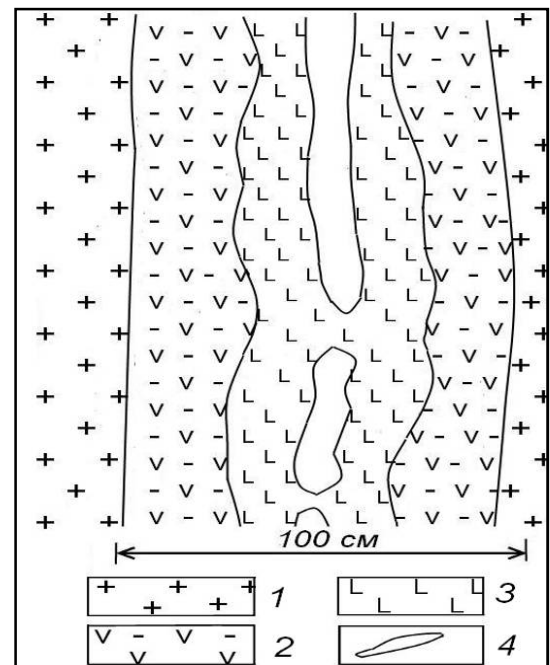


Рис. 8. Зональне будову пегматитової жили, розміщеної в двослюдяному граніті (участок Джиланды, Алтынтауское поле): 1) двослюдяний граніт, 2) мелкозернистая кварц-полевошпат-слюдистая зона, 3) кварц-полевошпатовая зона, 4) суттєво кварцева зона (кварцеве ядро).



Рис. 9. Пегматитова жила з зональним строєнням в углеродисто-кремністих сланцях (Селенсай, Алтынтауське поле)

Зона измененных (ороговикованных) вмещающих пород наблюдается непосредственно на контакте с пегматитовыми жилами. Мощность описываемой зоны незначительная и сложена кварцем, серицитом, скаполитом, биотитом и мусковитом. Зона измененных вмещающих пород, посредством резкого контакта переходит в последующую кварц-мусковитовую зону.

В центральной части пегматитовой жилы порода состоит из крупных призматических и таблитчатых кристаллов пеллитизированного микроклин-пертита (Mic) и серицитизированного плагиоклаза (Pl) и ксеноморфных зерен кварца (Q). Микроклин-пертит (Mic) постепенно замещается альбитом (Pl) и содержит пойкилитовых включений кварца (Q). Редко встречаются бесцветные кристаллы касситерита с характерным положительным рельефом и шагреневой поверхностью, и бледно мутные зерна берилла. Зальбандовая часть пегматитовой жилы обладает мелкозернистой, аплитовой структурой, сложенной мелкими кристаллами кварца, микроклин-пертита и гипидиоморфного плагиоклаза. Наблюдаются следы катаклаза – более крупные агрегаты полевых шпатов трещиноваты, зерна кварца характеризуются волнистым погасанием. Чешуйки слюды очень редки, представлены опацизированным мусковитом (Mus). Из важных акцессорно-рудных минералов встречается колумбит, ниобийстый ильменорутил, апатит и редко касситерит.

Кварц-мусковитовая (грейзенизированная) зона (рис.10) пользуется в пегматитах описываемого поля широким распространением, хотя несколько и уступает по количеству альбитовому замещающему комплексу. Она тяготеет к зальбандам жил (см. рис. 9) либо встречается в самых различных частях пегматитовых тел, где перемежается с альбитовыми или кварц-альбитовыми зонами. По простиранию эти зоны иногда хорошо выдержаны, но иногда прерываются, образуя отдельные струйчатые заливы в теле пегматита и прожилковидные образования. Помимо кварца и мусковита в пределах зоны в очень небольших количествах отмечается альбит и реликты микроклина, а из рудных минералов плохо ограниченный белый берилл, титанистый танталит, танталоколумбит, колумбит и касситерит. Концентрация бериллия, ниобия, тантала, олова и содержание этих минералов относительно высоко именно в этой зоне. Это подтверждается также по характеру распределения бериллия, ниобия, тантала, олова и других элементов (табл. 1, рис.12).

Из всего вышеизложенного следует, что формирование описываемых пегматитов происходило в два этапа. Первый — этап кристаллизации и частичной перекристаллизации пегматитов, в течение которого сформировались аплитовые, апографические, кварц-альбит-микроклиновые, мелкоблоковые, кварцевые или кварц-микроклиновые первичные зоны. Второй — этап метасоматических преобразований, в котором отчетливо выделяются две стадии: альбитизация и образование кварц-мусковитового парагенезиса минералов. Последний по своему составу и месту в пегматитовом процессе является не чем иным, как грейзеном, несущим касситерит, тантало-ниобаты и берилл. Большая часть редких минералов образуется во второй этап. С ранней стадией данного этапа (стадия альбитизации) связано появление тантало-ниобатов, а также мелкокристаллического берилла. С поздней стадией этапа (стадия грейзенизации - образование кварц-мусковитового замещающего парагенезиса минералов) связана кристаллизация наиболее высоких концентраций этих минералов.

Превышающие кларки содержания Rb, Cs, (Be), Nb, Ta, Sn, Bi, As, Sb, Te, Au, Ag и др. указывают на комплексную благородно-редкометалльную геохимическую специализацию и рудоносность гранитных пегматитов и грейзенизированных их разностей Алтынтауського рудного поля на эти элементы.

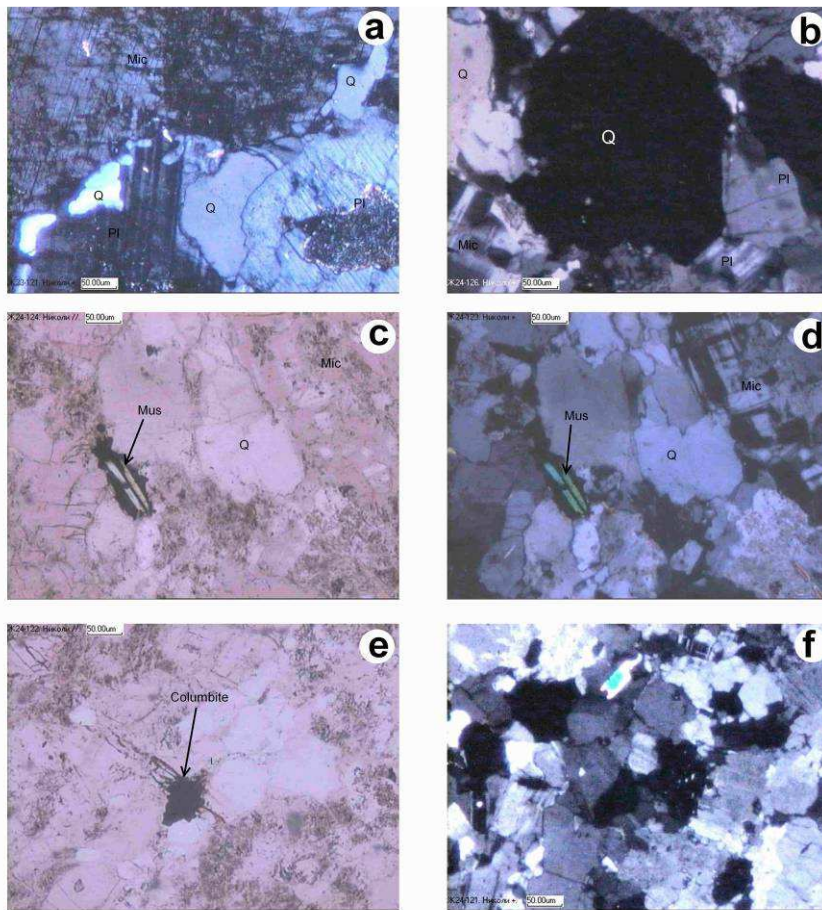


Рис. 10. Микрофотографии центральной (а) и зальбандовой (b, c, d, e, f) частей пегматитовой жилы. а, b, d, f – николи скрещенные; c, e – николи параллельные; увеличено в 30 раз.

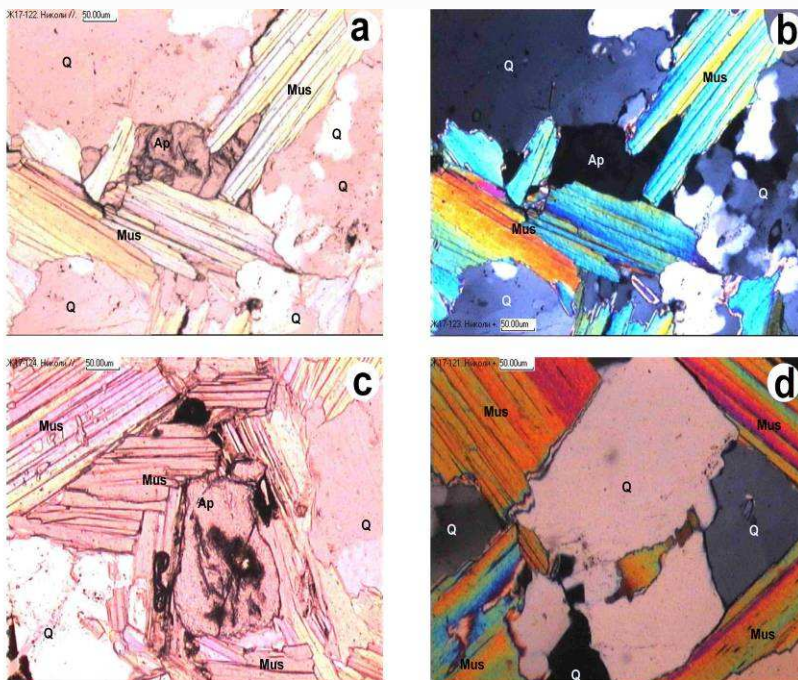


Рис. 11. Микрофотографии кварц-мусковитовой (грейзенизированной) зоны пегматитовой жилы.

а, b, c – апатит в мусковите образует мелкозернистые агрегаты, бесцветные иногда слабо окрашенный – желто-серый при параллельных николях (а, c), со слабой шагреновой поверхностью. Для него свойственно отсутствие ясных кристаллографических форм; d – волнистое погасание отдельных сегментов катаклазированного кварца. а, c – николи параллельные; b, d – николи скрещенные; увеличено в 25 раз.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Фермана

Таблиця 1. Средние значения кларк-концентрации элементов в гранитоидах, пегматитах и грейзенах Алтынтауского поля (по результатам ICP-масс-спектрометрических анализов)

| Элементы | 1 | 2 (1) | 3(2) | 4 (1) | 5 (2) | 6(2) | 7 (2) |
|----------|--------|-------|------|-------|-------|------|-------|
| Li | 40 | 0,90 | 0,73 | 1,38 | 0,34 | 0,28 | 0,45 |
| Rb | 200 | 0,49 | 1,38 | 1,25 | 1,08 | 1,18 | 2,93 |
| Cs | 5 | 1,22 | 1,95 | 2,20 | 1,81 | 1,89 | 6,30 |
| Ba | 830 | 0,72 | 0,02 | 0,35 | 0,17 | 0,14 | 0,10 |
| Sr | 300 | 0,70 | 0,02 | 0,16 | 0,08 | 0,07 | 0,05 |
| Be | 5,5 | 0,33 | 0,82 | 0,64 | 0,45 | 0,32 | 6,09 |
| Mo | 1,0 | 0,63 | 0,40 | 0,67 | 1,30 | 0,80 | 0,65 |
| Sc | 3,0 | 2,30 | 0,53 | 1,03 | 1,20 | 0,92 | 0,60 |
| Nb | 20 | 0,49 | 0,70 | 1,20 | 0,40 | 0,18 | 3,02 |
| Ta | 3,5 | 0,34 | 0,93 | 1,17 | 0,41 | 0,25 | 5,57 |
| Sn | 3,0 | 1,60 | 6,83 | 4,00 | 3,50 | 2,65 | 46,67 |
| W | 1,5 | 0,15 | 0,56 | 0,43 | 0,51 | 0,63 | 1,30 |
| Bi | 0,01 | 6,00 | 212 | 30 | 23 | 35 | 20 |
| Th | 18 | 0,39 | 0,05 | 0,49 | 0,18 | 0,07 | 0,03 |
| U | 3,5 | 0,51 | 0,43 | 1,03 | 0,83 | 0,51 | 0,73 |
| Zr | 200 | 0,32 | 0,05 | 0,34 | 0,16 | 0,05 | 0,04 |
| Hf | 1,0 | 0,87 | 0,32 | 1,00 | 0,68 | 0,23 | 0,25 |
| Cu | 20 | 0,70 | 0,54 | 0,60 | 0,50 | 0,55 | 0,48 |
| Zn | 60 | 0,80 | 0,22 | 1,05 | 0,30 | 0,17 | 0,32 |
| Pb | 20 | 0,75 | 0,60 | 0,95 | 0,83 | 0,88 | 0,40 |
| Tl | 1,5 | 0,13 | 0,97 | 0,93 | 0,77 | 0,81 | 1,83 |
| As | 1,5 | 6,33 | 4,80 | 5,93 | 5,40 | 5,90 | 4,80 |
| Se | 0,05 | 120 | 81 | 1,06 | 130 | 120 | 94 |
| Sb | 0,26 | 0,73 | 1,15 | 6,15 | 1,73 | 1,31 | 1,19 |
| Te | 0,001 | 220 | 130 | 130 | 120 | 165 | 180 |
| Au | 0,0045 | 5,56 | 5,00 | 5,56 | 7,78 | 5,56 | 5,00 |
| Ag | 0,05 | 10,40 | 4,90 | 16,4 | 8,80 | 4,50 | 3,60 |

Примечание: 1 – средние содержания элементов кислых породах [3]; 2 – трондьемит; 2 – двуслюдянный гранит; 3 – аляскитоидный лейкогранит; 4 – зальбанд пегматита; 5 – центральная часть пегматита; 6 – грейзен. Цифры в скобках – количества анализов.

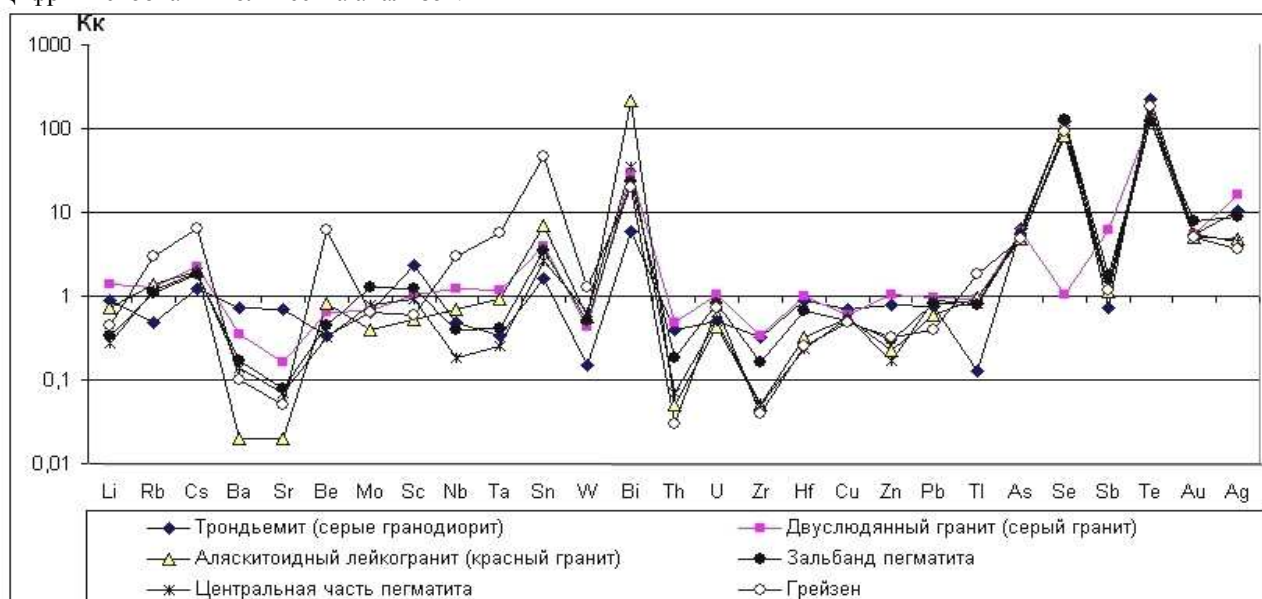


Рис. 12. Спайдер-диаграмма кларк-концентраций (Кк) элементов в гранитоидах, пегматитах и грейзенах Алтынтауского рудного поля.

Таблица-2. Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах, пегматитах и грейзенах Алтынтауского рудного поля (г/т, по результатам ICP-масс-спектрометрических анализов)

| Элементы | 1 | 2 (1) | 3(2) | 4 (1) | 5 (2) | 6(2) | 7 (2) |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| La | 0,3 | 15 | 15 | 1,1 | 3,85 | 2,19 | 0,81 |
| Ce | 0,5 | 20 | 23 | 1,75 | 6,3 | 2,95 | 1,6 |
| Pr | 0,1 | 3,3 | 3 | 0,24 | 0,86 | 0,4 | 0,17 |
| Nd | 0,6 | 12 | 11 | 1,06 | 3,45 | 1,67 | 0,71 |
| Sm | 0,2 | 3,4 | 3,4 | 0,45 | 1,2 | 0,53 | 0,28 |
| Eu | 0,08 | 1 | 0,59 | 0,04 | 0,26 | 0,26 | 0,13 |
| Gd | 0,4 | 2,2 | 2,1 | 0,24 | 0,72 | 0,33 | 0,17 |
| Tb | 0,05 | 0,36 | 0,32 | 0,06 | 0,13 | 0,06 | 0,035 |
| Dy | 0,35 | 2 | 1,7 | 0,37 | 0,81 | 0,38 | 0,19 |
| Ho | 0,07 | 0,44 | 0,33 | 0,08 | 0,16 | 0,08 | 0,035 |
| Er | 0,2 | 1,2 | 0,86 | 0,225 | 0,88 | 0,2 | 0,09 |
| Tm | 0,04 | 0,22 | 0,17 | 0,06 | 0,52 | 0,05 | 0,02 |
| Yb | 0,2 | 1,3 | 1,2 | 0,5 | 0,6 | 0,37 | 0,12 |
| Lu | 0,035 | 0,13 | 0,12 | 0,055 | 0,1 | 0,04 | 0,035 |
| Сумма р.з.э. | 3,125 | 62,55 | 62,79 | 6,23 | 19,84 | 9,51 | 4,395 |

Примечание: 1 – средние содержания редкоземельных элементов хондритах [3]; 2 – трондьемит; 2 – двуслюдяный гранит; 3 – аляскитоидный лейкогранит; 4 – зальбанд пегматита; 5 – центральная часть пегматита; 6 – грейзен. Цифры в скобках – количества анализов.

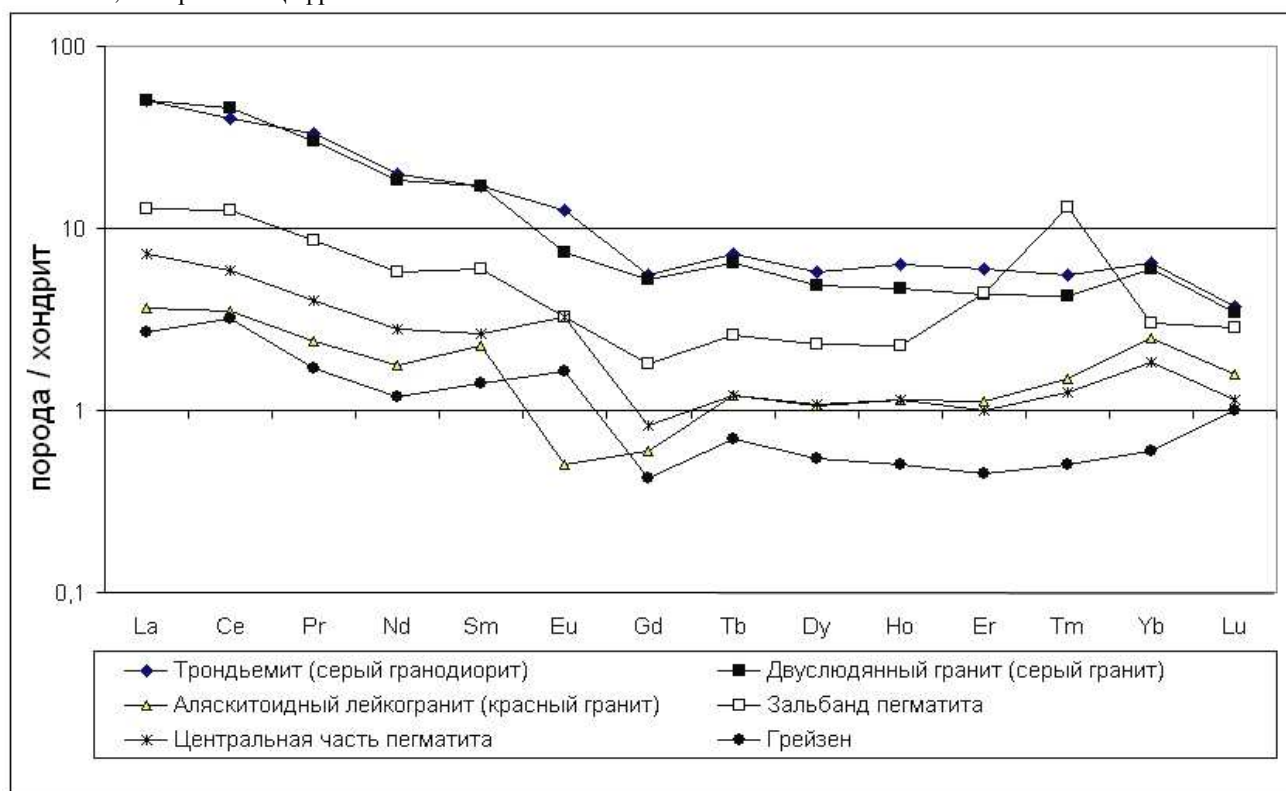


Рис.13. Спайдер-диаграмма спектров распределения РЗЭ в гранитоидах, пегматитах и грейзенах Алтынтауского рудного поля

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах, пегматитах и их альбитизированных, грейзенизированных разностях и грейзенах указывают на единую генетическую природу их расплава (табл.2, рис.13). При этом выявлена между аляскитоидным лейкогранитом,

пегматитам и грейзенам прямая положительная геохимическая корреляция.

1. Бабаев К.Л. Петрография Алтынтауского гранитоидного массива. Ташкент: Изд-во АН РУз, 1954. 55 с.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

2. Бабаев К.Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Ташкент: САИГМС, 1960. 351 с.

3. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7. –С. 555-571.

4. Ежков Ю.Б., Рахимов Р., Панасюченко В.Н. и др. Нетрадиционная уран-редкометалльная специализация гранитов Алтынтау и ее практические следствия // Тезисы респ. научно-практ. конф. «Диверсификация сырьевой базы промышленности Республики Узбекистан: критерии поиска и оценки нетрадиционных типов полезных ископаемых». Ташкент: ГП «НИИМР», 2012. –С. 32-35.

5. Изох Э.П., Юдаlevич З.А., Пономарев А.П. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана // Новосибирск: Изд-во «Наука», 1975. 518 с.

6. Каталог интрузивных массивов Узбекистана // Отв. редактор И.Х. Хамрабаев. Ташкент: Фан, 1975. Ч. 2. 429 с.

7. Костицын Ю.А. Изотопная Rb-Sr- система в гранитах Алтынтау (Центральные Кызылкумы): открытая в породах и закрытая в полевых шпатах // Геохимия, 1991, № 10. –С.1437 – 1445.

8. Солодов Н.А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо

зональных гранитных пегматитах // Геохимия, 1959, № 4.

9. Ферсман А.Е. Пегматиты. Москва: Изд-во АН СССР, 1940.

Mamarozikov U.D., Suyundikova G.M., Normatov U.A. NEW DATA ON THE GENESIS AND MINERALISATION OF GRANITIC PEGMATITES IN ALTINTAU MINING AREA (CENTAL KYZYLKUM)

Formation of pegmatites Altyntau mining area occurs in two stages: the first - stage of crystallization and partial crystallization of pegmatites within which formed aplitic, apogaphic, quartz-albite-microcline, finely block, and quartz or quartz-microcline primary zone. Second - stage metasomatic that clearly identifies two stages: albitization and formation of quartz-muscovite paragenesis of minerals (greisenization).

Clarks content exceeding Rb, Cs, (Be), Nb, Ta, Sn, Bi, As, Sb, Te, Au, Ag, and others point to the noble-rare metal complex geochemical specialization and miniralization of granitic pegmatites and their differences greisenized Altyntau mining area in those elements. The nature of the distribution of rare earth elements in granitic pegmatites and their albitized, greisenized differences and greisens suggest a common genetic nature of the melt.

ВОЗМОЖНО ЛИ ОТКРЫТИЕ В УКРАИНЕ КРУПНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЯНТАРЯ-СУКЦИНИТА

Мацуї В.М.

Институт геологических наук НАН Украины

Правобережье Украинского Полесья и Приднепровье (Припятский и Днепровский янтареносные бассейны) охватывают юго-восточную часть Балтийско-Днепровской янтареносной провинции [1,2]. Исключительно в недрах этой провинции залегает самая ценная разновидность ископаемых смол (ИС) — янтарь-сукцинит (ЯС). Последний, в зависимости от географии находки и состава живицы продуцирующих деревьев ископаемой смолы хвойных *Pinus succinifera* Goerg., исторически получил ряд наименований: балтийский янтарь, балтийский сукцинит, киевский сукцинит, сукцинит и др. На всей площади своего распространения от юго-западного побережья Балтийского моря до берегов Черного и Азовского морей ЯС характеризуется близкими чертами элементарного состава, оптическими и физическими свойствами, сходством ИК-спектров, высокими декоративно-эстетическими качествами, что обусловлено общими особенностями процессов фоссилизации живицы-смолы и накопления её в россыпях на территории юго-западной части Восточно-Европейской платформы в эоцене и последующие геологические эпохи.

По данным многих авторов, нижняя половина среднего эоцена (50-40 млн. лет тому) — бучакское время отвечает глобальному потеплению («угленосному эпизоду»). Это время расширения тропической и субтропической зон земного шара и их экспансии в более высокие широты. На рассматриваемой территории значительные сезонные колебания влажности и небольшие изменения термического режима не способствовали зональной дифференциации растительности, что привело к совместному произрастанию различных климатических типов растительности, свойственной субтропическим, тропическим и умеренным широтам. Пышная лесная растительность распространялась преимущественно по долинам рек и заболоченным долинообразным понижениям, охватывала низменные равнины и приморские мангры. Водораздельные пространства, вероятно, приближались к саванным. «Янтарные» леса состояли из широколиственных и хвойных деревьев (в том числе древних

араукариевых), испытывающих интенсивное смоловыделение. Продукты посмертного изменения продуцирующих деревьев — смоляные тела, предназначенные для защиты растений от механических повреждений, высыхания и загнивания, в конечном итоге накапливались в палеоторфяниках, образуя первичные скопления протоянтаря. Заболоченность почв «янтарных» лесов поясняется не только благоприятной тектонической обстановкой, оптимально-теплым и влажным субтропическим климатом Балтийско-Днепровской провинции в бучакскую эпоху, но и периодическими подъемами уровня грунтовых вод перед фронтом трансгрессирующих морей. Впоследствии эти болота постепенно преобразовались в торфяники и залежи бурых углей.

На основании анализа данных о палеогеографии угольных бассейнов Европы, геологической позиции и вещественном составе ИС, а также палеогеографии морей, омывавших буроугольные бассейны Украины, Беларуси, Польши, Германии в эоцене и раннем олигоцене Н.И. Лебедь и автор настоящей работы обосновали возможность непосредственного участия буроугольного битума (природной смеси восков и смол) в процессе янтареобразования [3-6]. В свете предложенной гипотезы среднеэоценовая битумно-буроугольная формация, вмещающая ИС, рассматривается как россыпеобразующая, или как коренной первоисточник россыпей ЯС. Предложенная концепция вызвала необходимость пересмотра ряда установившихся взглядов и положений, связанных с разработкой теории янтареобразования и формирования россыпей ЯС в прибрежно-морских, морских и континентальных обстановках. В частности нашли себе объяснение факты совместного залегания россыпей ЯС в линзах, содержащих лигнит и бурый уголь; концентрации россыпей вдоль границы Днепробасса; наличии в уцелевших от последующих размывов буроугольных пластах ИС (ретинита в Днепровском бассейне, кранцита в бурых углях Германии [7, 8]; высокая концентрация россыпей ЯС на участках почти полного размыва буроугольных напластований бучакской свиты.

Наконец, огромное количество добытого ЯС из россыпей на территории от Балтии до низовьев Днепра, исчисляемое десятками тысяч тонн (прогнозные ресурсы в недрах – миллионы тонн) объясняется размывом коренных первоисточников на значительных площадях платформенной Европы. Не случайно все известные в мире находки ископаемых смол связаны с залежами бурых углей, а россыпи янтаря-сукцинита – морскими песчано-глинистыми, кварц-глауконитовыми песками. Следовательно, морские и прибрежно-морские россыпи ЯС первых промежуточных коллекторов формировались исключительно за счет размыва палеоторфяников (а не почв «гипотетических янтарных сосен Скандинавии») эоцена и переноса продуктов размыва (протоянтаря) в шельфовую зону моря.

Геологические и палеогеографические данные свидетельствуют об установлении на рассматриваемой территории в конце среднего эоцена по ранний олигоцен внутриконтинентального моря-палеопротолива, который соединял тропический океан Тетис на юго-востоке и Северную Атлантику на северо-западе, чему способствовал новый подъём уровня Мирового океана и опускание Мазурско-Беларусского поднятия [9]. Это была самая крупная трансгрессия за всю мезозойско-кайнозойскую историю Украины, которая наступила в конце бучакского времени (киевское море). В это время территория УЩ (Днепробасса) превратилась в островную сушу. Размыву подвергались верхние («пустые») слои надугольной пачки бучака и только на локальных участках береговых обрывов и отдельных глубоких оврагов суходолов происходил размыв угольных (торфяных) слоев, из которых освобождался протоянтарь, переносимый в береговую зону моря. Небольшие объемы продуктов размыва коренного первоисточника в киевском горизонте привели к тому, что в нем сформировались очень бедные россыпи ЯС, представляющие лишь минералогический интерес. Микроскопические частички ЯС в киевском мергеле и наглинке описаны П.А.Тутковским [10] и его учениками, изучавшими микрофауну этого горизонта [11]. Промышленные залежи в данных отложениях не известны и вряд ли могут быть установлены в будущем. Аналогичные особенности янтаренакопления в морской акватории второй половины среднего эоцена отмечаются и в иных регионах Балтийско-Днепровской провинции, свидетельством чему является фрагментарность, и слабая насыщенность янтарем морских осадков

алкской свиты Литвы и Самбийского полуострова.

Формирование самых богатых промышленных россыпей ЯС первых промежуточных коллекторов на территории рассматриваемой провинции, и Украины в частности, происходило в позднем эоцене за счет непосредственного размыва коренных первоисточников. Об этом свидетельствуют уникальные промышленные залежи ЯС на Самбийском полуострове в 40 км к северо-западу от Калининграда. Залегают они в так называемой «голубой земле» — глауконит-кварцевых песках и алевролитах верхнеэоценовой прусской свиты (стратиграфический аналог обуховской свиты Северной Украины). Уникальные месторождения Самбии разрабатываются с середины 17 ст. (до 80 % мировых запасов, концентрация янтаря до 2 кг/м³ по разрезу продуктивного слоя). На основании детального изучения вещественного состава и аутигенного минералообразования продуктивного янтареносного слоя «голубой земли» на Самбии С.Г. Краснов и А.А. Каплан [12] пришли к выводу о его формировании в глубинной части шельфа позднеэоценового моря за пределами зоны действия волнения, что «повышает перспективы янтарености одновозрастных палеогеновых отложений, в которых известны пока редкие находки янтаря Украины, Белоруссии и Польши» [12, с. 95].

Высокую степень изученности янтарных месторождений на Самбии (геологический возраст, генезис, условия формирования, добыча, оценка залежей и др.) мы с полным основанием рассматриваем как эталон познания янтарености всего Балтийско-Днепровского янтарного региона. Подчеркнем, что на всей площади своего распространения ЯС здесь характеризуется близкими минералогическими особенностями, историей фоссилизации и формирования россыпей.

В Украине крупные концентрации ЯС в одновозрастных верхнеэоценовых отложениях обуховской свиты ещё не выявлены из-за недостаточной их изученности. Однако, палеогеологический анализ условий осадконакопления в позднем эоцене на территории Балтийско-Днепровской янтареносной провинции позволяет судить о том, что в это время на склонах УЩ также происходило значительное увеличение объемов непосредственного размыва коренных первоисточников и, как следствие, формирование в морской глауконитсодержащей

среде крупных промышленных россыпей ЯС первых промежуточных коллекторов.

Украина приступила к освоению янтарных богатств территории лишь с конца 20 ст. и пока здесь установлены и разрабатываются приповерхностные, небольшие по запасам прибрежно-морские и дельтовые янтарные россыпи преимущественно нижнеолигоценовой межигорской свиты [13]. В Прибалтике одновозрастные проявления янтаря-сукцинита также не достигают высоких концентраций.

В пределах янтареносных площадей Украинского Полесья поисково-разведочными работами установлено два уровня «янтареносного песка», разделенных слоем плотных темно-зеленых и темно-серых глин. [14]. Верхний «янтареносный песок» объединяет россыпи морского и континентального генезиса широкого возрастного диапазона от раннего олигоцена до неогена и антропогена, мощностью порядка 2-5 м. Нижний янтареносный песок, как уже отмечалось, изучен крайне недостаточно. Представлен темно-зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми песками, мелкозернистыми, сильно глинистыми, неслоистыми с включениями «катунов» подстилающей глины, реже – бурого угля, достаточно крупных кусков ЯС [14]. Местами эти пески напоминают «голубую землю» Самбии, где они слагают продуктивный янтареносный горизонт. Безусловно, отмеченные «нижние янтареносные пески» встречаются в разрезах межигорской и подстилающих отложениях обуховской свиты. Последняя, связанная с погребенной эоценовой речной сетью, частично размыва в олигоцене, неогене и плейстоцене и дала начало янтареносным россыпям более высоких порядков, частично, она сохранилась в различного рода отрицательных элементах палеорельефа, обусловленных тектоническими причинами и карстом.

Широкое распространение локальных и бедных по содержанию олигоцен-неогеновых, плейстоценовых и голоценовых россыпей ЯС в районах глубокого залегания эоценовых кварц-глауконитовых песков и алевроитов обуховской свиты косвенно указывает на наличие искомым продуктивных янтареносных горизонтов на рассматриваемой территории.

В связи с вышеизложенным есть основание полагать, что крупные залежи ЯС промышленного типа в Припятском бассейне Украины связаны с верхнеэоценовыми песчано-глинистыми осадками удаленной части палеошельфа, а также различного рода локальными понижениями морского дна в

небольшом удалении от береговой зоны, где создавались особо благоприятные условия для накопления ценных минеральных концентраций.

Для успешного прогнозирования богатых по содержанию россыпей ЯС рекомендуется выполнить, прежде всего научные геолого-прогнозные палеонтологостратиграфические и палеогеографические исследования в Припятском янтареносном бассейне, направленные на выявление погребенных верхнеэоценовых россыпей первых промежуточных коллекторов, подобных Самбийским. Необходимо: а) определить палеорельеф и выявить особенности размыва эоценовых палеоторфяников (коренных источников), пути переноса протоянтаря в морской бассейн; б) составить серию крупномасштабных палеотектонических, палеогеографических и литолого-фациальных карт начальных и завершающих этапов бучакского, киевского, обуховского и межигорского времени. Научный прогноз искомым россыпей должен базироваться на стройной теории янтареобразования, детальной палеонтологически обоснованной стратиграфической схеме палеогена, углубленном изучении литолого-фациального состава осадков морского бассейна, омывавшего северо-западные склоны Украинского щита.

1. Савкевич С.С. Янтарь. Л. 1970.- 191 с.
2. Трофимов В.С. Янтарь. М.: Недра, 1974. – 184 с.
3. Лебедь Н.И., Мацуї В.М. О парагенезисе янтареподобных смол и битумно-буроугольных пород//Тези доповідей другої міжнародної конференції. – К. 2008. с. 9-10
4. Лебідь М.І., Мацуї В.М. Просторово-часові асоціації бурштину й бурого вугілля у кайнозой Європи//Геолог України.-№4. 2007.- с. 16-18
5. Лебідь М.І., Мацуї В.М. Палеогеографічні аспекти прогнозу розсіпів бурштину (на основі бітумно-буровугільної гіпотези) //Український бурштин: матеріали Першої міжнародної наук.-практ. конф. (Київ, 17-21 2007 року).- К. 2008.- с.38-48
6. Мацуї В.М. От живицы – смолы хвойных до янтаря-сукцинита //Вісник Національного науково-природничого музею, №8,-К.-2010.-с. 135-142.
7. Сябряй В.Т. Генезис бурых углей Днепровского бассейна //Из-во АН УССР, Киев, 1958.- 78с.
8. Чирвинский В.Н. Материалы к познанию буроугольных месторождений УССР. ГОНТИ, Харьков, 1939. – 170с.
9. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение термогалинной океанской

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

- циркуляции по данным изучения фораминифер. - М.: Научный мир, 2008. - 288с.
10. Тутковский П.А. Геологический очерк Ровенского уезда Волынской губернии: Предварительный отчет Волынскому губернскому земству. - Киев, 1911. - С. 14-22.
11. Каптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. - Киев: Изд-во АН УССР, 1951. - 178с. - Тр. ИГН АН СССР. Сер. стратиграфии и палеонтологии; вып. 3.
12. Краснов С.Г. Каплан А.А. О генезисе янтареносных отложений палеогена Калининградской области по данным литологических исследований // Литология и полезные ископаемые, №4. - 1976. - с.95-106.
13. Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В., Рябоконь Т.С., Соляник Е.А., Сябряй С.В., Очаковский В.Б., Приходько В.Л., Вовк Т.Д., Волненко С.А., Курепа С.С. Проблемные вопросы стратиграфии янтареносных отложений Украинского Полесья // Український бурштиновий світ. Тези доповідей першої міжнародної конференції. - Київ. - 2007. - С. 16-19.
14. Майданович И.А., Макаренко Д.Е. Геология и генезис янтареносных отложений Украинского Полесья. - К.: Наук. Думка, - 1988. - 82 с.
- In the paper, the presence in the Pripjat amber-bearing basin large deposits of amber-succinite Upper Eocene age, preserved from erosion during the Oligocene, Neogene and Pleistocene

О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ РОГОВИКОВ И АПАТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЛОВОЗЕРСКОМ И ХИБИНСКОМ МАССИВАХ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Ловозерский и Хибинский щелочные массивы расположены в пределах восточной части Балтийского щита, на западе Кольского полуострова. Расстояние между ними составляет около 7 км. Ловозерский массив прорывает архейские гранито-гнейсы Кольско-Норвежского мегаблока, а Хибинский расположен на контакте указанных архейских пород и протерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Имандра-Варзуга. Время образования главных типов пород Ловозерского и Хибинского массивов составляет, соответственно, 362 млн. лет (по данным Rb-Sr датирования, [6]) и 380 – 360 млн. лет (по данным Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd датирования, [1]).

Ловозерский массив сложен регулярно чередующимися субгоризонтальными (падающими под углами 5–10°, иногда до 25° к центру массива) слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньитового ряда (луявритов) и ийолит-уртитов. Вся совокупность таких слоев подразделяется на два комплекса, различающихся содержанием эвдиалита и предположительно относящихся к разным этапам становления массива [2, 4], – дифференцированный (или расслоенный, внизу, рис. 1) и эвдиалитовых луйавритов (наверху). В виде согласных линзовидных или пластообразных тел в этих двух комплексах присутствуют пойкилитовые нефелиновые и содалито-нефелиновые (иногда с нозеаном) сиениты, с которыми связаны почти все жилы пегматитов и гидротермалитов [3].

Главная особенность геологического строения Хибинского массива – концентрически-зональное расположение слагающих его пород, среди которых преобладают (более 80% площади) однообразные по составу нефелиновые сиениты (фойяиты). Интрузия фойяитов разделена на две приблизительно равные части Главным коническим разломом, выполненным фойидолитами (мельтейгитами – ийолитами – уртитам), окруженными оторочкой пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) и переходных между ними и фойяитами “неравнозернистых” нефелиновых сиенитов (лявочорритов). И рисчорриты, и

лявочорриты развиваются по фойяитам, покрывающим фойидолиты Главного кольца, но рисчорриты преимущественно развиты в его более мощном южном секторе, а лявочорриты – в более тонком северном [10]. Апатито-нефелиновые и титанито-apatито-нефелиновые породы формируют линзовидные залежи в апикальных частях фойидолитовой толщи (вблизи ее границы с рисчорритами) и связаны с ней постепенными переходами.

Важными структурными элементами Ловозерского и Хибинского массивов являются ксенолиты осадочных и вулканогенных пород, объединяемых в ловозерскую свиту. В Ловозерском комплексе субгоризонтально залегающие линзовидные и пластовые ксенолиты распространены во всем объеме дифференцированного комплекса, причем в отдельных частях разреза их объем превышает таковой щелочных пород. В Хибинском массиве основная масса ксенолитов сосредоточена в фойидолитах Главного кольца и, особенно, в пограничных с ним участках нефелиновых сиенитов. Во внешней относительно Главного кольца части Хибинского массива располагается так называемое Малое полукольцо, сложенное мелкозернистыми щелочными и нефелиновыми сиенитами (фенитами?) с ксенолитами вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты, телами ийолит-уртитов и малиньитов. Длинные оси ксенолитов обычно ориентированы по касательной к кольцевым разломам, подчеркивая общую концентрически-зональную структуру Хибинского массива [9].

Вулканогенно-осадочная ловозерская свита в неизменном виде представлена оливиновыми базальтами (рис. 2), их туфами, туффитами, а также кварцитами и песчаниками. Оливиновые базальты и их туфы сложены диопсидом–авгитом, плагиоклазом (олигоклазом–андезином), форстеритом, флогопитом и ильменитом. Акцессорные минералы представлены хромистым и титанистым магнетитом, ульвошпинелью, фторапатитом, хромитом, перовскитом, флюоритом и сульфидами. В составе кварцитов и песчаников преобладают обломочные зерна кварца (до 2 мм

в диаметре) округлой или угловатой формы, промежутки между которыми заполнены агрегатом таблитчатых зерен микроклипертита, призматических кристаллов диопсида и пластинок аннита. Наиболее характерными акцессорными минералами являются ильменит, магнетит, ульвошпинель, пирротин, циркон и рутил. Туффи́ты, содержащие в разных пропорциях пирокластический и терригенный материал, занимают промежуточное положение между собственно туфами и кварцитами (песчаниками). Соответственно, фазовый состав туффи́тов отвечает таковому туфов с добавлением большей или меньшей примеси кварца.

Очевидно, что перечисленные породы после захвата их в виде ксенолитов щелочно-сиенитовым или фойдолитовым расплавом не могли не подвергнуться термально-метасоматической переработке (ороговикованию и фенитизации). Однако степень преобразования пород ловозерской свиты в Ловозерском и Хибинском массивах не одинакова, и определялась она разной динамикой формирования массивов.

Дифференцированный комплекс Ловозерского массива образовался путем последовательных инъекций относительно небольших порций щелочных расплавов, формирующих соответствующие ритмы в пределах как дифференцированного, так и эвдиалитового комплексов [12]. Теплоемкость этих расплавов была недостаточной для интенсивного прогрева ксенолитов, поэтому признаки ороговикования в породах ловозерской свиты отсутствуют. По периферии ксенолитов или вдоль их особо пористых слоев развиваются типичные фениты, но и они имеют крайне незначительное распространение: 3–50 см от контакта с луавритами. Ближе к кровле массива, в пределах комплекса эвдиалитовых луавритов, увеличение объема (а, следовательно, теплоемкости) щелочных расплавов привело к преобразованию слагающих ксенолиты туффи́тов и базальтов в более или менее интенсивно фенитизированные рогови́ки.

В Хибинском массиве воздействие щелочных флюидов на вулканогенно-осадочные породы ксенолитов предвлялось и сопровождалось значительным термальным воздействием, приведшим к формированию рогови́ков с типичными для этих пород гранобластовыми структурами. Одновременно происходит смена микроклиндоминантных фойяитов, находящихся в непосредственной близости от Главного кольца, их ортоклаздоминантными аналогами,

сопровождаемая изотропизацией текстуры этих пород [10, 11]. Малый полукольцевой разлом также заполнялся фойдолитовым расплавом, но его объем здесь значительно меньше. Соответственно, менее интенсивным и долговременным был прогрев фойяитов с ксенолитами пород ловозерской свиты, меньшим было и воздействие на них щелочных флюидов. Поэтому вулканогенно-осадочные породы из ксенолитов в пределах Малого полукольца в большинстве своем метаморфизованы слабо, хотя и здесь присутствуют базальты и туффи́ты с рогови́ковой структурой.

Отметим, что название «рогови́ки» применимо к изученным породам лишь в силу их характерной микрогранобластовой структуры, обусловленной термальным метаморфизмом. Однако состав рогови́ков практически никогда не соответствует составу исходных вулканогенно-осадочных пород, в не меньшей степени определяясь интенсивностью одновременно протекающей фенитизации [12]. Состав рогови́ков (рис. 3) в Ловозерском и Хибинском массивах идентичен. Породообразующими минералами являются анортоклаз, фаялит, силлиманит, корунд, кварц, альбит, аннит, мусковит, сидерофиллит, парагонит, диопсид, эденит, андалузит, топаз, альмандин–спессартин, ильменит, ульвошпинель, герцинит, фрейденбергит, рутил, кричтонит–ловерингит, пирротин и пирит. По рогови́кам, особенно в периферических частях ксенолитов, развиваются фениты с альбитом, нефелином, содалитом, нозеаном, аннитом, эгирином, арфведсонитом, катофоритом, энigmatитом, астрофиллитом и титанитом в качестве породообразующих минералов, эвдиалитом, ловенитом, розенбушитом, куспидином, лоренценитом, лопаритом-(Ce), пирохлором и фторапатитом в качестве акцессорных.

Необычный «глиноземистый» состав рогови́ков определялся привнесом Al, Na, K, а также P и Mn, сопровождающимся уменьшением содержания Ca, Mg и Fe в базальтах и туффи́тах (рис. 4) и Si в кварцитах и песчаниках. Действительно, в Хибинском массиве фойяиты, вмещающие ксенолиты рогови́ков и апорогови́ковых фенитов, существенно обогащены Mg, Ca и Fe [10].

Как показали полевые исследования, рогови́ки всегда пространственно приурочены исключительно к участкам распространения апатитсодержащих пород. Полоса распространения рогови́ков сопровождает Главное кольцо Хибинского массива с его

колоссальными запасами апатито-нефелиновых руд. В пределах Малого полукольца роговики отсутствуют, как и сколько-нибудь значительные проявления апатитовой минерализации. В Ловозерском массиве роговики обнаружены на горах Куйвчорр и Куамдеспакх, – и только здесь присутствуют высококальциевые ийолиты, обогащенные фторапатитом и титанитом, а также жилы, сложенные титанитом, пектолитом, диопсидом, (ферро)рихтеритом, ринкитом, гидроксилapatитом и другими минералами кальция, столь типичными для хибинских месторождений.

Напротив, концентрация кальция в нефелиновых сиенитах и фойдолитах Ловозерского массива очень низка: средняя величина отношения Na/Ca равна 9.39 [4]. Это обстоятельство обуславливает сравнительную редкость здесь минералов кальция, который распределен в минералах натрия и марганца (нефелине, эгирине, щелочных амфиболах, серандите, эвдиалите и др.) в виде изоморфной примеси. Фосфор же, наоборот, – широко распространенный в породах Ловозерского массива элемент, который ввиду невозможности образования апатита (из-за отсутствия кальция), сосредотачивается в составе филлосиликатов семейства мурманита-ломоносовита (ломоносовита, вуоннемита, квадруфита, борнеманита) и различных редких фосфатов: беловита-(Ce), витусита-(Ce), бритолита-(Ce), бонштедтита, ксенотима-(Y), монацита-(Ce), рабдофана-(Ce), фосинаита-(Ce) др. [7]. Особенно широко в Ловозерском массиве распространены филлосиликаты семейства мурманита-ломоносовита, которые в некоторых участках нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов являются породообразующими минералами. Как оказалось [13], фосфор из этих минералов достаточно сложно высвободить вследствие стабильности PO₄-групп к воздействию воды, слабощелочных и слабокислых растворов. И только в кровле пород комплекса эвдиалитовых луявритов (горы Куйвчорр и Куамдеспакх) интенсивная фенитизация базальтов и туффитов настолько существенно снизила щелочность и увеличила кальциевость среды, что произошло интенсивное разрушение филлосиликатов семейства ломоносовита, высвобождение титана и фосфора, и формирование титанито-apatитовых руд хибинского типа (за счет фосфора ийолит-уртитов и кальция базальтов).

Ввиду заметного увеличения содержания Са в нефелиновых сиенитах Хибинского массива по

мере приближения к Малому и Главному фойдолитовым кольцам и отчетливой пространственной ассоциации апатитовых месторождений и ксенолитов вулканогенно-осадочных пород [5], имеются все основания связать не только ловозерские апатитовые рудопоявления, но и гигантские хибинские месторождения с глубокой переработкой трапповых толщ щелочными расплавами [12]. Особенно четко эта связь проявлена на месторождении Партомчорр, в пределах которого апатитизации подверглись непосредственно ксенолиты апотуффитовых фенитов, представленных своими биотито-ортоклазовыми разновидностями с корундом, герцинитом и пирротинитом [5].

Исследования проводились при финансовой поддержке МПР РФ, ОАО «Апатит» и ООО «Минералы Лапландии».

1. Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования палеозойской магматической системы центральной части Кольского полуострова: U–Pb-, Rb–Sr-, Ar–Ar-данные // Доклады АН. 2007. 413. № 5. С. 666–670.

2. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

3. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.

4. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.

5. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. 392 с.

6. Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // Доклады АН. 1983. Т. 268. № 4. С. 970–972.

7. Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпах, Ловозерский массив, Кольский полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. Апатиты: Изд. К&М, 2006. С. 128–131.

8. Сняtkова О.Л., Михняк Н.К., Маркитахина Т.М., Принягин Н.И., Чапин В.А., Железова Н.Н., Дуракова А.Б., Евстафьев А.С., Подурушин В.Ф., Калинин М.М. Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит масштаба 1:50000, проведенных в

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979-83 гг. Мончегорск, 1983.

9. Шлюкова З.В. Минералогия контактных образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 144 с.

10. Ivanyuk G., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Ya., Konoplyova N., Kalashnikov A., Mikhailova J., Goryainov P. Self-organization of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // *Earth Sciences* (Ed. Imran Ahmad Dar). INTECH, 2012. P. 131–156.

11. Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Konopleva N.G., Kalashnikov A.O., Korchak Yu.A., Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N. Rock-Forming Feldspars of the Khibiny Alkaline Pluton, Kola Peninsula, Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2010. Vol. 52. No. 8. P. 736–747.

12. Korchak Yu.A., Men'shikov Yu.P., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu.

Trap Formation of the Kola Peninsula // *Petrology*. 2011. Vol. 19. No. 1. P. 87–101.

13. Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu. Features of Low-Temperature Alteration of Ti- and Nb-Phyllosilicates Under Laboratory Conditions // *Minerals as Advanced Materials I* (Ed. S. Krivovichev). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008. P. 143–151.

Xenoliths of volcanic and volcanosedimentary rocks (olivine basalts, basaltic tuffs, tuffites, quartzites and sandstones) are widespread in nepheline syenites and foidolites of the Lovozero and Khibiny massifs (Kola Peninsula, Russia). Near the apatite locations, rocks in xenoliths are contact-altered in hornfels. Probably, rich Ca, Mg and Fe volcanic and volcanosedimentary rocks, were a source of these elements for formation of apatite mineralization in the Lovozero and Khibiny massifs.

ОСОБЛИВОСТІ ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ ВІДКЛАДІВ КАНІВСЬКОЇ СЕРІЇ РАЙОНУ КАНІВСЬКОГО ПРИДНІПРОВ'Я

Мокієць М.В.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

ВСТУП. Площа досліджень розташована в межах Черкаської та Київської областей. В географічному відношенні, розташована в межах Середнього Придніпров'я, на межі Придніпровської височини і Придніпровської низовини [5], які розділяються чітко вираженими в рельєфі правим корінним схилом долини р. Дніпро.

Район Канівського Придніпров'я є стратотиповим для нижньо- та середньо-еоценових відкладів. Незважаючи на тривалу історію геологічних досліджень у даному регіоні, питання стратифікації цих утворень залишається дискусійним.

На переважній більшості аркушів Держгеолкарти-200 України, що обіймають північно-східний схил Українського щита та прилеглу частину Дніпровсько-Донецької западини стратифікація відкладів нижнього та середнього еоцену виконана до рівня серій (канівської та бучацької). Більш детальний поділ на валідні стратиграфічні підрозділи (світи), що пропонувався деякими дослідниками, не отримав загального визнання. Не до кінця визначеним залишається об'єм канівської серії та її межа з бучацькими утвореннями.

Ускладнює питання залягання канівських відкладів як у первинному вигляді, так і у складі дислокованих пачок Канівських та Мошногірських дислокацій. При цьому літологічний склад порід досить мінливий. Він представлений переважно прибережно-морськими та помірних глибин морськими фаціями з досить погано збереженими органічними рештками.

Тому, розчленування цих утворень за допомогою біостратиграфічних методів доволі ускладнене і тільки їх комплектація з літолого-стратиграфічними методами досліджень може привести до вирішення цього складного питання.

АНАЛІЗ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ. Початок наукових досліджень еоценових відкладів басейну Дніпра покладено Дюбуа де Монпре, який в 1932 р. відвідав виходи палеогенових відкладів на правому березі р. Дніпро між містами Київ та Канів, в околиці с. Бучак. Він зробив висновок про еоценовий вік оголених в цих місцях пісків і відмітив схожість

фауни в пісковиках з фауною відкладів Парижського басейну.

В 1887 р. Армашевський П. Я. [1,2], вивчивши керн бурових свердловин в Києві, встановив наявність зелених глауконітових глинистих пісків з галькою фосфоритів, що залягають безпосередньо на крейді під бучацькими пісками. Аналогічні піски були встановлені Г. А. Радкевичем [15] в районі м. Канів, які залягали під бучацькими та трахтемирівськими пісковицями.

Всупереч Н. А. Соколову, який всю палеогенову товщу району Канева відніс до бучацького ярусу і на основі фауни із бучацьких та трахтемирівських пісковиць зробив висновок про її середньо-еоценовий-пізньо-еоценовий вік. Г. А. Радкевич піски з бучацькими та трахтемирівськими пісковицями відніс до середнього еоцену, співставивши їх з «грубими вапняками» Парижського басейну і брекчшовими шарами південної Англії, а нижню товщу глауконітових пісків розчленував на чотири горизонти і відніс до нижнього еоцену, співставив її з лондонським ярусом Південної Англії.

В 1903 році П. Я. Армашевський провівши десятиверстову геологічну зйомку листа 46, доказав стратиграфічну самостійність «під бучацьких» пісків на обширній території лівобережжя Дніпра і, співставив їх з нижньо-еоценовими пісками району Канева, виділив в якості самостійного канівського ярусу. До цього ярусу він відніс товщу зелених глауконітових пісків, пісковиць та опок, яка залягає на крейдових утвореннях.

Правильність узагальнень, що зробив П. Армашевський, була підтверджена в 1909 р. Л. А. Крижанівським [11], який виявив друге крупне родовище фауни в пісках канівського ярусу в басейні р. Десна (околиця сіл Розлети, Псарівка, Радичів). За результатами вивчення зібраної фауни він вперше вказав на палеоценовий вік вміщуючи порід, співставив їх також з лондонським ярусом.

Призупинені під час першої світової війни геологічні дослідження відновилися в швидко нарощуючих темпах уже з першого року встановлення радянської влади на Україні. Цьому перш за все сприяла організація в м. Києві

в 1918 р. Українського Геологічного Комітету і в 1919 р. Академії Наук Української ССР і в її складі геологічного кабінету. Із утворенням цих організацій почалося систематичне геологічне вивчення території України, що розвивалося в напрямку з'ясування її геологічної будови, розвідки корисних копалин та підземних вод.

В 1924 – 1928 рр. палеогенові відклади району канівських дислокацій були детально вивчені В. В. Резниченко [16,17]. Ним було дано детальний опис порід канівського та бучацького ярусів з додатками обширних списків фауни. Резниченко В. В. відклади канівського ярусу відносив до нижнього еоцену.

В 1950 р. Баранова Н. М. [4] за результатами вивчення мінералогічного складу пісків канівського ярусу горизонти «с» і «d» Радкевича відносить до бучацької світи. Вік канівської світи вона встановлює пізній палеоцен-ранній еоцен. До цього ж висновку дещо пізніше приходять М. Н. Ключніков [8,10] і Н. Ф. Балуховський [3], який опублікував в 1960 р. результати своїх досліджень 1946 року.

В. С. Муромцев [13], в своїй дисертаційній роботі «Стратиграфия и фауна нижнеэоценовых отложений юга Европейской части СССР (каневский ярус)» монографічно описав фауну молосків із покрівлі горизонту «а» району Канева і пісковиків басейну р. Десни і прийшов до висновку про однаковий (ранньоеоценовий) вік цих двох комплексів, а породи, що їх вміщують, спів ставив з кіпрським ярусом Бельгії і лондонським ярусом Англії. При цьому до канівської світи він відніс всі чотири горизонти.

Книга, що вийшла в 1953 р. М. Н. Ключнікова [9] «Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР» підвела підсумок у вивченні палеогенових відкладів платформенної України за період з часу виходу монографії Н. А. Соколова до початку 50-х років ХХ століття. Стратиграфічні схеми, що існували до 50-х років торкалися, в основному, відкладів, що представлені в типових фаціях і не вирішували питань їх кореляції з різнофаціальними товщами інших районів. Зібраний Ключніковим великий літологічний та фауністичний матеріал дозволив більш детально висвітлити палеогенові відклади різних районів УРСР, внести значні корективи в існуючу стратиграфічну схему, уточнити об'єми і вік окремих підрозділів та виявити їх взаємні співвідношення. Як відмічає М. Ключніков [9]: «стратиграфическая схема палеогеновых отложений, сложившаяся в результате всех перечисленных выше исследований, охватила,

главным образом, комплекс осадков, развитых в центральных частях впадины и представленных наиболее типичными фациями. Палеогеновые отложения периферических частей, представленные прибрежными осадками, оставались практически нерасчлененными. По вопросам о возрасте отдельных составных частей этих разрезов существовали серьезные разногласия».

В наступні роки широко розгортаються пошукові і знімальні роботи, що супроводжуються великим об'ємом бурових робіт, які дали багато нових цінних відомостей про палеогенові відклади, в зв'язку з чим стратиграфічна схема М. Н. Ключнікова також потребувала уточнень.

В період 50 - 60 років вся територія України була покрита державною геологічною зйомкою в масштабі 1:200000. Саме в процесі геологічних зйомок з'явилися нові матеріали, що слугували В. Ю. Зосимовичу, М. Н. Ключнікову і М. Ф. Косовському основою для внесення доповнень та змін в існуючу стратиграфічну схему палеогенових відкладів. Опублікована ними схема має досить великі зміни порівняно з попередньою схемою М. Н. Ключнікова. Відмінність її заключаються у виділенні в палеоцені сумської та лузанівської світи; канівська світа (нижній еоцен) залишається в об'ємі бувшого деснянського горизонту, причому горизонт «а» Г. Радкевича відноситься до лузанівської світи. Із бучацької світи (середній еоцен) виключаються раніше віднесені до неї горизонти «с» і «d» Радкевича, але місце їх в нинішній схемі не визначене.

Крупною узагальнюючою роботою стала складена в 1968 році за завданням Міністерства Геології УРСР колективом геологів кафедри історичної геології Київського державного університету та ІГН АН УРСР «Стратиграфическая легенда и схема палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Украинского щита и Донецкого бассейна для карт масштаба 1:50 000» під загальним керівництвом професора М. Н. Ключнікова і професора А. Н. Ротая. За основу складеної схеми палеогенових відкладів Українського щита і Донбасу були прийняті діючі схеми, які були уточнені і переглянуті у відповідності з новішими досягненнями стратиграфії.

В 1969 році з'являється «Новейшая стратиграфическая схема южного палеогена Северной Украины» С. А. Мороза і Ю. М. Пелипенко [12]. В новій схемі всі палеоценові відклади відповідають одній

сумській світі, яка ділиться на псельську (нижній палеоцен) і мерлинську (верхній палеоцен) шари. Темноколірні не вапнякові слабо глауконітові і піритизовані алеврити, піски, пісковики, рідко глини і опоковидні породи Дніпровсько-Донецької западини автори виділили в якості самостійної лебединської світи, вік якої визначений ними як початок раннього еоцену, піднявши тим самим стратиграфічно вище (друга половина нижнього еоцену) канівську світу.

Велике значення для поняття історії становлення стратиграфії має монографія С. А. Мороза «Палеоцен Днепровско-Донецкой впадины», 1970 р. В розділі «История изучения» вперше проводиться повний глибокий аналіз всіх раніше існуючих схем, показано, як змінювались погляди на вік тих чи інших літологічних комплексів порід, переконливо обґрунтована необхідність в створенні нової стратиграфічної схеми нижнього палеоцену Північної України.

В 1972 р. в дисертаційній роботі «Стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины» С. І. Жмур запропонував нову схему стратиграфії нижнього палеоцену. На його думку горизонти «а» і «б» Г. А. Радкевича відносяться до верхнього палеоцену, а горизонти «с» і «д» до виділеної в нижньому еоцені радичевської світи. Таким чином, С. І. Жмур виключає із схеми канівську світу, яка вкоренилася в практиці геолого-знімальних робіт.

Неважко помітити, що при створенні стратиграфічних схем нижнього палеоцену різними авторами, питання постійно впирається в стратиграфічну належність горизонтів «а, б, с, д» Г. А. Радкевича. Більшість авторів визначають їх стратиграфічну належність від палеоцену до середнього еоцену, часто без хибної палеонтологічної документації.

Проаналізувавши сучасний стан вивченості канівський відкладів басейну Канівського Подніпров'я приходимо до висновку, що їх стратифікації є ряд невирішених і дискусійних питань:

- умови залягання і вік канівської світи району Канівських дислокацій;
- стратиграфічна належність горизонтів «а, б, с, д»;
- літологічне та палеонтологічне обґрунтування, об'єм і вік відкладів канівської світи.

ВИКЛАД МАТЕРІАЛУ. Канівські відклади розповсюджені майже на всій площі. Південно-західна межа їх розвитку проходить з північного заходу на південний схід через населені пункти: сс. Потік – Кулешів – Маслівка – Ємчиха –

П'ятихатки – Олексіївна – Беркозівка – Таганча – Мельники – Бровахи – Деренківець – Мліїв та має нерівний, звивистий характер. В південно-західній частині аркуша, а також в долині р. Рось, в південно-східній частині Вільшанської низовини та в Переяславсько-Черкаській депресії канівські відклади відсутні.

Глибина залягання відкладів канівської світи змінюється у великих межах; в основному вони залягають нижче базису ерозії і відомі лише за даними буріння. Виходи на денну поверхню можна спостерігати лише на правому березі р. Дніпро від с. Трахтемирів до устя р. Рось в районі Канівських дислокацій. Крайні відслонення їх знаходяться в районі с. Хмільне, м. Канів, сіл Трахтемирів, Григорівка. В змінах глибини залягання канівської світи встановлюється чітка закономірність: вона поступово збільшується в північно-східному напрямку в сторону Дніпровсько-Донецької западини.

Абсолютні відмітки рельєфу підосви канівської серії змінюються в широких межах. Приуроченість території до схилу Дніпровсько-Донецької западини обумовила дуже полого моноклінальне занурення відкладів канівської світи в північно-східному від +90,7 м (південніше с. Новоукраїнка) і східному напрямках. Найбільш високі відмітки підосви встановлені в районі Канівських дислокацій, де вони виходять на денну поверхню (до +240 м). По мірі руху в північно-східному напрямку абсолютні відмітки знижуються до -4,0 м (на північному сході, с. Жорнокльови). Із північного заходу на південний схід вздовж правого берегу Дніпра абсолютні відмітки змінюються в межах +70 м – +40 м, що пов'язано з нерівністю до канівського рельєфу.

Потужність канівської серії коливається від 1,3 м (південно-західна частина аркуша) до 32,9 м (на північному сході). Лише в районі Канівських дислокацій відклади канівської серії відслонюються в численних ярах та балках. При аналізі потужностей легко встановлюється закономірність в їх зміні: в північно-східному напрямку потужність канівської світи поступово збільшується, в південно-західному також поступово зменшується до повного вклинювання в областях неглибокого залягання порід кристалічного фундаменту.

Залягають вони трансгресивно на розмитій поверхні крейди, в меншій мірі юри та утвореннях кристалічного фундаменту, на глибинах 22,4 - 126,0 м. Перекриваються майже всюди осадками бучацького віку, а в місцях глибокого розмиву безпосередньо відкладами

четвертинної системи. Питання про верхню межу вирішується більш складніше, так як бучацька світа і канівська представлена пісками. Однак, канівські піски відрізняються від бучацьких більш дрібнозернистим та однорідним складом, більш темною окраскою, значно більшою кількістю глауконіту і більш рівномірним розподіленням його по всій товщі, більшим вмістом слюди, яка рідко зустрічається в бучацьких пісках; канівські піски в більшій степені глинисті і завжди містять дуже дрібні вуглисті частинки.

В районі Канівських дислокацій нормальне залягання відкладів канівської світи порушено гляціодислокаціями. Тут канівська світа залягає на різновікових відкладах починаючи від юри (в районі між сіл Трахтемирів та Григорівка), в центральній частині (с. Костянець, м. Канів, сс. Пекарі, Хмільне) на сеноманських пісках і в південній частині (с. Конона) на глауконітовій крейді верхнього сеноману. Залягання канівської світи в цьому районі часто з крутим падінням до вертикального (Хутір Хмільна) і навіть перевернутого. Так, у верхів'ях костянецького яру канівська світа залягає на сеноманських пісках, які лежать на юрських глинах, а останні підстиляються четвертинними утвореннями.

Канівські відклади представлені утвореннями фацій помірних глибин та прибережно-морської фації. Межа зміни фаціального складу порід проходить з північного заходу на південний схід через населені пункти: сіл Степані – Мартинівка – Таганча – Воробіївка – Кумейки – Березняки – Мошни – Лозовик.

Представлені відклади фації помірних глибин пісками глауконіт-кварцовими, темно-сірими із зеленуватим відтінком, сірими та світло-сірими, дрібнозернистими до тонкозернистих, часто слюдистими та глинистими, іноді з прошарками пісковиків.

Осадкові утворення прибережно-морської фації у складі канівської серії поширені на південь, південний захід від вище зазначеної границі. Утворилися вони в умовах мілководного морського басейну та заплав лагунного типу. Представлені пісками кварцовими, глауконіт-кварцовими, сірими, темно-сірими, переважно дрібнозернистими, глинистими, вуглистими; алевритами та глинами сірими, темно-сірими до чорних, неясноверствуваті з дрібними гніздами піску глауконіт-кварцового, вуглисті, слюдисті, іноді в них зустрічаються прошарки пісковика дрібнозернистого, вуглистого.

За літологічними особливостями канівська серія була розділена Г. А.Радкевичем (1896, 1900 р.) на чотири горизонти: «а», «b», «с», «d»

(знизу-вверх). Внаслідок описів та польових спостережень горизонти Радкевича характеризуються наступним складом.

Горизонт «а» – піски брудно-зелені, вуглисті, глинисті, дрібнозернисті, нерівномірно зернисті, кварц-глауконітові, з вмістом мусковіту та кутастими зернами кварцу. В верхній частині горизонту зустрічаються зростки кременистого пісковика. В нижніх частинах розвинуті прошарки крупнозернистого піску.

Горизонт «b» – піски світлі, сірувато-зелені, дрібнозернисті, кварц-глауконітові з кутастими зернами кварцу. В верхній частині горизонту майже завжди присутній шар темно-сірого, зливного, кременистого, кварц-глауконітового піску.

Горизонт «с» – піски вохристо-бурі, вохристо-жовті або бурувато-коричневі із зеленуватим відтінком, сильно глинисті, нерівномірно зернисті, переважно крупнозернисті, з різноокатаними зернами кварцу, зі значним вмістом глауконіту.

Горизонт «d» – піски зелені, сірувато-зелені, світло-зелені до трав'янисто-зеленого, глинисті, нерівномірно зернисті, кварц-глауконітові, з дрібними стяжіннями та прошарками кременистого зливного пісковика.

В основному в розрізах спостерігається випадіння якогось горизонту. Найбільш повний розріз відкладів канівської серії спостерігається у відслоненнях в районі с. Трахтемирів, с. Бучак, де свердловиною розкриті всі чотири горизонти (зверху вниз): пісок глауконіт-кварцовий, зеленкувато-сірий, дрібнозернистий, потужністю 5,0 м (горизонт «d»); пісок буруватий, помірно глинистий, крупнозернистий, потужністю 6,5 м (горизонт «с»); пісок глауконіт-кварцовий, зеленкувато-сірий, дрібнозернистий, помірно глинистий, потужністю 16,4 м (горизонт «b»); пісок кварцовий, дрібно-, середньозернистий, в підшві – прошарок пісковика помірно щільного на фосфатному цементі, загальна потужністю 2,6 м (горизонт «а»). Підстелюються ці утворення глауконіт-кварцовими, дрібнозернистими буріми пісками альбу-сеноману.

По мірі віддалення від району Канівських дислокацій, головним чином у південно-західному напрямку, канівські відклади представлені майже одноманітними глауконіт-кварцовими пісками, в підшві яких зустрічаються малопотужні прошарки вуглистих піщанистих глин та різнозернистих пісків.

Гранулометричний склад пісків канівської серії такий: фракція 0,25 - 0,1 мм складає 57,66 - 75,2 %; 0,1 - 0,05 мм – 8,12 - 21,54 %; 0,05 -

0,01 мм – 1,02 - 3,46 %; 0,5 - 0,25 мм – 0,62 - 8,0 %; 1 - 0,5 мм – 0,16 - 3,48 %; 2 – 1 мм – 0,56 - 6,86 %; менше 0,01 мм – 5,42 - 14,26 %.

У легкій фракції класу крупності 0,25 - 0,1 мм, що складає до 75 % усієї породи, вміст кварцу становить 75,3 - 95,6 %, польового шпату – 1,7 - 6,0 %, глауконіту – 2,7 - 18,7 %.

У важкій фракції класу крупності 0,25 - 0,1 мм чорні рудні мінерали становлять 15,3 - 37,0 %, лейкоксен – 23,9 - 34,1 %, дистен – 4,7 - 9,0 %, турмалін – 5,7 - 11,4 %; у класі крупності 0,1 - 0,01 мм зростає кількість циркону 11,9 - 23,0 %, рутилу – 6,4 - 10,5 % та епідоту – 9,7 - 15,9 %.

В північно-східному напрямку (у бік ДДЗ, аркуш «Переяслав-Хмельницький») канівська серія складена двома пачками. Нижня представлена пісками сірими, темно-сірими з зеленуватим та бурим відтінками, глауконіт-кварцовими, дрібнозернистими, слюдистими, різною мірою глинистими, іноді з малопотужними прошарками глин, неясно- та тонкошаруватими, з темноколірними мінералами та дрібними вуглефікованими рослинними рештками. Деколи у пачці зустрічаються прошарки або стягнення пісковиків. У підшві піски з домішкою середньо- та крупнозернистого матеріалу, численними ходами мулоїдів та стягненнями піщанистих фосфоритів розміром до 5 см. На півночі та північному-сході у верхній частині пісків з'являється шар глин зеленувато-темно-сірих, часто з фіолетовим відтінком, жирних, щільних, іноді аргілітоподібних, слабо піщанистих, тонкошаруватих. Потужність глинистого шару становить 1,4 - 4,7 м, а у північно-східному куті площі досягає 15 м. У деяких свердловинах зустрінуті лише залишки цього шару, а інших він по латералі заміщений пісковиками (2 - 5 м) різної щільності на кременистому цементі. Це свідчить, що глинистий шар мав більшу площу розповсюдження, у бік щита заміщався пісковиками, але був розмитий у пізньоперський час. По мірі просування у бік западини піски стають більш глинистими, алевритистими і на північному сході у ряді свердловин повністю заміщуються алевритами або глинами.

Верхня пачка займає меншу площу. Складена одноманітною товщею пісків переважно темно-зелених, глауконіт-кварцових, тонко-дрібнозернистих, сильно глинистих, ущільнених, з прошарками слабо зцементованих або щільних пісковиків та зелених алевритистих, пластичних глин. Деколи у нижній частині пачки піски вміщують стягнення фосфоритів розміром від 0,3 до 4 см. На північний схід, у бік западини,

подекуди піски фаціально заміщуються алевритами темно-зеленими, сильно глинистими, слюдистими, які в окремих прошарках ущільнені, або вміщують прошарки пісковиків аналогічного складу.

Обидві пачки досить однорідні і витримані майже по всій площі. Лише в межах Остерсько-Золотоніського підняття піски відрізняються за забарвленням, зернистістю та складом. Так, розріз канівської серії у південній частині підняття складений пісками темно-зеленими, глауконіт-кварцовими дрібно-тонкозернистими, глинистими, неясношаруватими, іноді з прошарками пісковиків аналогічного складу, а у центральній та північній його частинах піски сірі та світло-сірі, переважно кварцові з домішкою глауконіту, різнозернисті, з обвугленими рослинними рештками. В пісках досить часто зустрічаються стягнення дрібних піскуватих фосфоритів.

Глини нижньої пачки мають пелітову структуру. Глиниста речовина представлена монтморилонітом і складає більше 76 % об'єму породи. Присутній в породі у незначній кількості кластичний матеріал представлений зернами кварцу, глауконіту та лусочками мусковіту.

Піски нижньої пачки, порівняно з такими верхньої, менш глинисті (10 - 14 %), переважно складені дрібнозернистою (62 - 76 %) та тонкозернистою (3 - 21 %) фракціями, з незначною домішкою більш крупнозернистого матеріалу – 1 - 3 %. Вниз по розрізу частка тонкозернистої фракції зростає до 59 %.

Піски верхньої пачки більш глинисті (12 - 22 %), в них переважає дрібнозерниста фракція (54 - 72 %) з домішкою тонкозернистої (6 - 13 %) та алевритової (13 - 20 %), більш крупні фракції становлять від 0,02 до 9 %.

Гранулометричний склад пісків наступний (у %): у верхній частині розрізу переважають середньозерниста – 42 - 78 та дрібнозерниста – 14 - 47 фракції, вміст тонкозернистої становить 3 - 10, алевритової – 2,2 - 3,6, крупнозернистої – 0,5, грубозернистої – 0,1; у нижній частині розрізу переважає тонкозерниста фракція – 43 - 56, дрібнозерниста складає 43 - 49, середньозерниста – 0,6 - 12, алевритова – 2 - 9, вміст крупно- та грубозернистої фракцій відповідно 0,5 та 0,1.

Пісковики, що залягають у вигляді малопотужних прошарків серед глин нижньої пачки, дрібнозернисті, мають зливну текстуру, псамітову структуру. Кластичний матеріал складений кварцом (60 %) та глауконітом (10 %), з поодинокими зернами мікрокліну і плагіоклазу. Цемент складений опалом та халцедоном. Пісковики, що залягають у вигляді прошарків серед пісків верхньої пачки, відрізняються від попередніх

неорієнтованою текстурою і співвідношенням кількості кварцу (40 %) та глауконіту (25 %), а також наявністю поодиноких зерен біотиту.

За даними мінералогічного аналізу, у складі легкої фракції канівської серії переважають кварц, глауконіт, польовий шпат. У незначній кількості присутні слюди, група карбонатів та група фосфатів. У важкій фракції переважають: ільменіт, пірит, гранат, лейкоксен. У меншій кількості присутні циркон, рутил, епідот, дистен, ставроліт, турмалін, фосфат.

За даними хімічного аналізу, вміст P_2O_5 в окремих свердловинах становить: у породі – 0,13 %, у жовнах – 14,97 %.

За комплексом диноцист канівська серія зіставляється з іпрським ярусом нижнього еоцену та корелюється з бахчисарайським регіоярусом Південної України.

Загалом, нижньоеоценові відклади виділені по-різному. Так, у чинній стратиграфічній схемі 1993 р. в центральному районі Українського щита канівська серія виділена як *товща* пісків і глауконітів; у південно-західній СФЗ Дніпровсько-Донецької западини представлена *монастирецькою світою*; в центральному районі ДДЗ – *сребнинською та лебединською світами*. Зважаючи на протиріччя у розумінні складу та обсягу монастирецької світи, вважаємо недоцільним її використання при розчленуванні еоценових відкладів району досліджень. В той же час, за літологічними ознаками та палеонтологічною характеристикою нижньоеоценові відклади території аркуша “Переяслав-Хмельницький” діляться на дві пачки. Нижня пачка, очевидно, є стратиграфічним аналогом лебединської, а верхня – сребнинської світ центрального району Дніпровсько-Донецької западини.

ВИСНОВКИ. Узагальнюючи матеріали по відкладах канівської серії район Канівського Придніпров'я, для вирішення поставлених задач дозволяє перейти до наступних основних висновків.

На території лівобережжя аркуша свердловинами, розташованими біля сс. Хоцьки, Пологи-Яненки та Горбані, розкриті розрізи канівської серії, в яких чітко фіксуються дві пачки. Верхня, потужністю 11,0 - 22,0 м, представлена пісками глауконіт-кварцовими, буруватого-зеленкуватого-сірим, переважно дрібнозернистими, іноді дрібно-, середньозернистими, помірно глинистими. Нижня пачка складена пісками глауконіт-кварцовими, зеленкуватого-сірим до світло-сірих, дрібнозернистими, в нижній частині – різнозернистими до крупнозернистими,

глинистими, потужністю 10 - 18 м. За літологічними ознаками та попередніми палеонтологічними даними ці пачки можуть корелюватися з відповідними частинами розрізу канівської серії, охарактеризованими північніше, в межах території аркуша М-36-XIV (Переяслав-Хмельницький).

На території правобережної частини аркуша при вивченні опорних стратиграфічних розрізів у відслоненнях (околиця с. Бучак) в межах району поширення Канівських дислокацій встановлені розрізи канівської серії, які досить впевнено розчленовуються на горизонти, виділені Г. А. Радкевичем. Зокрема, свердловиною розкриті (зверху вниз): пісок глауконіт-кварцовий, зеленкуватого-сірий, дрібнозернистий, потужністю 5,0 м (горизонт «d»); пісок буруватий, помірно глинистий, крупнозернистий, потужністю 6,5 м (горизонт «с»); пісок глауконіт-кварцовий, зеленкуватого-сірий, дрібнозернистий, помірно глинистий, потужністю 16,4 м (горизонт «b»); пісок кварцовий, дрібно-, середньозернистий, в підшві – прошарок пісковика помірно щільного на фосфатному цементі, загальна потужністю 2,6 м (горизонт «a»). Підстелюються ці утворення глауконіт-кварцовими, дрібнозернистими буріми пісками альбусоману.

По мірі віддалення від району Канівських дислокацій, головним чином у південно-західному напрямку, канівські відклади представлені майже одноманітними глауконіт-кварцовими пісками, в підшві яких зустрічаються малопотужні прошарки вуглистих піщаних глин та різнозернистих пісків.

На території аркуша знаходяться як стратотиповий розріз біля с. Монастирьок, в якому Г. А. Радкевич вперше розчленував нижню частину бучацької (за М. О. Соколовим) піщаної товщі на чотири «горизонти» – «a», «b», «с», «d» – і датував її раннім еоценом, так і чудові розрізи у ярах біля с. Хмільна, де також впевнено виділяються зазначені чотири «горизонти».

За всіма номенклатурними канонами саме ці горизонти слід розглядати як стратотипову базу канівського регіоярису. Однак в той же час вік і стратиграфічна приналежність цих «горизонтів» і, відповідно, обсяг та вік канівського регіоярису, є найбільш дискусійним питанням. Справа у тому, що ще під час обґрунтування доцільності відокремлення від бучацького «ярусу» М. О. Соколова його нижньої частини у складі «горизонтів» «a», «b», «с», «d», Г. А. Радкевич висловив припущення про те, що горизонт «с» –

піски з гравієм та галькою – може мати статус не внутрішньоформаційної, а стратиграфічної перерви, тобто з нього може починатися новий седиментаційний етап. Пізніше саме на цій підставі М. Ф. Балуховський Н. М. Баранова та М. М. Ключников віднесли горизонти «с» і «d» у якості базальних верств до бучацької світи. Якоюсь мірою правомірність такого рішення підтверджували визначені В.С. Горбуновим як середньоеоценові радіолярії з горизонту «с», які, однак, різними дослідниками у різних регіонах датуються і раннім, і середнім еоценом. До бучацьких відкладів відносять горизонти «с» і «d» І. П. Соколов, дисертаційна робота якого присвячена вивченню саме еоценових відкладів Канівсько-Київського Придніпров'я. У стратиграфічній схемі 1987 р. горизонти «с» і «d» умовно віднесені до бучацьких відкладів; у схемі 1993 р. вони увійшли до складу канівських відкладів і датуються раннім еоценом, причому горизонти «a–b» складають нижню частину канівського регіоярису у ранзі «товща пісків», а горизонти «с–d» – верхню частину під назвою «монастирецька світа».

Не слід використовувати у практичній діяльності і зберігати у стратиграфічній схемі «монастирецьку світу», яка охоплює горизонти «с–d» схеми Г. А. Радкевича. Як відомо, до складу монастирецького розрізу входять всі чотири горизонти – «a, b, c, d» – і якщо виділяти світу з назвою стратотипового розрізу, то вона повинна відповідати повному обсягу стратотипа, тобто охоплювати всі чотири горизонти. Монастирецька світа у складі тільки двох горизонтів «с» і «d» – порушення відразу декількох положень Стратиграфічного кодексу, що робить її невалідною, нелегітимною [7].

Навряд чи доречно також вводити до стратиграфічної схеми палеогенових відкладів північноукраїнської палеоседиментаційної провінції запропоновані С. А. Морозом смілянську світу (горизонт «a»), пекарську світу (горизонт «b»), яркостянецьку світу (горизонти «с–d»). По перше, горизонти «a» і «с» скоріш за все являють собою базальні верстви горизонтів «b» і «d», тобто кожен з горизонтів сам по собі взагалі не може розглядатися як самостійний стратиграфічний підрозділ. В той час об'єднані горизонти «a–b» та «с–d» якоюсь мірою цьому статусу відповідають, що і знайшло відображення у схемі 1993 р. у вигляді відповідно лебединської та сребнинської світ. По друге, як відзначають І. П. Соколов і С. А. Мороз, горизонти «a, b, c, d» добре виділяються у відслоненнях і більш-менш простежені просторово тільки в межах

Канівського Придніпров'я на ділянці від с. Трахтемирів до с. Кононча у гирлі р. Рось. У той же час у бік Дніпровсько-Донецької западини склад канівських відкладів стає більш одноманітним і виділення «горизонтів» значно ускладнюється.

1. *Армашевский П.* Несколько замечаний по поводу результатов бурения в г. Киеве. – К.: об-ва естествоисп., 1888. – 17 с.

2. *Армашевский П.Я.* О некоторых буровых скважинах в окрестностях г. Киева. – К.: об-ва естествоисп., 1896. – С. 46 – 50.

3. *Балуховский Н.Ф.* Палеогеновые отложения окрестностей г. Канева. – М.: изд-во АН СССР, 1960. – С. 102 – 107.

4. *Баранова Н.М., Гавриш В.К.* Про нижнетретинні відклади Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн., 1956. – С. 21 – 32.

5. *Геоморфология Украинской ССР: Учебное пособие / Под ред. И.М. Рослого.* – К.: Вища школа, 1990. – 287с.

6. *Горбунов В.С.* Радиоларии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. – К.: Наук. думка, 1979. – 178 с.

7. *Зосимович В.Ю.* Некоторые проблемы стратиграфии палеогена и неогена североукраинской палеоседиментационной провинции // Проблемы палеонтологии та біостратиграфії протерозою і фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2006 – С. 160 – 172.

8. *Ключников М.Н.* Стратиграфия нижнетретичных отложений платформенной части Украинской РСР. – Геол. журн., 1952.

9. *Ключников М.Н.* Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР. – К.: изд-во АН УССР, 1953. – 430 с.

10. *Ключников М.Н.* Фаунистические комплексы палеогена Краины и их стратиграфические взаимоотношения // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. – М.: Изд-во АН СССР. – С. 108 – 125.

11. *Крижановский Л.А.* О геологических исследованиях в Кролевецком уезде Черниговской губернии // Зап. Киев. об-ва естествоиспыт. – 1909.

12. *Мороз С.А., Пелипенко Ю.М.* Новейшая стратиграфическая схема нижнего палеогена Северной Украины // Геол. журн. – 1969.

13. *Муромцев В.С.* Стратиграфия и фауна нижнеэоценовых отложений юга Европейской части СССР (каневский ярус): Автореферат.

14. *Палієнко Е.Т., Мороз С.А., Куделя Ю.А.* Рельєф та геологічна будова Канівського Придніпров'я. – К.: вид-во Київського ун-ту, 1971. – 96 с.

15. *Радкевич Г.А.* О нижнетретичных отложениях окрестностей г. Канева // ЗКОЕ. – 1899. – Т. XVI., Вып. 2.

16. *Резниченко В.В.* В горах и кручах района Каневских дилокаций // Геол. путеводит. второго Всесоюз. съезда геологов. – К., 1926. – 84с.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

17. *Резніченко В.В.* На закраїнах Канівських дислокацій // Вісник Укр.. відділен. Геол.. Ком. – 1927. – вип. 10.

18. *Соколов И.П.* Биостратиграфия и условия формирования эоценовых отложений Среднего Приднепровья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – К., 1986. – 26 с.

19. *Стратиграфические* схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. – К., 1993.

The article presents data about lithologic and stratigraphic dismemberment of deposits Kanivska series Kanev district Dnieper.

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ: ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный университет, г.Уфа, Российская Федерация

Золото-сурьмяное оруденение широко развито и обладает рядом генетических признаков, позволяющих выделять его как важный самостоятельный элемент сложного процесса рудообразования.

Исследование вещественного состава и генетических параметров комплексного золото-сурьмяного оруденения представляет интерес как с теоретической (изучение эволюции процессов рудообразования), так и практической (обеспечение рационального использования минерального сырья, содержащего Sb, Au, Hg, Ag, Cu, Te, Se, W, Tl, PGE и др. при комплексном его освоении) позиций.

Современная концепция минералообразующих систем, развитие которой предполагает оптимизацию прогнозирования, интегрирует подходы, ориентированные на решение ряда базовых вопросов: 1) какова геодинамическая история развития и геолого-тектоническое положение минералообразующей системы, 2) каково её геолого-структурное строение, 3) откуда произошли флюиды, металлы и лиганды, 4) по каким путям мигрируют флюиды и какие силы вызывают их перемещение, каковы условия транспорта металлов в зону рудоотложения, 5) какие геолого-структурные и литологические факторы, и физико-химические процессы благоприятны для накопления аномальных количеств металлов [5].

Обосновано выделение в пределах Среднеазиатской сурьмянорудной провинции Центральной Азии комплексного золото-сурьмяного оруденения, представленного, в отличие от других сурьмянорудных провинций мира, развитием объектов как джаспероидного (стратиформного «подэкранного»), так и жильного типов (жильного) нередко сопряжённых в пределах единых рудовмещающих структур.

Новыми нетрадиционными для Центральной Азии, типами комплексного золото-сурьмяного оруденения являются: сурьмяно-антимонитовый (по составу сходный с Сейняйоки, Балтийский щит и др.), золото-антимонитовый (сходный с Верхояно-Колымской провинцией), гюбнерит-антимонитовый (сходный с Боливийской провинцией), золото-пиритовый (сходный с

оруденением карлин-типа Невадийской провинции).

Новый, рассматриваемый в качестве своеобразной разновидности карлин-типа, вид комплексного золото-сурьмяного (с Hg, As, Tl и притоком природного углеводородного газа) оруденения джаспероидного типа, локализуется во внутриформационных залежах под экраном из сланцев и ангидритов в обогащённой Сорг. (0,2 - 3%) терригенно-карбонатно-эвапоритовой толще (D₂₋₃). Золотоносный фрамбоидальный пирит содержит примеси Hg и Tl, самородное золото 2,5 мас.% Hg, приток природного газа наблюдался длительное время.

Установлены эволюционные ряды продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций (ППМА). Для золото-сурьмяного оруденения джаспероидного типа это: золото-пиритовая → золото-кварцевая → кварц-антимонитовая → золото-киноварная ППМА; для золото-сурьмяного оруденения жильного типа: золото-пирит-арсенопиритовая → золото-пирротин-халькопиритовая → золото-кварцевая → кварц-джемсонитовая → золото-тетраэдритовая → кварц-сурьмяная → золото-антимонитовая → гюбнерит-антимонитовая → золото-диккитовая ППМА. Промышленная продуктивность комплексного минерального сырья, обуславливается их совмещением.

Для месторождений комплексного золото-сурьмяного оруденения свойственны сложная структура, значительный вертикальный размах, проявление сложной зональности рудоотложения - латеральной в жильных телах, вертикальной в стратифицированных телах джаспероидов. Россыпеобразующий потенциал объектов определяется масштабами и интенсивностью проявления золото-кварцевой ППМА.

Золото-сурьмяное оруденение Тянь-Шаня связано с рифтогенными интрузивными комплексами внутриплитного этапа, когда в условиях продолжающегося сжатия в R₂-T₁ формировались разломы и внедрялись постколлизийные субщелочные и щелочные гранитные анорогенные интрузивные комплексы (А-типа) [6]. В Чаткало-Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня рифтогенез проявился в виде серии узких грабенов выполненных

субшелонними базальтоидами и андезитами. К разломам Кассанского грабена тяготеет комплексное золото-сурьмяное оруденение стратиформного (джаспероидного) и секущего (минерализованные зоны) структурных типов.

Для ССП установлено, что комплексное золото-сурьмяное оруденение, являясь продуктом завершающих стадий позднегерцинского тектоно-магматического этапа эволюции региона, наиболее интенсивно проявлено на площадях с широким развитием, предшествовавшего его образованию герцинского комплексного золотого оруденения (C_{2-3}) и древних (S_2 , D_{2-3}) россыпей, что в сочетании с данными изучения примесей золота и платиноидов в ведущих рудных минералах и результатами исследования изотопного состава свинца и серы руд свидетельствует в пользу проявления процесса реювенации при формировании золото-сурьмяных месторождений. К комплексному золото-сурьмяному оруденению Центральной Азии термин «реювенация» нами применяется, как «...совокупность региональных процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры с новыми проявлениями магматизма, метаморфизма и рудообразования приводящая к регенерации ранее созданных месторождений так и возникновению новых генетических типов» [12].

В региональных рудоносных структурах Центральной Азии золото-сурьмяное оруденение, тесно сопрягается с золото-ртутным, выделяемым [4], о чём свидетельствует гетерогенная группа золоторудных объектов золото-мышьяково-ртутного, золото-сурьмяно-ртутного типов, пространственно и генетически связанных с разными типами эндогенного оруденения (рудными комплексами). Однако заключение о их природе как продуктах сформированных на верхних уровнях разных рудно-магматических систем представляются дискуссионным. Сохраняют актуальность и нуждаются в дальнейшем комплексном изучении вопросы об источниках рудного вещества и возрасте оруденения.

Так месторождение Воронцовское (Урал), рядом исследователей относится к карлин-типу, по наличию специализированной на золото толщи осадочных или эффузивно-осадочных отложений, источнику тепловой энергии для мобилизации, перемещения и последующей локализации золота в зоне рудоотложения, наличию экранирующих структурно-литологических барьеров для разгрузки растворов [13].

Вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация (3-5%) руд месторождения Олимпиада, главными минералами которой являются пирротин и арсенопирит, вблизи разрывных нарушений обогащена антимонитом и бертьеритом. В рудах содержатся ауристит, самородная сурьма, киноварь, пирит, шеелит, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, висмутин и ряд других минералов [6]. Столь широкий спектр минералов руд можно рассматривать как признак реювенации.

Комплексные золото-мышьяково-сурьмяные руды Олимпиады, содержат 60% общих запасов сурьмы Российской Федерации (As в руде 0,28%, Sb 0,25%). Полученный флотационный сульфидный концентрат, содержит до 7-8% мышьяка и 6-8% сурьмы, при извлечении последних до 80-82%. Упорное золото ассоциирует преимущественно с арсенопиритом. Бактериальное выщелачивание обеспечивает выщелачивание сульфидов на 95-96%, а последующее извлечение Au цианированием до 90 и более процентов. Технологическая схема «флотация → бактериальное выщелачивание → цианирование» позволяет выделить Sb в виде товарного продукта, что повысит экономичность переработки комплексных золото-мышьяково-сурьмяных руд [8].

Формирование сурьмяной минерализации на месторождениях Енисейского края происходило при сходных физико-химических параметрах, существенно отличающихся от РТХ параметров формирования более высокотемпературной золото-арсенопирит-кварцевой и золото-полисульфидной минерализации. Изотопный состав S сульфидов свидетельствует о генетической общности золото-сурьмяных, золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений, особенно, продуктивных золото-арсенопирит-кварцевого, золото-полисульфидного и сурьмяного парагенезисов [11].

Для Северо-Востока Евразии продукты дискретно-стадиального развития рудного процесса - высокосульфидные руды золота, сопровождающиеся Sb, Hg, в меньшей степени Pb и Zn рассматриваются как производные более глубоких очагов, по сравнению с содержаниями Sn, Bi, Te, Ag - элементов гранитного слоя [1].

Типоморфные особенности рудных минералов – антимонита, пирита, арсенопирита, киновари, самородных сурьмы и золота: спектр элементов-примесей, морфология и размеры выделений, текстурно-структурные особенности слагаемых ими минеральных агрегатов,

закономерности пространственного распределения ППМА, минеральные формы нахождения и распределения золота составляют основу комплекса поисковых минералогических признаков и критериев, а также являются основными параметрами оценки технологических свойств комплексного минерального сырья [10].

Индикатором реювениции для комплексного золото-сурьмяного оруденения ССП могут служить примеси PGE в главных рудных минералах. В антимоните концентрация Pt и Pd установлены для месторождения Кокпатас – (Узбекистан), Pd и Rh (Кончоч, Таджикистан), Os и Ru (Иштамберды, Кыргызстан). Для киновари в качестве типоморфных примесей из PGE отмечаются: Pd (Джалгыз, Узбекистан), Pt, Pd, Rh (Кончоч). В пирите установлены: Pt и Pd (Кокпатас), Os и Ru (Чаарат, Кыргызстан), арсенопирите месторождения (Терек-Перевальное) – Os (1,5 г/т) и Ru (2,3 г/т).

Арсенопириту свойственны: дефицит мышьяка и избыток серы; тонкая зональность кристаллов как результат пульсационного характера рудоотложения, аномально высокие значения золотоносности (752 г/т в среднем) и повышенные примеси Se – 0,18-0,32 мас.%, Os (1,6 г/т) и Ru (2,3 г/т). Бактериальное выщелачивание обеспечило высокое сквозное извлечение золота 94%; PGE при этом не учитывались.

В рудах месторождения Чаарат, ресурсы золота которого оценены в 100 т, впервые в составе комплексного золото-сурьмяного оруденения ССП были установлены антимонит-гюбнеритовые руды. Периферические зоны зёрен гюбнерита обогащены железом (FeO – 4,07-5,17; MnO – 21,18-17,90; WO_3 – 74,76-76,93) по сравнению с центральными (FeO – 1 54-1,7; MnO – 24,11-23,20; WO_3 – 74,25-75,10). В ассоциации с электрумом здесь установлена фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас.%): Au – 32,47-41,52; Ag – 46,32 – 58,59; S – 7,24 – 9,68; Se – 0,55 – 2,14.

Учитывая динамичное развитие современных технологий, практический интерес представляют данные о концентрациях PGE в минералах комплексных золото-сурьмяных месторождений жильного типа различных регионов Российской Федерации: Сарылах, Сентачан, (Республика Саха), Майское (Чукотка), Удереysкое (Забайкалье) и др.

Сурьма для Российской Федерации является дефицитным металлом, что обуславливает интерес к прогнозированию объектов и исследованию вещественного состава

комплексных руд для рационального использования минерального сырья [10].

Основанием для расширения работ по прогнозированию новых перспективных месторождений с комплексным оруденением в Центральной Азии являются открытия объектов карлин-типа: Заршуран (87 т. золота) и Агдерри (24,5 т.) в геотермальной системе Такэб (Иран, Западный Азербайджан) [14], самого крупного месторождения данного типа Цзиньфын (125 т.) (Китай, провинция Гуйчжоу) и др.

Пока не решена проблема переработки оксидных форм сурьмы, составляющих до 30 и более процентов запасов отдельных блоков месторождений. Потери сурьмы при переработке сульфидно-оксидных руд достигают 20 - 30% от валовых запасов металла.

На основе комплексных геолого-структурных и минералого-геохимических исследований в 1994–96 гг. впервые на Украине было обосновано наличие в верхнепалеозойских терригенно-карбонатных комплексах Южного Донбасса золото-ртутного оруденения [2]. Докучаевский перспективный золото-ртутный район находится в Южно-Донбасской металлогенической провинции в зоне сочленения осадочных палеозойских комплексов складчатого Донбасса с древними кристаллическими породами Приазовского блока Украинского щита. Рудная минерализация в нижнекарбонатовых отложениях представлена субпластовыми телами сульфидов (главным образом, пирита), секущих прожилков кварц-карбонат-сульфидного состава, метасоматической сульфидной вкрапленности. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, гидрослюдой, алуминитом, гипсом, сидеритом, родохрозитом, хлоритом, каолинитом; из рудных наибольшим распространением пользуется пирит, представленный несколькими генерациями. Мышьяковистый пирит, содержащий до 1,3% мышьяка, обладающий зональным внутренним строением, концентрирует золото, содержание которого положительно коррелирует с концентрацией мышьяка. В ассоциации с пиритом установлены сфалерит, галенит, арсенопирит, леллингит, киноварь, халькопирит, борнит, халькозин, теннантит, молибденит, самородное золото. Самородное золото представлено преимущественно пленочными и пластинчатыми выделениями, реже комковатыми, удлинёнными и дендритовидными зёрнами; золотины относятся к пылевидному (10–50 мкм), очень мелкому (50–100 мкм), реже — мелкому (0,1–0,5 мм) классам. Установлены

разности ртутистого (содержание ртути до 3,9 %) и медистого (меди — до 8,4%) самородного золота, а также высокопробная (991–995) разновидность практически не содержащая примесей.

Присутствие золото-ртутного оруденения на уровне современного эрозионного среза повышает перспективы площади для высокоэффективной карьерной разработки объектов.

Реализация комплексных международных исследований по Центрально-Азиатскому проекту позволила собрать и обобщить в новые материалы по геологии, тектонике и минерагении, создав тем самым качественно новую основу развития исследований для выявления пространственно-временных закономерностей образования, преобразования и деструкции континентальной земной коры, оптимизации прогнозирования традиционных и новых типов месторождений полезных ископаемых соответствующих структурно-вещественным комплексам различных геодинамических обстановок.

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.А. Самородное золото Якутии (Верхне-Индигирский район). Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1992. 184 с.
 2. Артеменко В.М., Лебедь Н.И. Золото-ртутное оруденение в карбонатных породах Докучаевского рудного района, Южный Донбасс // Минер.ресурсы Украины, 1996. № 1. С. 14–17.
 3. Артеменко В.М., Артеменко О.В. Минеральный состав золотого оруденения карлинского типа в карбонатных породах Южного Донбасса. В сб.: Минералы и парагенезисы минералов. Записки РМО. 2011. №6.
 4. Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. № 3. Т. 47. С. 342–354.
 5. Бортников Н.С. Современные минералообразующие системы на океанском дне: о чем они поведали исследователям рудных месторождений? Материалы научной конф. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 402–403.
 6. Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь) // Геол. руд. мест. 1994. Т. 36. № 2. С. 111–136.
 7. Дженчураева Р.Д. Геодинамические события, магматизм и металлогения Тянь-Шаня. Материалы научной конф. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 62–63.
 8. Канарский А.В., Адамов Э.В., Соложенкин П.М. Особенности переработки золото-мышьяково-сурьмяных руд. Материалы VII конгресса обогатителей стран СНГ. М.: МИСИС, 2009 г.
 9. Мустафин С.К. Золото-сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции (геология, вещественный состав, вопросы генезиса, поисковые признаки и критерии оценки): Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994. 49 с.
 10. Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение: вариации состава и вопросы генезиса. Сб. материалов научной конф. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 436–437.
 11. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа. Диссер. кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. – 186 с.
 12. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геол. руд. мест. 1993. Т. 35. № 6. С. 467–471.
 13. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение как пример минерализации карлинского типа на Урале. Геол. рудн. Мест. 1998. Т. 40. №2. С. 157–170.
 14. Daliran F. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran - hydrothermal alteration and mineralisation / Mineralium Deposita. - 2008. - Vol. 43, N 4. - P.383–404.
- Questions of the genesis of complex gold-antimony mineralization in Central Asia are considered. Highlighted the criteria of prediction and evaluation of deposits. Range of useful components extracted minerals is proposed to expand.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД САКСКОГО СОЛЕНОГО ОЗЕРА (в продолжение работ А.Е.Ферсмана 1919 года)

Никулин Д.А., Гулов О.А., Васенко В.И.

История освоения ресурсов Сакского озера берет свое начало с древних времен. Самосадочная соль всегда была жизненной потребностью человека и животных. Несколько позже стали известны лечебные свойства покровной рапы и иловых отложений.

Научный этап изучения Сакского соленого озера был положен в 1807 году профессором De Serres. Он впервые выполнил химический анализ иловых сульфидных грязей, а доктор С.Н.Оже с 1826 г. продолжил их исследование, с точки зрения применения в лечебной практике, получив первые положительные результаты. Они составили прочный фундамент развития метода грязелечения и рапотерапии, широко применяемые в наше время.

В последующие двести лет в фундаментальных исследованиях не обошли своим вниманием Сакское соленое озеро многие выдающиеся ученые. В области геологии, гидрологии, геохимии – академики: А.Е.Ферсман, Н.С.Курнаков, И.В.Мушкетов; доктора наук: А.И.Дзенс-Литовский, П.А.Двойченко, П.А.Кашинский, А.Н.Бунеев, Б.В.Перфильев, С.А.Щукарев, и др., а в области медицинских и биологических наук: – академик Н.Н.Бурденко; доктора наук: С.С.Налбандов, М.Н.Шевардин, В.Е.Предтеченский, М.М.Дитерихс, П.А.Герцен, Г.А.Рейнберг, С.Р.Татевосов и др.

Развитие западного побережья Крыма как курортного региона во многом обязано научной и практической деятельности профессора Н.А.Головкинского, который, будучи земским гидрогеологом в Крыму, оценил возможности водоснабжения городов Саки и Евпатории.

С момента организации в 1856 году графом И.П.Балашовым на Сакском озере промышленных солепромыслов оно искусственно было разделено дамбами на ряд водоемов (рис. 1), что существенно изменило его природный гидрологический режим. Вещественный состав донных осадков и естественный ритм накопления, который до этого протекал на протяжении более 5,5 тысяч лет, изменился.

Первым, кто описал природное явление, проявившееся в образовании сплошной гипсовой

кристаллической корки на поверхности иловых отложений Сакского озера, был 36-летний Александр Евгеньевич Ферсман. В своей работе “К геолого-минералогическому обследованию Сакского озера” (1919 г.) он отмечает: – *“...ростъ кристаллов гипса долженъ былъ начаться около 1896 года, причемъ зародыши гипса образовались въ среде ила и росли первые 6-8 летъ въ массе тины и грязи”*. Осаждение гипса и рост крупных кристаллов А.Е.Ферсман связывал с несколькими причинами, а именно: – *“1. Происхожденіе гипсовыхъ корокъ вызывается по преимуществу увеличеніемъ концентраціи морской воды. 2. Образование гипса является необходимой подготовительной стадіей при процессе соледобыванія изъ морской воды, какъ это изучено на Салинахъ Средиземного моря и Атлантическаго океана. 3. Соляные промыслы въ настоящее время пользуются озеромъ лишь какъ промежуточнымъ резервуаромъ для выпариванія морской воды, такъ какъ естественные ресурсы озера и накопленія въ немъ вещества, по-видимому, уже давно исчерпаны интенсивной промышленной деятельностью. 4. Вліяніе пресныхъ водъ при процессе гипсообразованія вероятно, но количественно уступаетъ главному источнику – увеличенію концентраціи морской воды. Подтвержденіемъ этому можетъ служить отсутствіе гипсовыхъ корокъ до момента образованія перемычки и морского канала и аналогія съ другими озерами: въ озерахъ чисто материкового происхожденія образованіе гипса при солевареніи ничтожно. 5. Обильная корка въ лечебной части озера вызвана постройкой перемычки въ 1895 г., превратившей озеро въ подготовительный бассейнъ. 6. Кристаллы гипса даютъ возможность на основаніи своей формы, скульптуры граней и включеніямъ судить о техъ переменахъ въ режиме озера, которыя наблюдались, начиная съ 1890-1895 г.г. 7. Подъ сплошной коркой гипса, за очень редкими исключениями, не наблюдается въ грязи ни прослоекъ его, ни отдельныхъ кристалловъ; однако, надъ ней въ ряде районовъ наблюдается тонкій слой новообразованія, отделенный прослойкой мягкой грязи”*. В заключение А.Е.Ферсман высказывает мысль, которая

актуальна в отношении Сакского и других озер в Крыму и сегодня: – “Тесная зависимость судьбы озера, какъ отъ естественныхъ геологическихъ причинъ, такъ и отъ вмѣшательства въ его судьбу человека въ качестве промышленника, с одной стороны, и хозяина лечебницы, съ другой, заставляетъ признать единственно рациональнымъ веденіе озерного хозяйства однимъ лицомъ или однимъ учрежденіемъ, которое могло бы во всей широте регулировать взаимоотношенія, одновременно поддерживая и защищая обе нужныя для государства и связанныя между собою задачи: соледобываніе и лечебное дело”[1].

После опубликования этой статьи Ферсмана руководству курортной и медицинской отрасли государства стала понятна необходимость системных наблюдений за водно-солевым

режимом Сакского озера, вокруг которого формировался крупнейший грязевой курорт.

Главным курортным управлением РСФСР в мае 1926 г. была организована “Наблюдательная станция по режиму Сакского озера”, которая в настоящее время является в Крыму единственной действующей гидрогеологической режимно-эксплуатационной станцией.

В 30-е годы прошлого столетия по результатам совместных полевых работ на озере А.И.Дзенс-Литовским и С.А.Пастак дано детальное описание геологического разреза грязевой залежи, в котором “гипсовая корка в виде панциря, покрывающая иловые отложения” (рис. 2) была распространена практически по всей площади Восточного бассейна [2].

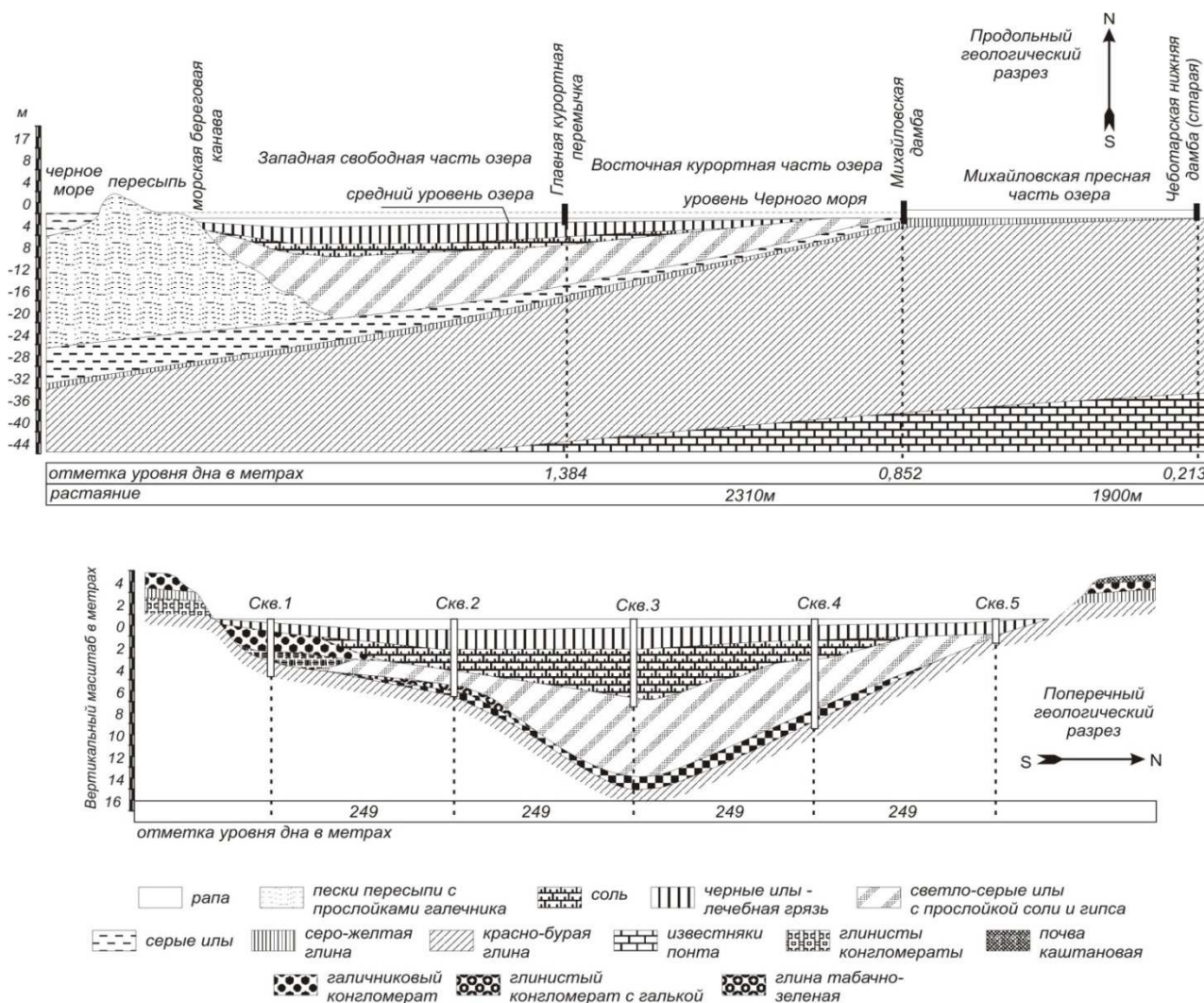


Рис. 1 – Геологический разрез в пределах акватории Сакского озера (по данным А.Дзенс-Литовского, 1936 г.)

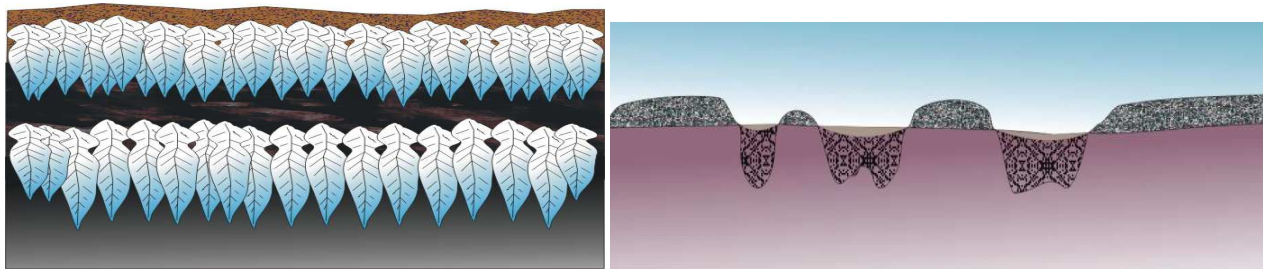


Рис. 2 – Схематическое строение гипсовой корки покрывающей грязевую залежь

Двухслойное строение этой “гипсовой корки” в поверхностном слое грязевой залежи Восточного бассейна отражает два этапа ее образования, когда кристаллы гипса стали образовываться при резком повышении общей концентрации рапы до 250-300 г/дм³ и последующем ее сохранении в таких пределах на протяжении десятков лет. Причиной же образования илового прослоя в гипсовой корке явился порыв пресных вод через Михайловскую дамбу в результате чрезвычайно обильных паводков в 1911 году.

Нарушение целостности гипсовой корки на площади ее распространения связано с антропогенным фактором, а именно привлекательностью лечебных свойств сакских грязей для местного населения и многочисленных гостей города в летнее время. Донные отложения вблизи северного берега озера исхожены тысячами купальщиков одержимых идеей самолечения без материальных затрат. Гипсовая корка при этом разрушена и втоптана в верхние слои иловых лечебных грязей.

Общие запасы гипса на 30-е годы оценивались в количестве около 20 тыс. тонн, а по результатам геолого-рекогносцировочных работ Сакской ГГРЭС (Чабан В.В. и др., 2006 г.) прогнозные ресурсы гипса в Восточном бассейне составили 83,3 тыс. тонн.

В настоящее время в пределах площади распространения гипсовых отложений выделяются несколько их разновидностей (рис. 3).

Первый тип распространен на территории деятельности бывшего солепромысла и по периферии главного гипсового поля Восточного бассейна. Характерной особенностью этого типа гипсовой корки является то, что он практически везде покрыт “наплывным” илом, а в верхнем слое кристаллами соли и органикой светло-коричневого цвета. Иногда встречаются локальные выступы на гипсовой корке не покрытые наплывным илом, которые называют

«бляшками». Гипсовая корка первого типа имеет мощность от 3 до 5 см. В основном корка рыхлая, но иногда образует более плотные участки гипсового слоя называемого “брекчия”.

Второй тип окаймляет центральное поле развития гипсовых отложений и характеризуется более плотным строением при средней мощности до 4 см, на них практически везде отсутствует слой наплывного ила, а верхняя часть гипсовой корки покрыта уплотненным светло-коричневым слоем обогащенного органическими остатками. Гипсовая корка имеет слабо выраженное двухслойное строение за счет тонкого прослоя (до 3-5 мм) темного ила.

Третий тип представляет собой наиболее плотные гипсовые отложения. Они имеют четко выраженное двухслойное строение и распространены в виде сплошного гипсового поля в центральной части Восточного бассейна. Общая мощность этого типа гипсовой корки (из двух слоев разделенных темным илом до 2 см) составляет от 7 до 10 см.

Химический (табл. 1) и вещественный состав гипсовых отложений представлен следующими компонентами: ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) от 76,8 до 83,0%; (NaCl , MgCl_2 , MgSO_4) от 8,2 до 10,7%; CaCO_3 от 0,66 до 0,77%; глинистые минералы от 1,5 до 2,4%; вода и органические вещества от 6,3 до 10,5%.

Рассматривались и вопросы, связанные с возможным использованием гипса Сакского озера в качестве попутного полезного ископаемого. Практического применения пока эта идея не нашла из-за засоренности гипсового продукта глинистыми минералами и органическими остатками, да и гипсового сырья из других генетических типов месторождений достаточно для использования как в строительстве так и в медицине. Вопрос применения гипса Сакского месторождения в лечебно-косметических целях требует проведения специальных клинических исследований.

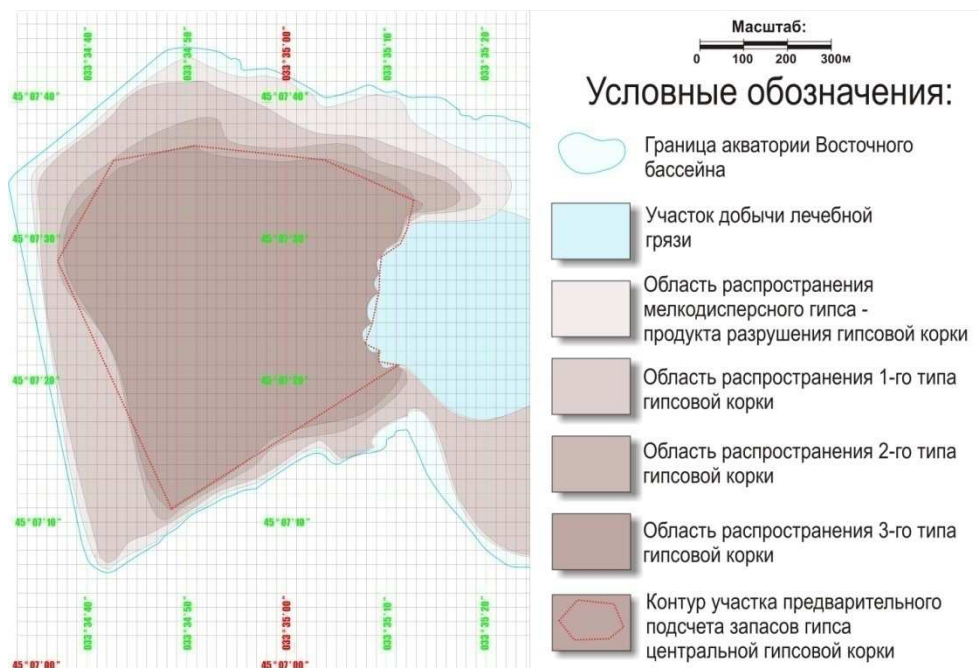


Рис. 3 – Распространение гипсовых отложений в Восточном бассейне Сакского озера

Таблица 1 – Химический состав гипсовых агрегатов

| Компоненты | Содержание, масс.дол.% | | | |
|---------------------------------|------------------------|----------------------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 3,84 | 1,39 | 0,34 | 1,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,004 | < 0,002 | - | |
| TiO ₂ | 0,05 | < 0,02 | - | |
| Al ₂ O ₃ | 1,00 | 0,11 | - | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,40 | 0,09 | - | |
| CaO | 28,77 | 31,28 | 26,55 | 29,52 |
| MgO | 1,26 | 0,48 | - | 0,39 |
| MnO | < 0,02 | < 0,02 | - | - |
| Na ₂ O | 3,20 | 0,03 | 6,95 | - |
| K ₂ O | 0,58 | 0,03 | 0,14 | - |
| SrO | 0,18 | 0,27 | - | - |
| SO ₃ | 36,23 | 45,85 | 36,22 | 40,41 |
| Br | - | - | 0,04 | - |
| B | 0,04 | 0,04 | - | - |
| Li | < 0,0005 | 0,0009 | - | - |
| Zn | < 0,0005 | < 0,0005 | - | - |
| Pb | < 0,0005 | < 0,0005 | - | - |
| Cd | < 0,00001 | < 0,00001 | - | - |
| Cu | < 0,0002 | < 0,0002 | - | - |
| As | < 0,005 | < 0,005 | - | - |
| Hg | < 6x10 ⁻⁷ | < 6x10 ⁻⁷ | - | - |
| нераствор. остат. в р-ре HCl | - | - | 5,68 | 7,53 |
| H ₂ O гидратная | - | - | 17,15 | 19,75 |
| H ₂ O гигроскопич. | - | - | - | 0,58 |

Примечание: 1 – не промытый агрегат гипсовой “корки”, 2 – промытые кристаллы гипса (анализ выполнен в хим.лаборатории КО УкрГГРИ г. Симферополь); 3 – не промытый агрегат гипсовой “корки” (хим.лаборатория ДП Сакской ГГРЭС); 4 – гипс [3].

Для уточнення геолого-структурних, літологічних і других особливостей більш глибоко залягаючих донних відкладень в експлуатуємій частині місцородження в 2010 році спеціалістами ГГРЭС були проведені роботи по їх рекогносцировочному картированию. Грязева залежь опробовалась на всю мощность до підстиляючих морських і аллювіальних осадових порід (рис. 4).

В інтервалі від -1,65 до -3,75 м від поверхні по ряду специфічних ознак був виділений «нижній структурний ярус» грязевої залежки, ілю яких раніше (Родкін В.І., 1988 г. і др.) не відносились к типу лечебних. В верхньому шарі цих відкладень (№ 3 на рис. 4) відмічений прослой мелкозернистого гипса мощностью до 5-7 см. От «верхнего структурного яруса» описуєміє ілювіє відкладення відрізняються по ряду зовнішніх ознак і речовинному складу. Вони характеризуються тонкою слоистістю, контрастністю світлих і чорних шарів, високою пластичністю, консистенцією

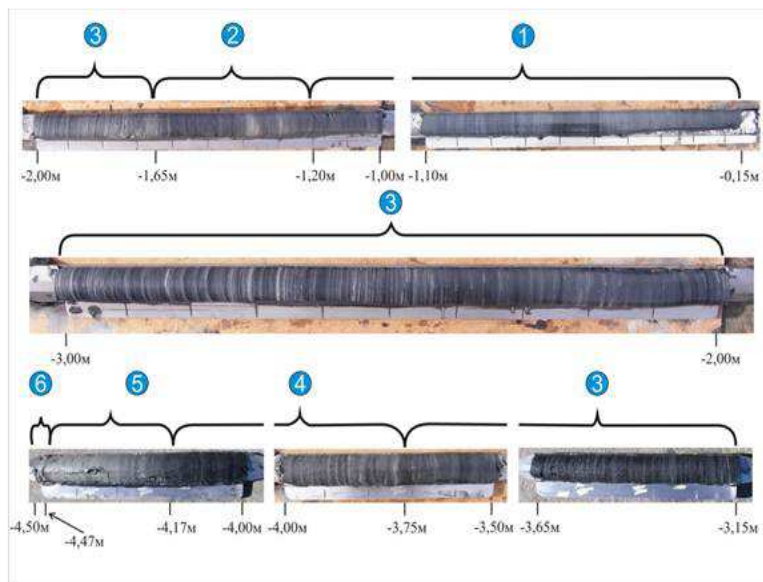
подобной маслу. Содержание сульфидов железа от 0,67 до 0,75 %, в т.ч. сероводорода от 0,26 до 0,29 % на сырую грязь. Влажность – 36-37%, сухой остаток грязевого раствора – 205-210 г/дм³; pH – 7,1-7,2; Eh (-175)-(-178) mV. Следует отметить ничтожно малую засоренность частицами >0,25 мм (около 0,3 – 0,4 %), а также повышенное значение сопротивления сдвигу (близко 5,0 тыс. дин/см²) и объемного веса (около 1,7 г/см³). Кроме того, содержание бромидов в глубинных отложениях, в два раза превышает их концентрацию в верхних слоях, что обусловлено более высокой минерализацией грязевого раствора.

Построенная геолого-структурная модель грязевої залежки (рис. 5) подтвердила данные полученные А.И.Дзенс-Литовским и др., в части мощности илювіє відкладень, площі їх розповсюдження, профіля дна в осевій частині озера, который был унаследован от речної долини, существовавшей около 7-ми тыс. лет назад.



Отбор проб донных отложений(пеллоидов) для аналитических исследований

Типы донных отложений (пеллоидов) по разрезу:



1. Черные, темно-серые и серые пеллоиды верхнего (эксплуатируемого) горизонта лечебных грязей;
2. Обогащенные мелкокристаллическим гипсом темно-серые и серые пеллоиды между эксплуатируемыми и «реликтовыми» (древними) лечебными грязями;
3. Тонко-полосчатые, контрастно-слоистые, пластичные пеллоиды нижнего(древнего) горизонта «реликтовых» лечебных грязей
4. Тонко-полосчатые, пластичные пеллоиды с прослоями мелкокристаллического гипса и глинистых прослоев;
5. Тонко-слоистые, глинисто-песчаные илю зеленоватого оттенка;
6. Глинисто-песчаные отложения с включением раковин морских моллюсков

Рис. 4 □ Характерные типы донных отложений грязевої залежки в Восточном бассейне



Рис. 5 – Геолого-структурная модель грязевой залежи в Восточном бассейне

Следует отметить, что при рекогносцировочных работах в Восточном бассейне в разрезе донных осадков на всю мощность обследованных илов не были встречены отложения донной поваренной соли (“соляной корень”, “соляное сердце” или “соляная матка”, которые отмечены в работе Курнакова Н.С., 1936 г.). При этом отсутствует в западной части бассейна и отмеченный выше “реперный” прослой мелкозернистого гипса. Это указывает на локальное его распространение на плане в виде эллипса. Образование мелкокристаллического гипса в отложениях озера обусловлено особенно засушливым периодом в его истории. А формирование в виде уплотненного гипсового слоя, по-видимому, за счет перемива зернистого материала осадков в прибрежной части, существовавшего в то время водоема. В дальнейшем, этот слой гипса был погребен под толщей иловых отложений верхнего структурного яруса грязевой залежи.

Аналитические исследования показали, что пелоиды глубоких горизонтов, по своим физико-химическим параметрам полностью удовлетворяют кондициям, установленным для лечебных грязей Сакского месторождения. В связи с этим они могут квалифицироваться как соленасыщенные, высокоминерализованные, сильносульфидные лечебные грязи.

Предварительная оценка качественных характеристик, физико-химических и

микробиологических особенностей обследованных “реликтовых” лечебных грязей в Восточном бассейне, а также прогнозные запасы позволяют рассматривать их как новый тип гидроминеральных ресурсов Сакского месторождения. Возможные перспективы использования этого типа лечебных грязей связаны с проведением медико-биологических исследований и клинических испытаний с целью определения их физио-терапевтических свойств и области применения в бальнеологической практике.

1. А.Е. Ферсман Къ геолого-минералогическому обследованию Сакского озера. Сб. «К исследованию озер юга России», Петроград, 1919 г.

2. А.И. Дзенс-Литовский Геология района Сакского озера. Сб. «Саки-курорт, выпуск первый», Симферополь, 1935 г.

3. С.А. Пастак Гипс Сакского озера и его промышленное использование. «Экономика, культура, Крым», №7, 1933 г.

Academician A. Fersman was the first who mentioned the connection of hydro chemical regime with precipitation, structural and morphological features of the gypsum in the eastern basin of Saki Salt Lake. More recent studies have confirmed the theoretical statements made by A. Fersman on the processes of the sediments formation, geological and structural features of the structure of mud reservoirs of Saki deposit.

ТТГ КОМПЛЕКС БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА (ИНГОЗЕРСКИЙ БЛОК, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).

Ниткина Е.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@rambler.ru

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1; 7; 10], которые представляют собой комплекс основания. Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры имеют название тоналит-трондjemит-гнейсового комплекса – ТТГ [8]. Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [8], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к “омоложению” возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3,0 млрд. лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [6; 3], что, по мнению акад. Ф.П.Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

В ранее проведенных исследованиях [1; 7; 4; 5; 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты [2].

Взаимоотношения между этими породами установлены на детальных участках (по материалам [7]). В обнажениях наблюдаются слабомигматизированные мелкозернистые биотитовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты, находящиеся в виде ксенолитов среди розовых микроклиновых гранитов различной зернистости и пегматитов. Во всех

ксенолитах гнейсов наблюдается одинаковая ориентировка сланцеватости, совпадающая с ориентировками сланцеватости в гнейсах основания. Взаимоотношения между розовыми микроклиновыми гранитами различной зернистости и пегматитами носят характер нечетких границ, в которых происходит переход от одной разности пород к другой. Также наблюдаются послойные пегматитовые жилы в ксенолитах гнейсов. Эти пегматитовые жилы и разнозернистые микроклиновые граниты секутся кварцевой жилой.

В породах Ингозерского комплекса наблюдается следующая последовательность эндогенных процессов (по материалам [7]): 1 этап - образование пород, исходных для биотитовых гранитогнейсов; 2 этап - внедрение даек основных пород, впоследствии превращенных в полевошпатовые амфиболиты; 3 этап - деформация пород, рассланцевание; 4 этап - внедрение тел гранитов и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов; 5 этап - внедрение крупных тел пегматитов (гнейсы сохраняются в виде не развернутых ксенолитов); 6 этап - образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности, с гранатом и без него; 7 этап - трещинки, внедрение кварцевых жил; 8 этап - мелкие разрывы со смещениями (как левосдвиговые, так и правосдвиговые).

При сравнении схем последовательности процессов для пород Ингозерского комплекса и пород комплекса основания можно сделать вывод, что они принципиально схожи.

Цель данного исследования – установление возрастов формирования и преобразования гнейсов, внедрения гранитных и пегматоидных тел и установление временной шкалы геологических процессов, проявленных в Ингозерском блоке.

Предварительное изотопное U-Pb датирование циркона и других акцессорных минералов было проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07), биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08); гранитов (Н-10-06), послойных жил пегматоидного материала в гнейсах (Н-10-10) и

Таблица 1. Химический состав гнейсов Ингозерского блока.

| Номер пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|
| H-10-01 | 71.12 | 0.26 | 14.22 | 0.22 | 2.94 | 0.037 | 0.65 | 2.46 | 5.20 | 1.70 |
| H-10-07 | 67.81 | 0.49 | 13.90 | 0.11 | 4.77 | 0.075 | 1.69 | 3.95 | 4.13 | 1.37 |
| H-10-08 | 66.55 | 0.47 | 13.85 | 1.09 | 4.40 | 0.059 | 2.00 | 4.29 | 4.26 | 1.32 |
| H-10-06 | 73.01 | 0.14 | 13.06 | --- | 3.13 | 0.03 | 0.16 | 1.28 | 3.57 | 4.45 |
| H-10-09 | 73.22 | 0.06 | 13.96 | --- | 1.64 | 0.02 | 0.04 | 0.45 | 4.39 | 4.99 |
| H-10-10 | 68.25 | 0.04 | 16.78 | --- | 1.71 | 0.08 | 0.04 | 0.64 | 5.13 | 6.06 |

среднезернистого гранита из жил (H-10-09). Химический состав проб приведен в таблице (табл.1).

Проба биотитовых гнейсов H-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное.

Анализ циркона из этой был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149 ± 46 млн. лет, СКВО=0.034 (рис. 1а).

Из пробы H-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции -0,075 мм навеска - все цирконы фракции (№1); из фракции +0,15 мм – темно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№2); из фракции от -0,15 до +0,1 мм – темно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№3); из фракции от -0,1 до +0,075 мм – все типы, представленные во фракции (№4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697 ± 9 млн. лет, СКВО=1.8 (рис. 1б).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов H-10-07. Из пробы отобраны пять популяций циркона для изотопного U-Pb датирования, как классическим методом, так и методом датирования единичных цирконов.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая – темно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; четвертая – темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика. На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667 ± 7 млн. лет, СКВО=1,2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725 ± 2 млн. лет, СКВО=0,061 (рис. 1с).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов H-10-08. Из пробы отобраны шесть популяции циркона, представленные следующими типами: (№1) – первый этап двустадийного растворения темно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона призматического облика; (№2) – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; (№3) – темно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтово- цирконового типа; (№4) – коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№5) – коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№6) – бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа.

На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727 ± 5 млн. лет, СКВО=1.13 (рис. 1д).

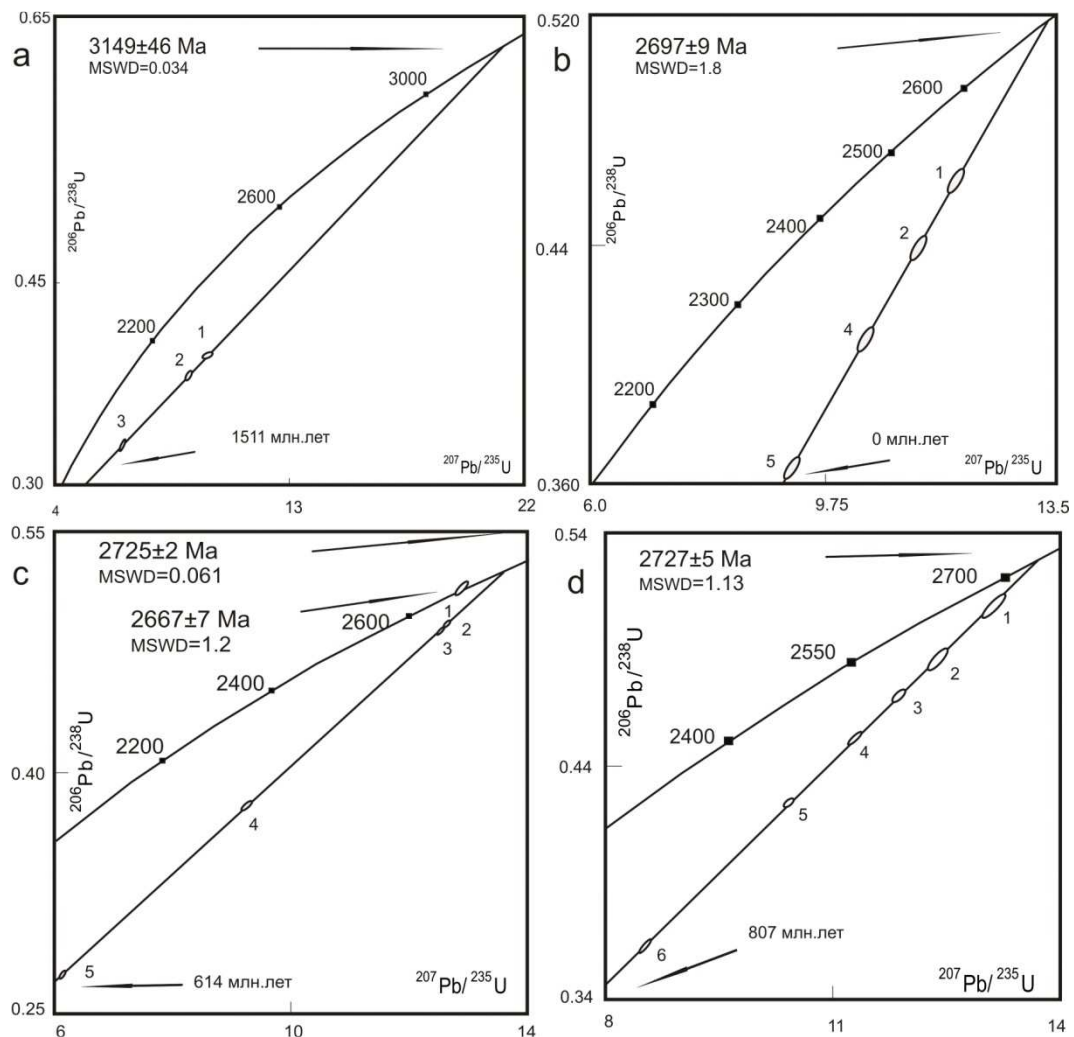


Рис.1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией: а - для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (по единичным цирконам); б - для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (классическим методом); в - для циркона из амфибол-биотитового гнейса Н-10-0; д - для циркона из биотит-амфиболового гнейса Н-10-08.

Наиболее древний возраст 3149 ± 46 млн., установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов. Время проявления процессов метаморфизма в породах данного массива, установленное TIMS методом (ГИ КНЦ РАН) и подтвержденное методом SHRIMP при датировании проб во Всероссийском Геологическом Институте (ВСЕГЕИ), составляет для биотитовых гнейсов – 2697 ± 9 млн. лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725 ± 2 и 2667 ± 7 млн. лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727 ± 5 млн. лет.

Для проб гнейсов Sm-Nd методом установлены возрасты TDM: биотитовые гнейсы – 3613 млн. лет, амфибол-биотитовые гнейсы – 2596 млн. лет, биотит-амфиболовых гнейсов – 3493 млн. лет.

Внедрение гранитоидных и пегматитовых тел датировано возрастом (предварительные данные): гранитоидные тела – 2615 ± 8 млн. лет,

послойные жилы пегматоидного материала в гнейсах – 2549 ± 30 млн. лет, жилы гранита – 1644 ± 7 млн. лет.

В результате проведения изотопного U-Pb датирования различных пород TTG комплекса Ингозерского блока установлены следующие возрастные этапы формирования массива (табл. 2): образование протолита биотитовых гнейсов – 3149 ± 46 млн. лет; метаморфизм, деформация пород, рассланцевание – 2727 ± 5 – 2725 ± 2 – 2697 ± 9 – 2667 ± 7 млн. лет; внедрение тел гранитов – 2615 ± 8 млн. лет и послойная микроклинизация биотитовых гнейсов – 2549 ± 30 млн. лет; образование разноориентированных пегматитовых и гранитных жил небольшой мощности 1644 ± 7 млн. лет.

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидны формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л. 1968. с. 5-143.

2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. с. 141-150.

Таблица 2. Время проявления геологических процессов в Ингозерском блоке

| | Время проявления геологических процессов, млн. лет | |
|--------------------------|--|--------------|
| | кристаллизации (образования) | метаморфизма |
| Жилы гранита | 1644±7 | |
| Послойные пегматиты | 2549±30 | |
| Гранитоидные тела | 2615±8 | |
| Амфибол-биотитовый гнейс | | 2667±7 |
| Биотитовый гнейс | | 2697±9 |
| Амфибол-биотитовый гнейс | | 2725±2 |
| Биотит-амфиболовый гнейс | | 2727±5 |
| Биотитовый гнейс | 3149±46 | |

3. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. Полихронность источников и изотопный возраст вулканогенного комплекса (Арваренская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.

4. 3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С.

5. 4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. с. 3-12.

6. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсия В. Хадей-Архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона. // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 85-90.

7. 5. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.

8. 6. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера. 2001. №1. С. 5-14.

9. 7. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

10. 8. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.: Недра. 1966.

Ingozersky block located in the Tersky Terrane of the Kola Peninsula is composed of Archean gneisses and granitoids. The Archean basement complexes on the

regional geological maps have called tonalite-trondemite-gneisses (TTG) complexes. In the previous studies within Ingozersky block the following types of rocks were established: biotite, biotite-amphibole, amphibole-biotite gneisses, granites, granodiorites and pegmatites.

In the rocks of the complex following corresponding sequence of endogenous processes observed (based on [7]): stage 1 - the biotitic gneisses formation; 2 - the introduction of dikes of basic rocks; 3 phase - deformation and foliation; 4 stage - implementation bodies of granite and migmatization; 5 stage - implementation of large pegmatite bodies; stage 6 - the formation of differently pegmatite and granite veins of low power, with and without garnet; stage 7 - quartz veins.

U-Pb ages of the metamorphism processes in the TTG complex are obtained: 2697±9 Ma – for the biotite gneiss, 2725±2 and 2667±7 Ma – for the amphibole-biotite gneisses, and 2727±5 Ma for the biotite-amphibole gneisses. The age defined for the biotite gneisses by using single zircon dating to be about 3149±46 Ma corresponds to the time of the gneisses protolith formation.

The purpose of these studies is the age establishing of granite and pegmatite bodies emplacement and finding a geological processes time scale of the Ingozerskom block. Preliminary U-Pb isotopic dating of zircon and other accessory minerals were held for granites - 2615±8 Ma, migmatites - 2549±30 Ma and veined granites - 1644±7 Ma.

As a result of the isotope U-Pb dating of the different Ingozerskogo TTG complex rocks, the following age-formation stages are determined: protolith of the biotite gneisses - 3149±46 Ma; metamorphism, deformation of rocks, foliation - 2727±5 - 2725±2 - 2697±9 - 2667±7 Ma, granite bodies formation - 2615±8 Ma and biotite gneisses migmatization - 2549±30 Ma, formation of different pegmatite and granite veins -1644±7 Ma.

НОВОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ИМ. 50-ЛЕТИЯ ИВИС ДВО РАН (МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЭКОЛОГИЯ)

Округин В.М.

заведующий лабораторией вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН, к.г.-м.н.

Роль вулканизма в геологической истории нашей планеты трудно переоценить. Подавляющее большинство месторождений полезных ископаемых образовалось благодаря деятельности вулканов.

Камчатка и Курилы - составная часть Курило-Камчатской островной дуги (ККОД), И она - всего лишь небольшой сегмент Тихоокеанского Огненного кольца, где сосредоточено наибольшее количество активных вулканов, гидротермальных систем и очагов самых сильных на нашей Планете землетрясений.

Восточнее Камчатки располагается следующее звено Тихоокеанского Огненного Кольца – Алеутская островная вулканическая дуга. Именно в области сочленения этих двух гигантских планетарных зон аномального теплопереноса, феноменальных потоков вещества и энергии, называемых зонами субдукции, родились вулканы Ключевской группы (КГВ). Уже само геологическое положение КГВ свидетельствует об уникальности, масштабности и своеобразии геодинамического состояния этого участка нашей Планеты. Здесь в четвертичное время сформировались многочисленные вулканические сооружения, общий объем которых превышает 6 500 км³ [Федотов, 1984, 2010, 2011]. К наиболее крупным из них относятся четыре действующих гиганта: - Ключевской (базальтовый стратовулкан – самый высокий и самый продуктивный в Европе и Азии); Безымянный (андезитовый прославившийся своими катастрофическими взрывными извержениями); Плоский Толбачик (ПТ) и Ушковский (два базальтовых стратовулкана). Вулкан ПТ (Н-3085 м) отличается сложной, длительной историей своего развития. ПТ вместе с потухшим соседом Острым Толбачиком (ОТ - также базальтовый стратовулкан, Н-3672 м) образуют ярко выраженный в рельефе горный массив (ТВМ), сходный в определенном смысле с Асачинским и Корьяским вулканическим. Для ПТ характерно: - наличие вершинной кальдеры гавайского типа с диаметром до 3.5 км, в которой периодически появляется лавовое озеро, происходят взрывные извержения с образованием «волос Пеле» и выбросами плагиоклазовых кристаллов-лапиллей; -

пространственная и генетическая связь с двумя радиальными линейными зонами шлаковых конусов (Толбачинская зона шлаковых конусов или ТЗШК - огромная лавовая равнина площадью около 875 км²), простирающимися в субмеридиональном направлении по обе стороны от него на расстояния до 20 км к северо-востоку и около 50 км на юго-запад; - большие скопления даек (древних магматоводов, которые когда-то были увенчаны вулканическими постройками типа шлаковых конусов), образующих в западном и юго-западном секторах протяжённые (до 2-3 км) причудливой формы каменные стены, похожие на остатки сказочных крепостей; - трещинные излияния необыкновенно жидких базальтов, формирующих протяжённые лавовые реки с волнистой канатной поверхностью, лавовые озера и своеобразные лавоводы (лавовые трубы) различных масштабов. Эти излияния сопровождаются изменениями размеров и морфологии вершинной кальдеры; - исключительная продуктивность (до 17.4 млн. т/год). ПТ относится вместе с вулканами Ключевской и Шивелуч к числу самых мощных вулканов ККОД; - периодичность извержений, позволившая П.И.Токареву обосновать вероятность очередного извержения в период с 1971 по 1975 годы [Федотов, 2011]. Действительно, Большое Трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) началось в июле 1975 г., через 34 года после предыдущего извержения, происходившего в мае 1941 г. Следовало было еще в 2011 году «выдать прогноз» - ...очередное новое извержение может произойти через те же 34-37 лет после окончания БТТИ, которое закончилось в декабре 1976 года.

И действительно, почти через 36 лет спустя, а именно - 27 ноября 2012 года началось новое трещинное Толбачинское извержение (НТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН).

Не исключено, что через 35-37 лет после окончания этого извержения произойдет очередное новое. Только вот когда окончится НТТИ им. 50-летия, ИВиС ДВО РАН, которое уже более 170 дней удивляет, волнует, радует геологов, вулканологов, физиков, биологов, экологов и просто пытливых неравнодушных людей своими фантазиями и

непредсказуемостью!?? Извержение 1941 года длилось около недели (с 7 по 14 мая). Северный прорыв (СП БТТИ) действовал 72 дня (6 июля по 15 сентября 1975 года). Южный прорыв (ЮП БТТИ) «работал» 450 дней (17 сентября 1975 г. - 10 декабря 1976 г.). НТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН продолжается уже около 170 дней (на 15.05.13). Это, вне всяких сомнений, выдающееся базальтовое лавовое извержение начала нового столетия. По своим масштабам, интенсивности и многообразию форм проявления оно сопоставимо и даже превосходит БТТИ 1975-1976 гг., которое в свое время было признано одним из шести крупнейших трещинных извержений Новой Эры [Федотов, 1984, 2011].

С самого начала извержение стало преподносить сюрприз за сюрпризом. Скорость движения лавовых потоков и расход изверженного материала (то есть количество доставленного на дневную поверхность магматического вещества в виде лавы, пепла, бомб) ошеломили даже «бывалых» вулканологов. Потоки с большой скоростью устремились на запад по эрозионной сети ручья Водопадный. Их длина достигла 9.5 км, а площадь - 7.4 км². Они очень быстро расправились с полевыми стационарами ИВиС ДВО РАН (сожгли, оставив зимой на некоторое время вулканологов без крова), перекрыли так называемую дорогу, по которой добирались от посёлка Козыревск к ТЗШК местные жители и туристические группы. Общая площадь лавовых потоков, излившихся в первые 43 часа извержения, составила до 14.4 км² при объёме около 0.072 км³. Такие количества изверженного вещества соответствуют расходу ~400 м³/сек или более 1000 т/сек. Для сравнения - средние расходы в случае СП и ЮП БТТИ - 100 м³/сек и 40 м³/сек., соответственно. Возможно эта цифра завышена. И реальный расход варьировал в пределах 140-430 м³/сек. Но в любом случае эти величины впечатляют.

По данным аэрофотосъёмки района НТТИ, которая была выполнена через полмесяца (13.12.2012) после начала извержения, были сделаны следующие выводы: суммарная площадь лавовых потоков - 22.83 км²; общий объём лавовых потоков - 0.235 км³, а пирокластики - до 0.008 км³ (М.А. Магуськин, В. Н. Двигало устное сообщение).

Лавовые потоки, «двигаясь по снегу» быстро достигли лесных массивов. До пожаров, к счастью, дело не дошло, но их передвижение сопровождалось фреатическими взрывами.

К 22.02.2013 г. произошло образование трех групп лавовых потоков. Первые две устремились на запад, а третья - на восток. Одна из Западных, самая протяжённая, достигла моногенных вулканов под названием Белые горки, которые находятся на удалении более чем 20 км от центра извержения. Лавовые реки, питающие эти потоки, характеризуются наибольшим расходом, скоростью перемещения и количеством растворенных в них магматических газов. Третья - Восточная группа, «родившаяся» в начале января 2013 года, обладает особым коварством и непредсказуемостью. Прямо на глазах на месте вчерашних, застывших с поверхности потоков, «вздуваются» огненные купола с диаметром в десятки метров. Они в мгновение ока превращаются в потоки жидкой подвижной глиноземистой субщелочной базальтовой лавы. Из лавовых котлов, выделяются высокотемпературные (до 1075⁰С) магматические газы. Они так «дурно» пахнут, что вулканологам приходится пользоваться противогазами. Взаимодействие таких газов с поверхностью лавовых потоков приводит к образованию многочисленных «фумарольных соединений-эксгалятов» - хлоридов, фторидов, кислородных соединений железа, меди, ванадия, мышьяка, теллура, селена и многих других.

Возле одного из самых «горячих» лавовых котлов-колодцев были взяты пробы снега. Результаты изучения химического состава талой воды из этих превзошли все ожидания. Никогда ещё в водах, тем более талых, Камчатского региона, не встречался такой широкий спектр химических элементов при высоких, аномальных содержаниях многих из них. Медь и серебро, цинк и ванадий, кадмий и таллий, бериллий и бром, висмут и молибден, теллур и селен, лантаноиды, индий и даже рений, который пока был известен только для высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (Итуруп, Южные Курилы). Анализ конденсатов этих газов показал более высокие концентрации этих элементов.

Вулканы - своеобразные сверхглубокие скважины, позволяющие: - получать информацию о составе и состоянии глубин нашей Планеты; - природные химические реакторы, в которых происходит синтез самых «неожиданных, оригинальных» химических соединений; - уникальные природные лаборатории для изучения процессов взаимодействия «Живой» и «Неживой» Природы, адаптации различных форм Жизни к экстремальным «шоковым» условиям среды; - своеобразные полигоны для отработки защитных мероприятий и оценки потенциальных рисков от

новых извержений. БТТИ 1975-1976 гг лучший пример этого. За 72 дня деятельности СП на поверхности Камчатского полуострова появилось 3 крупных и 4 мелких шлаковых конуса с лавовым полем площадью до 9 км² и мощностью около 80 м. На территории около 400 км² была полностью уничтожена растительность и первое десятилетие она напоминала безжизненную шлако-пепловую пустыню. Мелкие частицы пепла распространились на расстояния до 1000 км, Они «просыпались» на долины всех нерестовых рек Камчатки. ЮП БТТИ привёл к формированию лавового поля площадью 35.87 км² при средней мощности 27 м, объём изверженных продуктов достиг почти 1 км³. Вся растительность на этой территории была полностью уничтожена. Последующие эоловые процессы расширили площадь шлако-пеплового чехла мощностью более 100 см до 480-500 км² [Федотов, 1984].

Последствия (масштабы) деятельности НТТИ им. 50-летия могут оказаться еще более впечатляющими. Только за 15 дней площадь новых потоков составила 70% , а их объём - 24% от ЮП БТТИ. Лавовые потоки продолжают свое движение в сторону лесных массивов Козыревского лесничества. Наступает весна, а за ней и жаркое лето. Как и кто будет бороться с пожарами? В первые дни извержения пепловый шлейф протянулся в северном направлении на расстояние до 60 км (пересечение р. Бильченков с автотрассой Козыревск-Ключи) и «разгрузился» в областях питания главных нерестовых рек Центральной Камчатки. Плотность выпадения пепла достигала 300 г/м². Выбросы пепла сопровождалась штормовой погодой с обильными снегопадами и привели к созданию сложной динамической геохимической системы, которая должна «активизироваться» с наступлением тепла и весенней распутицы. И сейчас эксплозивная деятельность протекает в условиях аномальных снегопадов. Происходит смешение пепла со снегом. Снег цементирует частицы пепла, образуя своеобразные сэндвичи, отдельные слойки даже на расстоянии 50-60 км от центров извержения достигают мощности до 5-10 см. Такая смесь налипает на кроны деревьев, деформируя их. Необходима оценка «ущерба» лесному фонду и разработка охранных мероприятий, включая рекультивацию.

Парадоксально, но природоохранные организации Камчатского края руководствуются в своей деятельности нормативами оценки, так называемых фоновых концентраций, разработанных для Центральных районов России. Как пользуясь такими нормативами, оценить «ущерб» экономике Камчатского края, в окружающую среду которого из недр поступают сотни тысяч тонн различных химических элементов и их соединений? Одни только вулканические газы выносят в атмосферу, конденсируют на различных субстратах (снег, пепел, водные артерии), возвращают в виде атмосферных осадков сотни тонн особо опасных химических соединений.

Кто и как сможет проследить за тем - как грандиозные объёмы пеплов, лав НТТИ станут подвергаться интенсивному механическому разрушению, ветрами перемещаться на значительные расстояния вплоть до нерестовых водоемов? И кто оценит положительные и отрицательные стороны этого очередного «загрязнения»?

1. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975-1976 гг., Камчатка. / Отв. ред. С.А. Федотов. М., Наука, 1984. 638 с.

2. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Новые минералы в продуктах фумарольной деятельности Большого Трещинного Толбачинского извержения. // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 3-12.

3. Макдональд Г. Вулканы. М. Мир. 1975. 431 с.

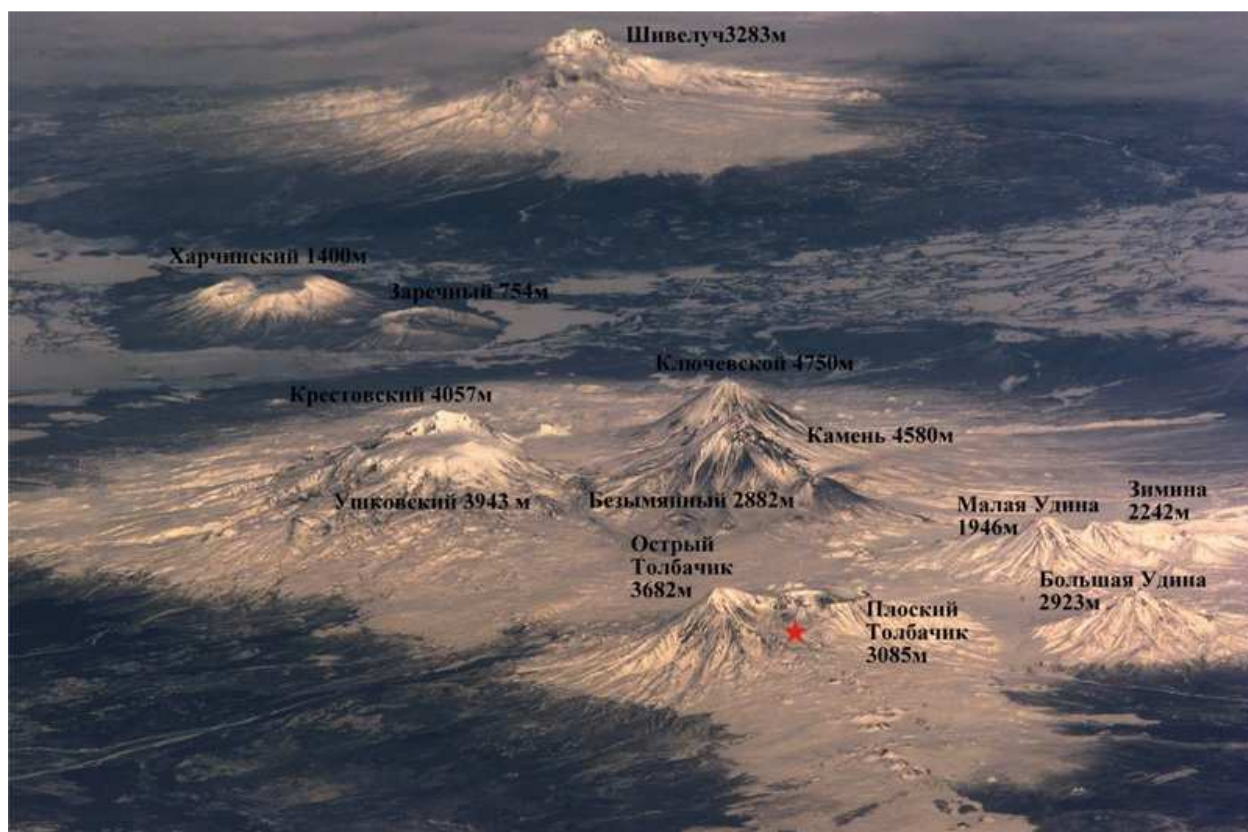
4. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М., Наука, 1980.

5. Округин В.М. О рудных минералах продуктов Большого Трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 59-71.

6. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В. Об аномалии сейсмического режима, предвещающей Новое (2012) Трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Выпуск 20. С. 16-19.

7. Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Магуськин М.А., Овсянников А.А. Начало нового Трещинного Толбачинского извержения в 2012 году. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Выпуск 20. С. 20-22.

8. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3-35.











ВИДІЛЕННЯ І КОРЕЛЯЦІЯ СЕРГІЇВСЬКОЇ СВІТИ В НИЖНЬОМУ ВЕНДІ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Полищук А.М.

Сергіївська світа свого часу була описана О.В. Крашенніковою (1956) як сергіївські верстви ізяславської світи верхнього рифею за керном свердловини 6, пройденої поблизу с. Сергіївка Рівненського району. Поширена в Кременецькій СФЗ (рис. 14).

Світа представлена покривами (в більшості випадків не більше трьох) титанистих плато-базальтів, розшарованих строкатоколірними вулканогенно-осадовими (переважно псамітові і алевритові туфіти) та вулканоміковими (аргіліти, алевроліти, пісковики і гравеліти) відкладами загальною потужністю до 70 м (св. 16946).

Базальтові покриви розкриті свердловинами 112, 113, 116, 123, 1531, 1565, 3661, 3669, 3672, 3640, 16944-16947, Жобрин, Кременець. Броди, Хмелівка, а також кар'єрами «Мидський», «Іванодолинський». «Берестовецький» на Рівненщині

Базальні вулканомікові відклади в основі сергіївської світи з розмивом залягають на бабинських верствах пригоринської світи нижнього венду. Серед них у басейнах р. Стир та р. Горинь (кар'єр «Берестовець», св. 103, 123 та інші) знаходяться гальки і валуни базальтів, трахітів і латитів (за петрографічним і хімічним (табл. 8) складом). Знахідки серед утворень сергіївської світи гальок трахітів вказують на ймовірність існування на території Волині в досергіївській частині розрізу волинської серії трахітових вулканічних споруд.

Наявність в сергіївській світі між покривами базальтів вулканомікових осадових відкладів із виразною шаруватістю потужністю до 13 м свідчить, що фази вивержень (від одного до чотирьох) в часі були віддаленими між собою.

Туфіти в розрізі сергіївської світи переважно алевролітового складу часто містять лінзоподібні прошарки слабозцементованих різнозернистих туфогенних пісковиків та обломки ефузивів, представлених дуже зміненими порфіритами, трахітами та базальтами. Алевролітові туфіти широко розповсюджені в басейні р. Горинь і виявлені не тільки на ділянках поширення базальтів, але і за їх межами (сс. Берестовець, Ходоси, Біла Криниця, Сергіївка, Белотин, Угольці, поблизу м. Остріг.

В східній частині Волино-Подільської СФЗ базальтові покриви виклинюється і

вулканогенно-осадовий розріз заміщуються в Ізяславській СФЗ нормально-осадовими красилівськими та новоселівськими верствами случької світи.

Місцями (кар'єри Берестовець, Іванова Долина і природні виходи по р. Горинь) покриви базальтів сергіївської світи однорідні за будовою і складені на всю потужність титанистими фанеритовими різновидами базальтів, для яких характерна добре виражена стовпчаста окремість. На контакті такого базальтового покриву з вулканоміковими алевролітами, що його підстелюють, характерні для покривів якушівських верств лавокластичні брекчії відсутні. Натомість вздовж контакту розвинута зона (до 10 см) освітлення і смектитизації базальтів, а зона закалки в алевролітах не проявлена. Морфологія підшви базальтового покриву свідчить про розчленованість поверхні, на яку виливалися базальтові лави, а наявність серед вулканомікових відкладів гравелітів з окремими валунами ефузивів (днище кар'єру Берестовець) вказує на можливість існування в той час на досергіївській поверхні алювіальних річкових долин.

Місцями в базальтовому покриві спостерігаються наскрізні ділянки подрібнення і епігенетичних змін базальтів, названі польськими геологами «кам'янами». Вони виражені структурами катаклазу порід, їх пігментацією оксидами заліза і розвитком смектит-халцедон-баритових прожилків та гнізд. Такі ділянки трактуються нами як фреативні трубки гідропрориву, що могли утворюватись під час перекриття потоком гарячої лави локальних водойм, льоду або мерзлих ґрунтів.

Фанеритові і афанітові базальти (толеїтові, низькотитанисті) містять невелику (1-2 %) мигдалин і прожилків виповнених халцедоном та яшмоїдів. Під мікроскопом текстура фанеритових базальтів долеритова та толеїтова. Порода містить до 10% заміщеного палагонітом вулканічного скла. Вміст породоутворюючих мінералів зазвичай непостійний (%): плагіоклаз – від 65-70 до 45-50, піроксени – 20-25 до 35-40, рудні мінерали – 5-10. Палагоніт розвивається по склуватому мезостазису і зазвичай виповнює інтерстиційні проміжки.

За результатами петрографічних досліджень (А. Bilowolska, N. Bakun-Czubarow, Yu.

Fedoryshyn, 2002) у зразку фанеритових базальтів із сергіївської світи (кар'єр «Базальтове») плагіоклази фенокристалів мають лабрадорит-бітовнітовий склад An_{68-73} і зональну будову: вміст Са змінюється від центру (An_{72}), до периферії (An_{52}). Тоді як плагіоклази основної маси є лабрадоритового складу – An_{55} . Клінопіроксен теж представлений різними генераціями. Найбільші індивіди (розміром біля 0.2×0.8 мм) $Wo_{40}En_{39}Fs_{21}$ складу містять більше 2 мас. % Al_2O_3 і, таким чином, є низькоалюмінієвими авгітами, часто з зональною структурою. Порівняно з облямівкою, центральна частина цих зональних зерен збагачена Са і Mg, і збіднена Fe. Дрібні зерна ($0.02-0.04$ мм) за складом відповідають піжоніту – $Wo_{11}En_{43}Fs_{46}$.

Вулканоміктові алевроліти, пісковики, гравеліти і конгломерати характеризуються

переважанням у їхньому складі теригенних основних вивержених порід (базальти, гіалобазальти, змінене базальтове скло, базальтові туфи) різноманітних форм і розмірів. Крім того, поряд з уламками порід основного складу, в алевролітах та пісковиках зустрічаються рівновеликі добре обкатані зерна кварцу, рідко – калієвих польових шпатів, гранітоїдів, кислих ефузивів та ін.. Цементуючий їх попеловий матеріал сильно змінений до повного перетворення в глинисті продукти. Цемент базального, порового та змішаного типів, репрезентований уламковими частками пеліто-алевритової розмірності в суміші з гідроокисами заліза, цеолітами та смектитами. Останні в складі алевролітів і аргілітів можуть складати до 80% об'єму породи.

УДК 551.79(477.75)

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ІСНУВАННЯ РАННЬОГОТЕРІВСЬКИХ
РИФОГЕННИХ СПОРУД (БАСЕЙН Р. БОДРАК, ГІРСЬКИЙ КРИМ).

Попова Л. В.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, геологический факультет, ул.
Васильковская, 90, Киев, 03022

Палеогеографічні та палеоекологічні особливості морського басейну, що існував на території Південно-Західного Криму в готеріві, тісно пов'язані з загальним перебігом неокомського етапу геологічної історії Гірського Криму. Незвичайна складність неокомського етапу послідовно відмічалася цілим рядом авторів, починаючи з М. В. Муратова. Примхливе чергування трансгресій, регресій і інгресій було наслідком як складної тектонічної ситуації [6] так і розчленованості берегової лінії і значних перепадів палеорельєфу морського дна [8]. Але існував і ще один чинник, що додатково ускладнив палеогеографічні реконструкції – це поширення органогенних споруд.

Теплий мілководний беріас-баремський басейн на території сучасного Гірського Криму характеризувався значним поширенням невеликих водоростево-коралових біогермів. Загалом смуга біогермів і біостромів мігрувала з півдня на північ (рис. 1) – тенденція, успадкована ще від юрського часу. Ця смуга берегових та бар'єрних споруд розірвана на окремі фрагменти, оскільки формування біогермів, крім тектонічного фактора (занурення території) додатково контролювалося цілим комплексом умов: рельєфом дна, солоністю, течіями, кількістю теригенного матеріалу, що надходив в басейн (внаслідок чого для розселення склерактиній непридатними були пригирлові ділянки), тощо. Зменшення розмірів окремих біогермів і площ їх поширення [7] створює враження, що протягом неокому цей комплекс умов на території Криму поступово ставав все менш сприятливим. Який же внесок в кризу коралових угруповань вносила динаміка кожного із згаданих факторів?

Тектоніка. Готерівські коралові угруповання існували в умовах трансгресії [2, 8], що розповсюджувалась в напрямку т.з. Симферопольського суходолу з палеобасейну, розташованого в межах сучасної Головної гряди Кримських гір. Як видно при порівнянні рис. 1а та 1б, палеогеографічна ситуація протягом беріас-валанжину змінювалася тільки в деталях,

трансгресія, в цілому, була досить поступовою, тобто, в плані тектонічної ситуації, відкривалися всі можливості для формування потужних органогенних споруд.

Теригенний знос, опріснення. Окрім тектонічної / евстатичної ситуації, причинами пригнічення готерівських коралових угруповань могли бути опріснення і теригенний знос – фактори часто взаємопов'язані, оскільки впадіння ріки в морський басейн викликає обидва наслідки. Можливо, саме так пояснюється розірваність смуги біогермів у верхів'ях Салгіра; оскільки тут (на захід від дослідженої території) для неокому показано поширення дельтових відкладів [5]. Однак, впадіння в палеобасейн ріки - фактор потужний, але локальний. Отже, для пригнічення росту органогенних споруд в басейні Бодрака слід шукати інше пояснення.

Для готеріву басейну Бодрака в якості фактора, що обмежував розвиток склерактинієвих споруд, розглядається теригенний знос, не пов'язаний з крупними річками [2]. Але якщо так, то що саме спричиняло підвищення кількості теригенного матеріалу, що поступав в готерівський палеобасейн? Зокрема це могла бути ситуація, подібна до описаної для беріасу Бельбек-Качінського межиріччя [10] (блокова тектоніка різного знаку, значні перепади рельєфу морського дна, а також і прилеглого суходолу), або нерівномірність темпів трансгресії. Такому сценарію мають відповідати конкретні особливості просторового розташування і розповсюдження в часі готерівських органогенних споруд. Іншими словами, мають спостерігатися відхилення від теоретично очікуваного розміщення органогенних споруд в 3D, не пов'язані з післяготерівською розломною тектонікою. Їх виявлення є однією із задач даної роботи. Для цього було побудовано фаціальні розрізи-профілі через ділянки поширення споруд; класифіковано ці споруди; простежено їх динаміку в часі. Метою роботи буда реконструкція палеогеографічних умов даної ділянки ранньоготерівського басейну.

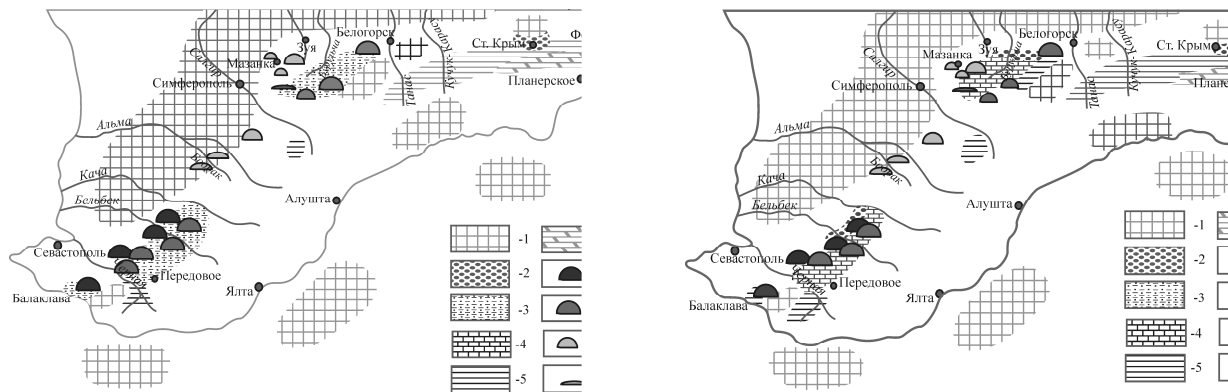


Рис. 1. Поширення нижньокрейдових органогенних споруд на території Гірського Криму, за даними [7, 10], нанесене на схему розподілу осадових порід в беріаському басейні [4] (А); і те ж саме – на фоні осадових порід валанжинського басейну (В) [4]. Умовні позначки: 1 - суходіл; 2 - літораль (галечники); 3 - піски і алевроїти; 4 - вапнякові мули; 5 - глини; 6 - мергелісті осади; 7-10 – органогенні споруди: 7 - беріаські; 8 - валанжинські; 9 - готерівські біостроми; 10 - біостроми

ТЕРИТОРІЯ І ОБ'ЄКТИ ДОСЛІДЖЕННЯ, ЇХ ПОПЕРЕДНЯ ВИВЧЕНІСТЬ

Досліджена територія розташована на правобережжі р. Бодрак, Бахчисарайський р-н., АР Крим. Виходи готерівських органогенних вапняків представляють собою смугу природних та штучних відслонень, витягнуту приблизно по падінню порід – з південного сходу на північний захід. Це південні підніжжя гір Біла, Кизил-Чигір і Зміїна, а також територія вскриші т.з. Первомайського кар'єру по видобутку діоритів, що відділений від г. Зміїна Джидайським ярмом (рис. 2).

Загалом, виходи готерівських органогенних утворень представляють собою приблизно двометровий вертикальний уступ над задернованими або вкритими осипом схилами. Над уступом, як правило, спостерігається ритмічне перешаровування малопотужних (в середньому 15 см) вапняків, що чергуються з пісковиками і пісками, причому поверхня більш піскуватих різновидів часто задернована. Загальна потужність ритмічної товщі коливається, в середньому, від 2 до 4 м (тільки у вскриші Первомайського кар'єру більша). Далі по тексту такі відклади фігурують як шарувата покрівля споруди, оскільки не з'ясовано питання про їх приналежність до відкладів периферії зовнішнього схилу пізнішої в часі споруди або лагуни. На відміну від відкладів шаруватої покрівлі, органогенні каркасні вапняки або органогенно-уламкові вапняки, які тісно пов'язані з спорудою генетично і знаходяться з нею у відношеннях фациального заміщення, далі об'єднуються під назвою масивного різновиду.

Обидві смуги природних відслонень (Біла-Кизил-Чигір, або профіль І і Зміїна, або профіль ІІ), обмежені ярмами. Основні відслонення

профілю І починаються на схід від видолінку, що продовжує собою перевал Біла-Кизил-Чигір, і закінчуються на правому крутому борті яру, що є продовженням перевалу Кизил-Чигір-Зміїна. Профіль ІІ починається в лівому борті цього ж яру біля тальвега, і закінчується біля інтрузивного тіла діабазів, відпрепарованого неглибоким рівчаком, за яким відріг Зміїної, досі відлогий, круто підіймається вгору.

Відслонення підніжжів Білої-Кизил-Чигір (**профіль І**) місцями зникають під осипом чи закриті рослинністю. Готерівські рифогенні вапняки підстилаються туфопісковиками карадазької світи або сильно зруйнованими вивітрюванням діабазами бодрацького інтрузивного комплексу. Вапняки переважно рудувато-жовті, іноді сильно піскуваті, масивно-шаруваті.

Смуга відслонень підніжжів г. Зміїна (**профіль ІІ**) майже неперервна, і нижній контакт з карадазькою світою переважно добре простежується. Причина цього – відносно більша, ніж в вапняках підніжжів Білої-Кизил-Чигіра, частка біогенного карбонату, і особливо за рахунок колоніальних склерактиній. Однак і тут в вапняках скрізь простежується шаруватість, хоча і масивна, і наростання споруди відбувається не вгору, а по латералі (в напрямку на захід). Східна частина цього відслонення детально описана І. Ю. Бугровою [2]. Вік визначається за присутністю амонітів *Leopoldia leopoldina* Orbigny як ранньготерівський. Умови існування склерактиній: розчленований рельєф морського дна, мілководдя і активне привнесення теригенного матеріалу з близько розташованого суходолу. Причини загибелі коралового угруповання – швидка трансгресія і посилення теригенного зносу [2].

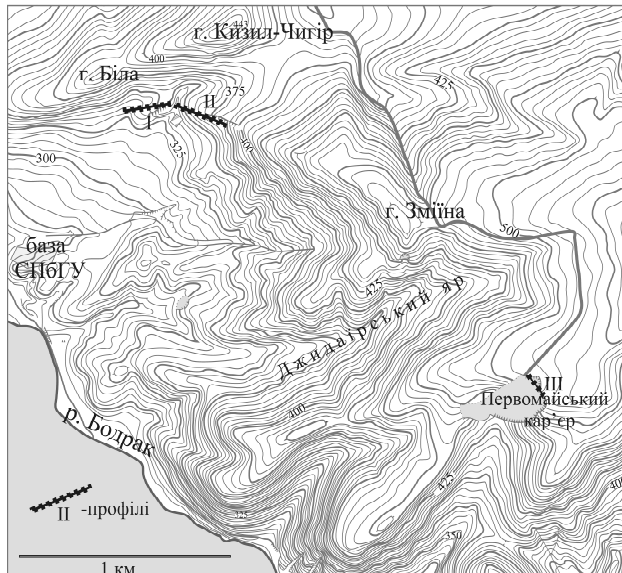


Рис. 2. Територія дослідження

На південний схід від профіля II виходить органогенних вапняків тягнуться до самої вершини гори Зміїна (рис. 3б), але ця ділянка не вивчалася, внаслідок гіршої відслоненості.

Розріз Первомайського кар'єру (профіль III) дозволяє розглянути будову шаруватої покрівлі, доступність якої для вивчення в інших відслоненнях обмежена. Профіль III тільки по дотичній торкнувся ядра Первомайської споруди, яке мало бути розташоване на місці сучасної виробітки кар'єру.

Первомайська споруда відрізняється порівняно більшою масивністю органогенних вапняків, і більш повним розвитком характерного набору фацій. Ядро споруди місцями представлене суцільним кораловим вапняком із масивних колоній, що неперервно наростали, і потужність таких утворень становить 2 м, а можливо і більше – на жаль, вони зруйновані кар'єром. Крім масивних колоній, тут зустрічаються і гіллясті форми, на Білій-Кизил-Чигір-Зміїній відсутні. Сама споруда належить до нижнього готеріву (зони *Leopoldia leopoldina-Crioceratites loryi*), а її шарувата покрівля до зони *Lytoceras nodosoplicatum* [1]. В цій же роботі наведено і опис геологічної будови Первомайської споруди, який можна підсумувати таким чином: рифова споруда розвивалася на виступі діоритів Первомайського інтрузива, а її шлейфи, складені грубоуламковою кораловою брекчією, тягнуться на захід і північний захід. При цьому потужність шлейфів (до 12 м на г. Малий Кермен) перевищує максимальну потужність вапняків ядра споруди (до 3 м), що пов'язане з розташуванням споруди на підвищенні рельєфу, сформованому інтрузією. Споруда

перекривається породами т.з. другого циклолітесового рівня щільних карбонатних пісковиків, сформованих за переважної участі одиночних склерактиній *Cunolites intumescens*, що перешаровуються з пухкими пісковиками (зона *Lytoceras nodosoplicatum*).

Основна проблема при реконструкції фаціальних і палеогеографічних умов існування Первомайської споруди загалом та сама, що і для нижньоготеривських склерактинієвих угруповань даної території взагалі – причина загибелі коралового угруповання і розшифровка угруповань/обстановок, що прийшли натовість. Картина виявляється досить суперечлива. Угруповання Первомайського рифу припиняє своє існування в умовах трансгресії [1]. Однак, це не висувається як причина загибелі коралів Первомайського рифу [1], і зрозуміло, чому. Для припущення про некомпенсоване занурення території, яке за своєю швидкістю просто перевищує всі можливості росту організмів-біогермоутворювачів, не має ніяких фактологічних підстав (див. рис. 1, і ряд робіт [2, 4, 6, 7], в яких аналізується палеофаціальна ситуація в нижньому готеріві Південно-Західного Криму). Отже, як причина загибелі даного коралового угруповання пропонується все той же теригенний знос, а також похолодання клімату і опріснення [1]. Останнє припущення виглядає особливо дивним – суходіл не ближче як в 30 км, і притому обмежений за площею, такий що не може забезпечити опріснення в результаті стоку великих річок.

Переваги похолодання і опріснення як пояснення ситуації на Первомайському біогермі, очевидно, полягають в тому, що ці процеси, якщо не мають значних масштабів, не залишають слідів в літології і будові розрізу, впливаючи лише на склад фауни; а склад фауни видимим чином змінився (колоніальні корали зникли). Хоча вже для «циклолітесового рівня», максимально близького до органогенної споруди в часі, доводиться реконструювати мілководні умови, а оскільки там багата нормальноморська фауна, в тому числі і численні склерактинії (одиначні), то принаймні від опріснення вже не залишається і сліду. Похолодання також не вписується в загальну картину кліматичних умов в нижній крейді. Навіть посилений теригенний знос, єдина із намічених в роботі [1] причин загибелі Первомайського рифу, що має реальні підтвердження літологією розрізу, викликає питання. Циклолітес-подібні корали як життєва форма, мабуть найгірше із всіх склерактиній пристосовані до існування в умовах сильного

теригенного зносу, і саме вони прийшли на зміну угрупованню Первомайського рифу.

Ключ до отримання несуперечливої реконструкції палеогеографічних умов, в яких існувало і загинуло угруповання Первомайського рифу, на думку автора, можуть дати просторові співвідношення між шаруватою і масивною частинами розрізу готеріву Первомайського кар'єру. Пряме вирішення питання про співвідношення каркасних вапняків Первомайської споруди і відкладів «циклолітесового» рівня неможливе, оскільки на сьогодні для вивчення залишається доступною тільки периферія зруйнованої кар'єром споруди.

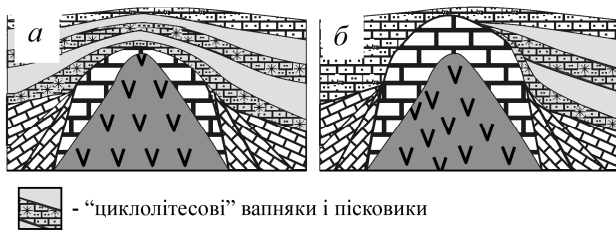


Рис. 3. Співвідношення масивного різновиду органогенних вапняків і шаруватої покрівлі Первомайської споруди за Барабошкіним Е.Ю [1] (а) і згідно з поглядами автора (б)

«Циклолітесові» вапняки безсумнівно пізніші, але, тут, як і для будь-якої органогенної споруди, в принципі можливі різні форми співвідношення з молодшими за віком відкладами: контакти в клин, в лінзу, прилягання, облікання (рис. 3.б) – або повне перекриття малопотужної споруди субгоризонтальними відкладами (рис. 3.а). Кожний із варіантів передбачає і свою реконструкцію фаціальних і палеогеографічних умов. Зокрема, в першому випадку більш вірогідним є посилення теригенного зносу як основний негативний фактор, в другому слід, очевидно, шукати інші причини.

МЕТОДИ

В роботі використано комплекс методів, рекомендованих для геологічної з'йомки органогенних споруд [3].

Первинний матеріал, що аналізується, складають описи колонок з виміряними елементами залягання поверхонь. На даному етапі роботи в центрі уваги – площа нашарування і елементарне геологічне тіло між двома площинами нашарування, а літологія і фауна представлені тільки в загальних рисах. Поглиблене літологічне і палеонтологічне вивчення планується на подальших етапах роботи.

РЕЗУЛЬТАТИ. АНАЛІЗ СТРУКТУРНИХ ДАНИХ

В органогенних спорудах вимірювання елементів залягання звичайними методами часто неможливе, внаслідок масивності відкладів ядра споруди і розвитку біоморфної шаруватості. Найбільш надійним методом вважається використання т.з. порожнин-ватерпасів [3]. В відкладах же тих фацій органогенних споруд, де площини нашарування добре виражені, вони часто не відповідають площині горизонту під час формування споруди, внаслідок того, що переважають контакти прилягання, облікання, лінзовидного вклинювання тощо [3]. Але органогенні вапняки басейну Бодрака, навіть їх каркасні різновиди, внаслідок вже неодноразово згадуваної пригніченості склерактинієвих угруповань, мають площини нашарування, хоча і дуже невитримані по латералі. Елементи залягання, виміряні за цими площинами, виявляють, природно, помітну варіацію (її ілюструє рис. 4а), яка пояснюється тим, що поверхня нашарування в органогенній споруді в вихідному варіанті мала відхилення від горизонталі. При цьому більше варіюють елементи залягання шаруватої покрівлі розрізу готеріву, а поверхні нашарування масивних різновидів більш сталі. Значення елементів залягання масивних різновидів готерівських рифогенних вапняків, осереднені по всіх точках спостереження, стали основою для структурних побудов (рис. 4б, 5, 6). Значення елементів залягання пластових різновидів мають допоміжну роль, зокрема допомагають визначити зовнішній борт споруди і межі між окремими елементарними спорудами.

Побудова висотної арфи (рис. 4б) показує, що теоретично очікувані виходи підосви і покрівлі масивних різновидів готерівських органогенних вапняків задовільно співпадають з фактично спостереженими (за виключенням західної периферії споруди підніжжя г. Біла).

При побудові літолого-фаціальних профілів (рис. 5, 6) орієнтація площини профілю обиралася максимально наближена до всіх точок спостереження даного профілю. Реальна орієнтація відслонення, як видно на рис. 2 та 4, іноді помітно відрізняється від орієнтації побудованого профілю. Профілі рис. 5, 6 дещо ідеалізовані. Вони побудовані із збереженням вертикального і горизонтального масштабу, а також положення виходів готеріву на профілі і потужності масивного різновиду і шаруватої покрівлі рифогенних вапняків; але всередині цих меж важливі деталі розрізу дещо збільшені, деякі повторювані частини профілю пропущені, а

зображення решток фауни взагалі наведені без масштабу – все це зроблено, щоб максимально інформативно навантажити профілі

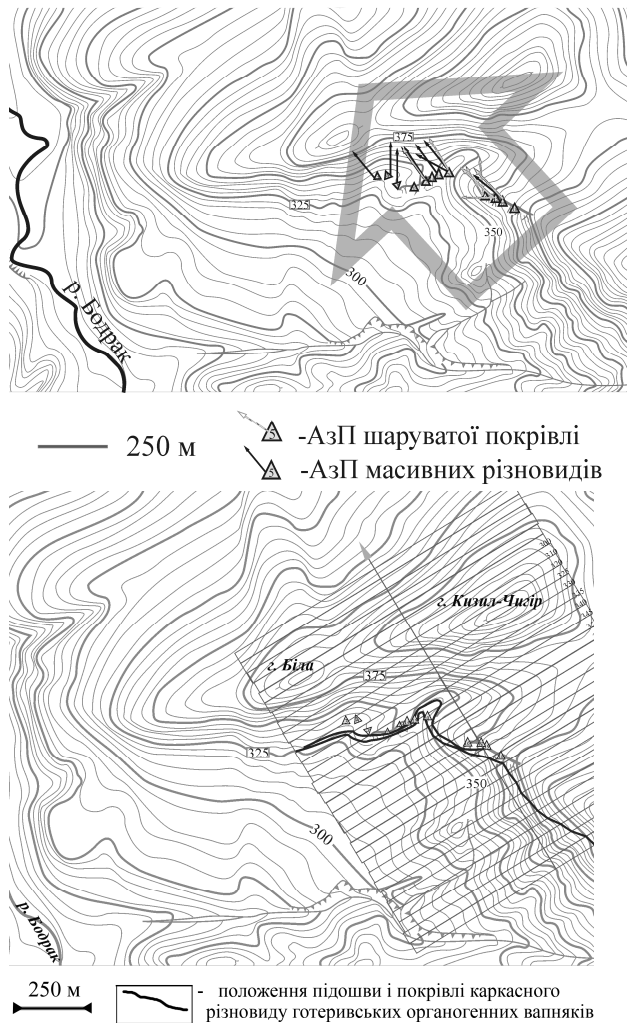


Рис. 4. Досліджені розрізи (профілі I і II) на фоні вірогідного напрямку трансгресії за [7, 8] (показаний прозорою стрілкою) – А. Положення підшови і покрівлі масивного різновиду готерівських вапняків, відбудоване за допомогою методу висотної арфи – Б

Основна ідея таких профілів полягає в тому, що на площині профілю відображується проекція лінії падіння, яка представляє собою проекцію готерівської горизонталі на дану площину. Якщо споруда розвивалася в умовах постійного стояння рівня моря, то положення підшови і покрівлі споруди на всьому профілі буде паралельне до цієї лінії. Відхилення вгору будуть свідчити про високе стояння рівня моря, порівняно з тією частиною профілю, де підшови готерівських відкладів співпадає з «готерівською горизонталлю».

Споруда південно-західних схилів г. Зміїна. Найбільш проста ситуація повної відповідності підшови споруди до «готерівської горизонталі» спостерігається на південно-західних схилах г.

Зміїна (рис. 6). На дослідженій ділянці ріст споруди почався на виступі інтрузивів (східний край профілю), і наростання споруди відбувалося переважно по латералі, а не в висоту. Колонії коралів масивні, каравасподібні, до 70 см в діаметрі. На західній периферії споруди фіксується вимоїна, заповнена майже виключно губками-пероніделами (пероніделовий вапняк). На захід від цієї точки, колонії сідають на зовнішньорифову грубоуламкову брекчію. Все це безсумнівно відбувається за сталого рівня моря: підшови і покрівля готерівських рифогенних вапняків відповідають «готерівській горизонталі».

Тс 17 представляє собою зовнішній схил споруди г. Зміїна. Тут переважають контакти «в клин» і «в лінзу», а різнобій азимутів падіння ритмічної товщі (рис. 3.а) показує, що пізніші відклади поховували під собою округлий пагорб. Подальші точки спостереження на цьому профілі представляють собою органогенні вапняки з колоніями в перекинутому заляганні. І тільки в тальвезі яру (тс.20), де знову спостерігається підшови рифогенних вапняків (сильно вивітрелі діабаз), з'являються колонії коралів в прижиттєвому положенні.

Тут положення підшови на п'ять метрів нижче від готерівської горизонталі, що можна було б проінтерпретувати таким чином, що за проміжок часу, що пройшов між існуванням цих коралів, і угруповання, дослідженого ближче до вершини Зміїної, рівень моря піднявся на 5 м. Однак, зміна умов від фацій ядра споруди до фацій периферії біогерму, що простежується зі сходу на захід, і склад фауни в тс 20 свідчать про те, що це тільки більш глибоководна частина тої ж споруди, її схили. Тут крім колоніальних форм коралів присутні також одиночні, нами більше ніде на ділянці профілю II не виявлені (Бугрова [2] вказує на нечисленні *Montlivaultia*). Також зустрічаються двостулки роду *Pinna*. Ці схожі на наконечники списів молюски з тонкою черепашкою встромлялися гострою маківкою в піщаний або мулистий ґрунт і додатково закріплювалися бісусом. Навряд чи такий спосіб існування був придатний для мешканця органогенної споруди, де навіть склерактинії формували виключно масивні колонії з широкою основою, щоб опиратися дії хвиль і де проміжки між колоніями заповнювалися грубим детритом і уламками діоритів.

Споруди підніжжя г. Біла-Кизил-Чигір. Рифогенні вапняки підніжжя г. Біла-Кизил-Чигір (профіль I) відрізняються краще вираженою шаруватістю і збільшенням частки піщаного матеріалу. Колонії склерактиній також масивні

караваєподібні, їх розміри зменшуються від 0,5 м. в діаметрі в нижніх верствах, до 5 см – в верхніх верствах масивної частини розрізу. Основна частина відслонень на профілі також розташована у відповідності до готерівської горизонталі. Але в східній частині профілю підосва споруди виразно підіймається – приблизно на 7-10 м. Тут вапняки відрізняються масивною текстурою, розміри колоній переважно крупні (близько 0,5 м), піщаного матеріалу мінімальна кількість. Це невеликий (10 м в діаметрі і до 4 м в висоту) одновершинний біогерм в його класичному вигляді. В 1 м нижче від його підосви спостерігаються виходи діоритів. Характерно, що в західній його частині краще виражені грубоуламкові («зовнішньо-рифові») відклади, а в східній частині вапняки, що складають біогерм, більш піскуваті; а також і підстеляються пісками (очевидно, зарифовими відкладами). Далі на схід біогерм різко заміщується гравелітами і пісковиками, спочатку тонко-, потім грубошаруватими.

Загальні риси будови рифогенних вапняків г. Біла-Кизил-Чигір виглядають віддзеркаленням таких профілю II. Горизонтально-шаруваті відклади основної частини розрізу відділені западиною, заповненою пероніделовий вапняком, від своєрідного периферичного «бастіону», чия поверхня вище, ніж поверхня основної частини споруди (у випадку профілю I – помітно, у випадку профіля II незначно). Це схоже на риф-флет і водоростевий вал – хоча ця паралель не охоплює всіх фактів. Наприклад, загадковою є приуроченість до периферії споруд орієнтованих тангенціально западин, виповнених виключно скелетами перонідел, а також грубоуламковий характеру відкладів, звернутих в бік «флету» профілю I (такі відклади мали б спостерігатися з боку відкритого моря).

Особливої уваги заслуговує західна периферія профіля I. Це ті відслонення по обох бортах яру-продовження перевалу Білої-Кизил-Чигір, розташування яких відхиляється від отриманого за допомогою висотної арфи. Ці точки різко відрізняються і за елементами залягання (рис. 3 а): якщо в середньому для готерівських вапняків підніжжя Білої, Кизил-Чигір і Зміїної АзП 328, то тут поверхні нашарування органогенно-детритових різновидів масивних вапняків падають майже на північ (під кутом 2-3°). При цьому розріз правого і лівого борту даного яру добре корелюється за наявністю характерного прошарку вапняку з крупним детритом, який підстеляє детритові і кавернозні верстви з падінням на північ. В лівому борті яру над цими відкладами спостерігаються грубоуламкові

кавернозні відклади з колоніями в перекинутому заляганні. В правому борті ця верхня частина розрізу, очевидно була розмита в альбі (на верхній поверхні детритових вапняків готеріву в тс.5 спостерігаються каверни, виповнені кварц-глауконітовим альбським пісковиком).

Оскільки ніяких ознак розломних порушень тут не вбачається, слід припустити, що падіння цих верств готерівських вапняків на південь є наслідком їх первинно похилого залягання. Якщо привести до горизонталі елементи залягання готеріву в цілому (Аз.П 328, кут 7,5), то первинне падіння цих порід мало становити перші градуси на південний схід. Це відповідає ситуації на зовнішніх, звернутих в бік відкритого моря схилах. Отже, готерівські відклади обох бортів яру-перевалу Білої-Кизил-Чигір слід віднести до периферичних відкладів зовнішнього схилу споруд, розташованих далі на північ, очевидно, пізніших в часі і відповідних наступним стадіям трансгресії, що розвивалася (більш високому стоянню рівня моря). Ці відклади заповнювали депресію морського дна на захід від споруд профілю I. В такому випадку і спостережене відхилення виходів готеріву від положення, реконструйованого за допомогою висотної арфи (рис. 4 б) зробилося б зрозумілим.

Розмежування окремих споруд, що відслонюються на схилах г. Біла, Кизил-Чигір та Зміїна. Найбільш простий підхід до цього питання – припустити, що яри закладалися на ділянках розвитку більш пухких міжбіогермних відкладів, тоді як міцні органогенні вапняки споруд краще протистояли вивітрюванню. Така модель добре узгоджується з усіма спостереженими фактами. Характерними ознаками зовнішньої периферії споруди і її схилу, наряду з появою грубоуламкових фацій (з колоніями склерактиній в перекинутому заляганні), є знахідки одиночних коралів, а також (що добре видно на рис. 4а) збільшення дисперсії елементів залягання. На відміну від периферії споруд, ядро кожної з них, з сприятливими для росту склерактиній умовами, на рис. 4а взагалі вільне від позначок «елементи залягання» – масивна текстура порід не дозволяла цих вимірювань.

Таким чином, дві споруди сформовані під час стабільного рівня моря (перший сіквенс) – споруда схилів Зміїної і споруда основної частини профілю I, а після підвищення рівня моря – біогерм східної периферії профілю I. Вірогідно, що до цього ж (другого) сіквенсу слід віднести відклади західної периферії профілю I (з падінням на північ).

При порівнянні органогенних утворень Зміїної і Білої-Кизил-Чигір впадають в око кращі умови для розвитку склерактиній в першому випадку. Це можна пояснити тим, що споруда II до певної міри екранувала споруду I з боку відкритого моря. Якщо виходити з даних [8], споруда I розташована ближче до суходолу, але враховуючи незначну відстань між обома спорудами, саме по собі це не могло дати помітний ефект. Скоріше розташування споруд на правобережжі Бодрака контролювалося не обрисами берегової лінії, а розташуванням виходів інтрузій. Відпрепаровані інтрузії підіймалися над поверхнею пухких відкладів дна басейну і створювали ділянки, оптимальні для розселення склерактиній.

Наскільки правомірно називати споруди профілів I і II біогермами? Якщо відповісти на це питання виходячи чисто з будови профілів рис. 5, 6, слід віднести ці споруди до берегових – «берег», в даному випадку, представлений

виходом інтрузивів. Однак, судячи з взаєморозташування фацій, цей берег представляв собою не більше ніж розкидані тут і там на площі досить глибоководного і віддаленого від материка шельфу діоритові скелі. Кожна придатні скеля ставала осередком росту склерактинієвої споруди. Вірогідно лагунні відклади представляють собою гравеліти, піски і пісковики, що підстеляють підшву кизил-чигірського біогерма. Така лагуна, очевидно, тяглася північніше від дослідженої смуги відслонень, оскільки згадані піски і гравеліти з'являються там, де орієнтація відслонення змінюється на північну. Але грубоуламкових відкладів фацій повномірною зовнішнього шлейфу, що належали б органогенним спорудам підніжжя Білої, Кизил-Чигір і Зміїної, не виявлено. Тому немає достатньої підстави назвати ці споруди рифами; споруда г. Зміїна з достатніми підставами може бути класифікована як рифоїд [3].

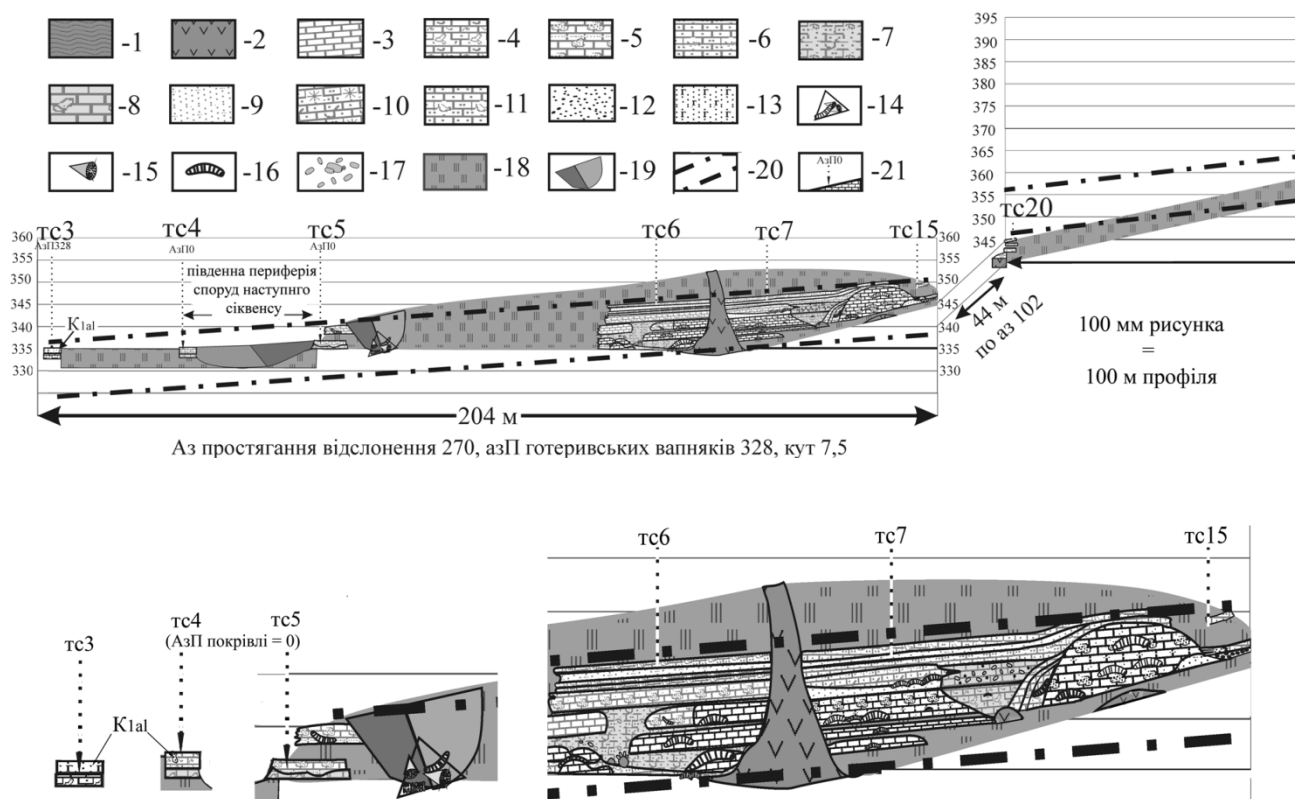


Рис. 5. Проекція «готерівської горизонталі» на площину відслонень південних схилів г. Біла і Кизил-Чигір (А – повний профіль, Б – найбільш характерні ділянки із збільшенням)

1- розмиті і перевідкладені туфопісковики і туфоалевроліти карадазької світи (J_2); 2 – інтрузії діабазів; 3 – вапняки; 4 – вапняки органогенно-детритові; 5 – вапняки органогенні, органогенно-детритові кавернозні; 6 – вапняки піскуваті; 7 – вапняки сильно піскуваті з детритом, переходять в пісковики; 8 – вапняки з крупним детритом; 9 – піски; 10 – вапняки детритові, з одиночними склерактиніями, піскуваті; 11 – вапняки детритові піскуваті; 12 – гравеліти; 13 – кварц-глауконітові пісковики, нижній альб; 14 – висипки органогенних вапняків з фауною; 15 – склерактинії одиночні; 16 – склерактинії колоніальні; 17 – губки-перонідели; 18 – задерновані схили; 19 – промоїни, схили яких закриті осипом; 20 – «готерівські горизонталь»; 21 – азимути падіння шарів

Первомайський риф. Як вже згадувалося, серед органогенних споруд дослідженої території тільки Первомайська представляє собою риф []. Пов'язано це із значними розмірами Первомайської інтрузії, яка створила оптимальні глибини для існування колоніальних коралів далеко у відкритому морі.

Відклади шаруватої покрівлі («циклогітесовий рівень») облікають борти споруди, і їх кути падіння на невеликій площі варіюють від 30° до 1-2°. Істотно змінюються по

латералі і потужності ритмічних утворень; але в цілому можна сказати, що вони значно більші, ніж в спорудах Білої-Кизил-Чигір-Зміїної. Профіль через вскришу даної споруди, побудований по падінню порід, відображує ситуацію виповнення осадом зарифової западини в палеорель'єфі морського дна. Вона знаходиться з протилежного боку від зовнішньорифових грубоуламкових шлейфів, і логічно було б проінтерпретувати цю западину як лагуну.

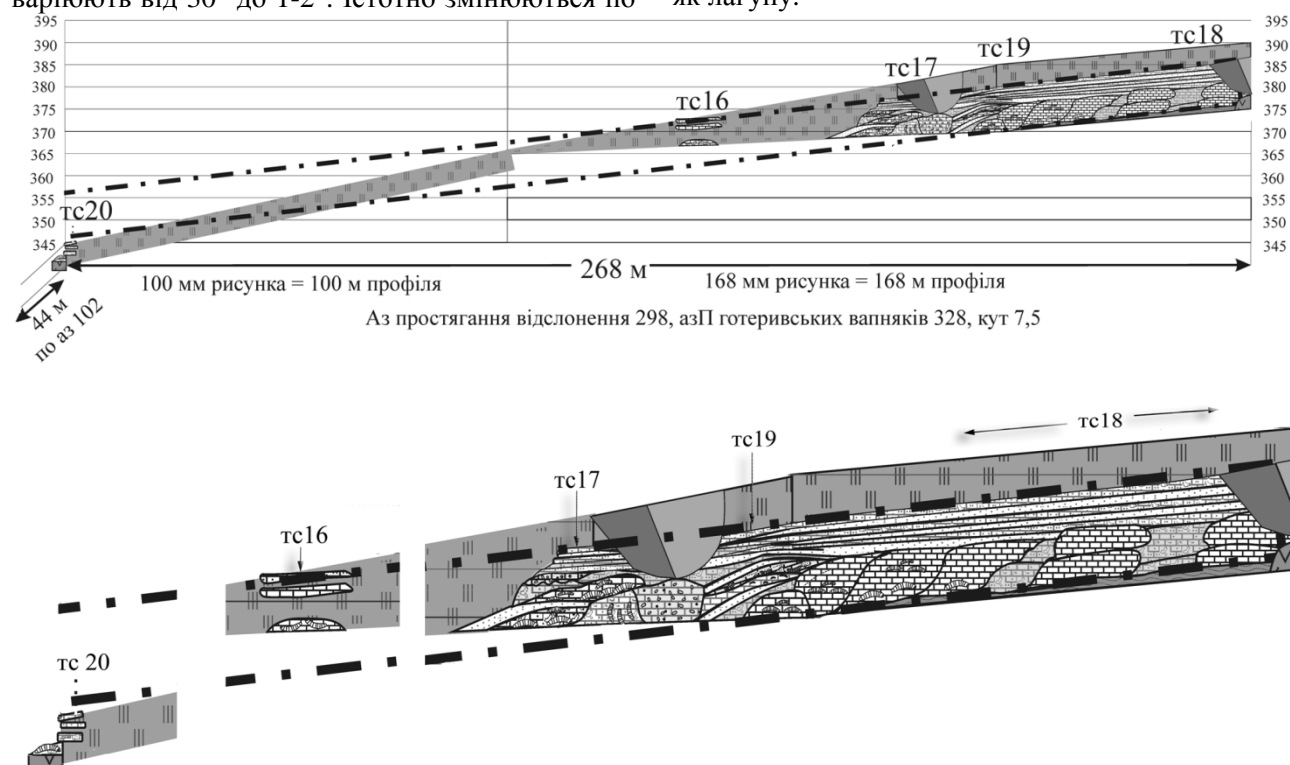


Рис. 6. Проекція «готерівської горизонталі» на площину відслонень південно-західних схилів г. Зміїна (позначення як на рис. 5)
(А – повний профіль, Б – найбільш характерні ділянки із збільшенням)

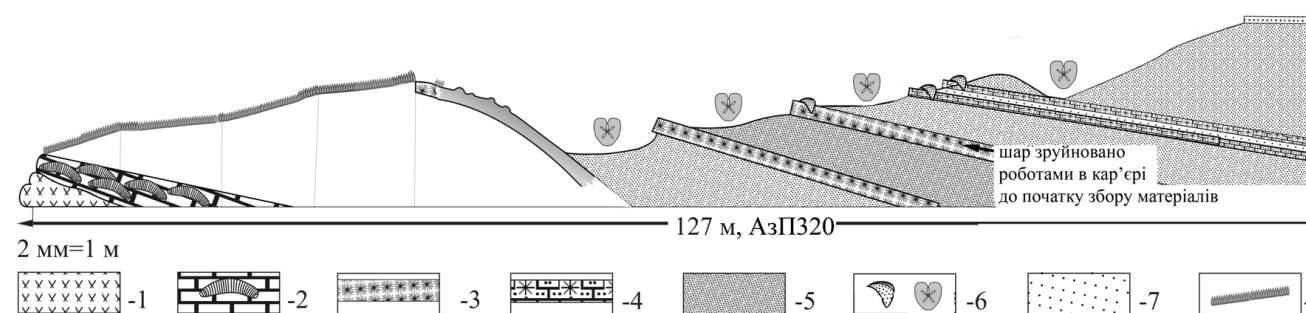


Рис. 7. Профіль через вскришу Первомайського кар'єру. Умовні позначки: 1- діорити; 2-вапняки з колоніальними склерактиніями, 3-5 «циклогітесові» верстви, 3- вапняки, 4 – вапняки піскуваті; 5-пісковики слабкоцементовані, 6- фауна; 7 –пісковики зовнішньошельфові, 8 -задерновані поверхні

Цьому повністю відповідає багата фауна інфаунного і епіфаунного бентоса. Більше того, це гетеротрофне бентосне угруповання слід було б проінтерпретувати як лагунне з точки зору його екології. Бентосна фауна представлена тут величезною кількістю екземплярів; для підтримання цієї значної біомаси угруповання «циклолітесового рівня» потребувало і відповідної автотрофної складової з високою продуктивністю – тобто, рифового склерактінієво-зооксантелового угруповання [9]. Отже, слід припустити не просто лагуну, а закриту лагуну типу атолу або фарро. Крім того і круті кути падіння порід, що облікають схили споруди, свідчать про повну відсутність гідродинаміки, що також свідчить на користь умов закритої лагуни, принаймні на ранніх етапах формування циклолітесових пісковиків.

Однак, осаждонакопичення в умовах закритої лагуни в тропічному кліматі, повинно було б супроводжуватись накопиченням евапоритів; чого не спостерігається.

ЗАКЛЮЧЕННЯ

Отже, залишаються без вичерпного вирішення питання про умови формування відкладів циклолітесового рівня Первомайського кар'єру та питання про причини загибелі Первомайського рифового угруповання.

Щодо обмеженого вертикального наростання споруд підніжжя Білої-Кизил-Чигір-Зміїної в умовах підйому рівня моря, то це можна пояснити їх приналежністю до споруд відмілинного седиментаційного бар'єру [3]. Таке припущення відповідає більшості спостережених фактів: невеликі глибини, віддалений суходіл, відсутність добре виражених грубоуламкових шлейфів споруд (це викликається незначними нахилами морського дна), швидка міграція споруд по латералі. Все це характерні риси для споруд такого типу [3]. Єдине, що не зовсім відповідає ситуації відмілинного седиментаційного бар'єру, це велика кількість теригенного матеріалу, тоді як вапняки таких споруд, як правило, добре відмиті (це третє відкрите питання стосовно палеогеографічних умов ранньоготерівського басейну на дослідженій території). Первомайська рифова споруда існувала в інших умовах, ніж споруди підніжжя Білої-Кизил-Чигір-Зміїної – очевидно, на відкритому шельфі між його крайовою частиною і відмілинною смугою.

Характерною рисою ранньоготерівського палеобасейну на всій дослідженій території були скельні виходи інтрузивів, які становили виступи в рельєфі морського дна, і якщо досягали

хвилеприбійної зони, активно руйнувалися. Практично всі досліджені органогенні споруди приурочені до таких виходів.

Можливо, всі питання, що залишилися відкритими, мають єдину відповідь. Справа в тому, що велика частка теригенного матеріалу в органогенних вапняках може бути отримана або за умови значного теригенного зносу, або за умови уповільнення біогенного карбонатакопичення. Дослідження палеоекології ранньоготерівських угруповань свідчить на користь того, що головним фактором пригнічення коралових угруповань в ранньому готеріві Криму було підвищення температури [9].

1. Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача-Бодрак // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геол. научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. - Вып.1. - М.: Изд. геол.ф-та МГУ, 1997. - С. 27-53.
2. Бугрова И. Ю. Морские организмы как индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах: учебное пособие. - СПб.: Изд.СПбГУ, 2006. - 104 с.
3. Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками /Н. М. Задорожная, Д. В. Осадчая, Л. Н. Новоселова и др. - Л.: Недра, 1982. - 328 с. (методическое пособие по геологической съемке масштаба 1: 50 000. Вып. 2. Всесоюз. науч-иссл. геол. ин-т).
4. Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестник Московского государственного университета (МГУ), серия геология. - №.3. - 1970. - С.16-25.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000. Аркуші L-36-XXIX (Симферополь), L-36XXXV (Ялта): пояснювальна записка / відп. ред. Фіколіна Л. А., Білокрис О.О., Н. О. Обшарська та ін. - К: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південекогеоцентр», 2008. - 143 с.
6. Дорофеева Э. Ф. История геологического развития Бельбек-Качинского междуречья горного Крыма в конце валанжинского-альбском веках раннего мела // Зап. Лен. ун-та. Т. 85. - 1981. - С. 96-106.
7. Кузьмичова Е.И. О фациях коралловых построек в нижнемеловых отложениях

- горного Крыма // Палеонтологический сборник. – Вып. 1. – № 3. – 1966. – С. 111-113.
8. Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.И., Конаевич Л.Ф., Габдуллин Р. Р., Бадилина И.В. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюл. МОИП. – Отд. геол. – 2009. – Т. 84, вып. 2. – С. 83-93.
9. Попова Л.В., Огієнко О.С., Салміна А.Д., Новікова А.В., Чабанюк А.П. Екологія коралових угруповань готеріву Криму // Моніторинг геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. X Міжнар. наук. конф. (17-20 жовтня, Київ). – К., 2012. – С. 252-254.
10. Arkadiev V. V., Bugrova I. Y. Facies of the Cretaceous (Berriasian) Deposits from the River Belbek Area (Southwestern Crimea) // Facies. – V. 40. – 1999. – P. 71-80.
- The palaeogeographical reconstruction of the Hauterivian biogenic buildups (Bodrak river basing, Mountain Crimea) has been proposed. It is based mainly on the facial profiles analysis which allows to establish a sea level rising during the time of the buildups forming. The biogenic buildups of mountains Bila, Kyzyl-Chigir and Zmiina were formed in bank-bar zone of shelf. Pervomaisky reef was an outer shelf buildup.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖАМГЫР (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ревинский Ю.А., Шарова Т.В.

Геолого-географический факультет, Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону

ВВЕДЕНИЕ

Согласно Наливкину Д.В. [5] структуры Тянь-Шаня входят в цен-тральноазиатскую складчатую область эпиплатформенного орогенеза, представляющую собой мозаику микроплит, образующих, по представлению В.Е. Хаина, буферную зону между столкнувшимися Индостанской и Евроазиатской литосферными плитами. В состав данного складчатого пояса входят: Каратау, Чу-Илийские горы, Джунгарский Алатау, Чингизтау, Тарбагатай, Алтай, Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саяны, Кузнецкая, Минусинская и Тувинская впадины, южная часть Витимского плоскогорья и Яблоновый хребет. Каждая из указанных структур имела свои специфические черты геодинамического, магматического развития, но в целом может рассматриваться как единый металлогенический комплекс (особенно в позднепалеозойское время) месторождений цветных и благородных металлов с некоторыми общими и специфическими чертами.

В Средней Азии выделяется пояс золото - медно - молибден - вольфрамовых месторождений [3]. В пределах выделенного пояса месторождения пространственно и парагенетически связаны со среднекаменноугольными - ранне-пермскими многофазными интрузиями пород повышенной основности и щелочно-метальности, развитыми в пределах рифейско-каледонских и каледоно-герцинских складчатых структур или внутри герцинид Тянь-Шаня. Золоторудное месторождение Джамгыр приурочено к центральной части выделяемого пояса, причем наименее изученной, примыкающей непосредственно к Талассо-Ферганскому сдвигу с юго-запада.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ

Месторождение Джамгыр располагается в пределах крупного выхода позднерифейских гранитоидов бешторского комплекса и представлено кварцевыми жилами с золотой минерализацией. Гранитоиды тектонически

ограничены от окружающих, более молодых вулканогенных и осадочных пород узунбулакской свиты венда. С северо-восточного фланга месторождение ограничивается крупным разломом северо-западного простирания, по которому проходит контакт бешторских и более молодых, верхнепермских, бакаирских гранитоидов. Этот разлом является естественной границей месторождения, так как ограничивает площадь развития золотосодержащих кварцевых жил только в пределах бешторских гранитоидов.

Широким развитием на месторождении пользуется жильная фация магматических пород. Представлена она дайками лампрофиров и диабазов как в бакаирских и в бешторских гранитоидах, так и в породах узунбулакской свиты. Карбонатные и кварц-карбонатные жильные образования имеют самое большое распространение с северо-западным простиранием, совпадающим с преобладающим простиранием даек средних пород. Мощность карбонатных жил – до 5 м, но они безрудны.

Кварц образует широкий ряд жильных форм от жил и линз (5м в раздувах) до маломощных прожилков. Также как и кальцитовые жильные формы, кварцевые жилы и прожилки обладают преимущественно крутыми углами падения. Наиболее крупные и хорошо выдержанные по простиранию кварцевые жилы образуют три группы с устойчивыми элементами залегания. Из них выделяется наиболее представительная группа – с запад-северо-западным простиранием. Отдельные кварцевые жилы с этим простиранием являются золотоносными и вмещают основные запасы месторождения (рудные тела №1 и №2). Содержания золота колеблются от первых грамм до 485 г/т, при средней мощности 1.0 м.

Глинистые швы и зоны смятия в зальбандах кварцевых жил северо-западного простирания, а также пространственное соответствие этих форм сопряженным направлениям сколовой трещиноватости месторождения подтверждают первичную сколовую природу их образования, проходившую в приповерхностных участках земной коры, в условиях плоской деформации.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТА

Пространственное распределение рудной минерализации в пределах кварцевых жил крайне неравномерно. Парагенетические ассоциации представлены на разных участках жил фрагментарно. Вместе с тем, в ряде случаев разновозрастные ассоциации совмещены, широко развито переотложение и перекристаллизация жильных и рудных минералов, гипергенные процессы.

Рудные минералы представлены пиритом (три генерации), халькопиритом, арсенопиритом (две генерации), сфалеритом, галенитом, блёклой рудой, сульфосолями свинца, сурьмы, серебра.

Объектом нашего рассмотрения является самородное золото, как наиболее распространенный и разнообразный по структуре выделения минерал.

Для определения условий генезиса золоторудной минерализации были проведены термобарогеохимические исследования кварца и собственно золота из наиболее типичного участка гипергенного обогащения кварцевой жилы. Пробы золота отличаются полимодальными эффектами газовыделения с максимумами в интервалах 60-80⁰С, 120-180⁰С, 240-280⁰С, 320-350⁰С, 450-500⁰С. Последний максимум сопровождается термической диссоциацией примесей, что проявилось в чёрном налёте на стенках капсул при их анализе, а предшествующие связаны с декрипацией включений. Для кварца, из которого извлечено это золото (проба 70168) (рис. 1а) достоверно выделяется интервал 220-300⁰С, связанный с его образованием. Декрипация золота пробы №102 (рис.1б) даёт четыре потенциально связанных с рудообразованием эффекта: 40-100⁰С, 140-200⁰С, 220-280⁰С, 360-380⁰С. Коэффициент флюидоактивности для интервала 220-280⁰С максимальный, что связывается с рудным процессом. В кварце аналогичной пробы (проба 80160) (рис. 1в) также выделяется три интервала: 160-220⁰С, 240-300⁰С, 300-400⁰С. Таким образом, основным золотоносным интервалом минералообразования является интервал 220-280⁰С, более низкотемпературное золото является гипергенным. Кварц при этом кристаллизуется как в дорудную стадию- 220-180⁰С (кварц первой генерации), так в предрудную - 370-300⁰С (кварц второй генерации) и в главную продуктивную - 280-220⁰С (кварц третьей генерации).

В соответствии с данными декрипации, макро- и микроскопических наблюдений выделяется золото трех типов. Размеры

выделений колеблются от 0,005 до 3 мм. Первое золото, таблитчатое, имеет желтый цвет и встречается в виде нарастаний на грани пирита второй генерации, арсенопирита второй генерации, нередко корродирует их или пересекает по трещинам зерна этих минералов. Размеры зерен - 0,015 - 0,02 мм. Установлен совместный рост золота со скелетными метакристаллами пирита второй генерации.

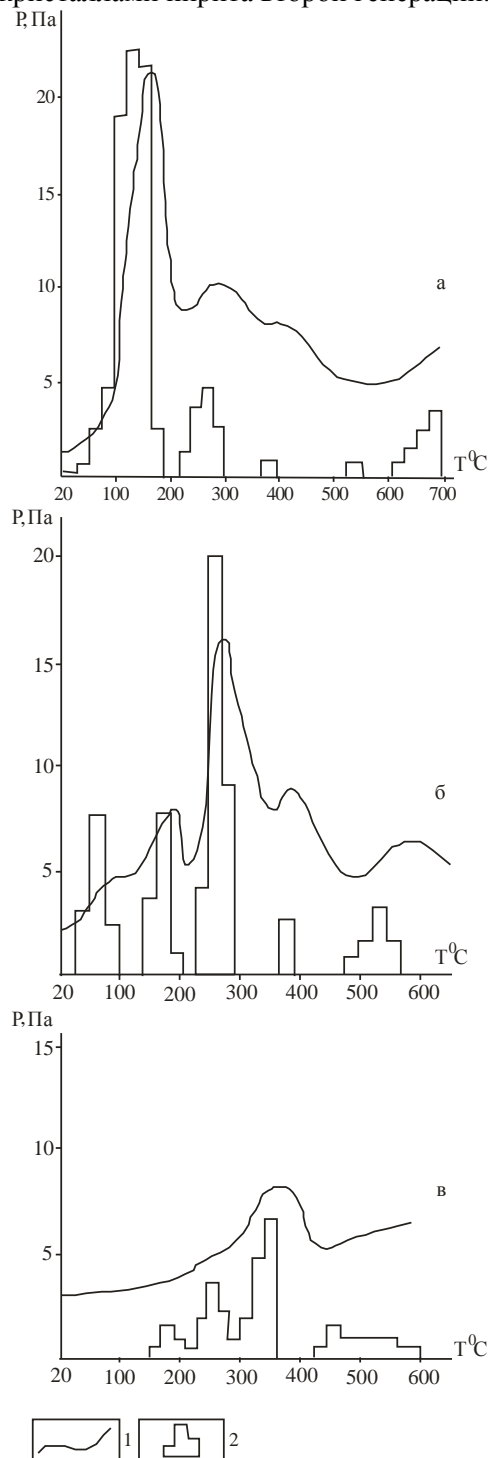


Рис. 1 Вакуумные декриптограммы: а - проба № 70168, б - проба № 102, в - проба №80160. 1. – уровень вакуума; 2.-интенсивность газовыделения

Золото второй генерации имеет "белесый" цвет и наблюдается по микротрещинам в кварце в виде зерен изометричной формы размером от 0,005 до 0,02 мм, или выполняет интерстиции в кварце третьей генерации в виде уплощенных губчато-дендритовидных выделений. Проведенными исследованиями аншлифов с применением рентгеноспектрального анализа для золота второй генерации установлено присутствие теллура, вероятней всего это калаверит.

Золото второй генерации наиболее тесно пространственно связано с блеклой рудой, которая сингенетична другим минералам. Чаще всего кристаллизуется блеклая руда почти одновременно с золотом. Однако температурный диапазон формирования золота существенно шире. Отмечено как нарастание блеклой руды на золото, так и золота на блеклую руду. Золото кристаллизовалось и существенно позже.

Золото третьей генерации имеет ярко-желтый цвет и отмечается в лимоните, который замещает пирит, в виде включений в сфалерите, неоднократно наблюдается нарастание золота на чешуйки хлорита, ассоциирующего с кварцем четвертой генерации.

Золото третьей генерации жилковато-пластинчатое, чешуйчатое, приурочено также и к микротрещинкам в кварце. Природа этого золота связана с перераспределением и укрупнением золота первой и второй генераций. Пирит замещается лимонитом, субмикрокристаллическое золото очищалось, укрупнялось и осаждалось по микротрещинам.

Пробность золота первой и второй генераций, согласно рентгеноспектральным анализам, составляет от 845 до 887⁰/₀₀, золота третьей генерации - от 907 до 948⁰/₀₀.

Таким образом, по вещественному составу руд, и количественному соотношению минералов, согласно классификации геолого-генетических типов гидротермальных золоторудных месторождений Ю.Г. Сафонова [7], месторождение Джамгыр относится к золотокварцевому жильному типу, локализованному в интрузивных телах.

ГИПЕРГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЗОЛОТА

О широком развитии гипергенных процессов на месторождении свидетельствует тот факт, что во всех аншлифах из образцов, отобранных как с поверхности, так и с глубины обнаружено замещение сульфидов вторичными минералами. Микроскопически кварц золоторудных жил разбит сетью мелких, тонких трещин,

окрашенных гидроокислами железа. Степень трещиноватости кварца зависит от расстояния до тектонических нарушений, которые значительно развиты на месторождении в силу сложной истории формирования структуры месторождения. То есть можно говорить о наличии зоны окисления, распространяющейся, согласно имеющимся данным, глубже 160 м (горизонта шт.2 - 3290 м) по рудному телу №2 и глубже 230 м по рудному телу № 1 (горизонт шт.1 - 3220 м.) (рис. 2) О миграции золота в зоне окисления свидетельствуют некоторые факты, аналогичные ранее установленным для гипергенно обогащенных золоторудных месторождений северо-востока Азии [6].

Висячем зальбанде как полого, так и круто залегающих участков кварцевых рудоносных жил содержание золота повышается. Примерами могут служить все пробы месторождения с содержаниями золота выше 50.0 г/т. При этом золото образует, видимые выделения размером до 2-3 мм и вместе с рыхлыми образованиями гидроокислов железа заполняет трещины в кварце. Системы трещин, заполненных гидроокислами железа и золотом, имеют видимую связь с граничной поверхностью кварцевой жилы. Участок жилы с видимым золотом чаще не превышает 1-2 метров в длину.

Поверхности трещин в кварце, выполненные гидроокислами и золотом, имеют ноздреватый вид. Характерно наличие каверн выщелачивания в кварце, ранее насыщенном газово-жидкими включениями и менее интенсивного выщелачивания позднего чистого кварца, выполняющего ортогональную систему трещин в кварце ранней генерации. В этих же образцах обнаружено выделение халцедона. На одних участках корочка халцедона нарастает на золото, на других оно садятся на халцедоновые корочки. Во всех образцах наблюдаются взаимные прорастания золота и лимонита.

Обнаруженная на месторождении приуроченность крупных (до 3 мм) выделений золота к отдельным плоскостям полосчатости кварцевых жил подчеркнута вторичными минералами - малахитом, азурином, лимонитом, что отмечалось Н.В.Нестеровым [6] в зонах окисления других золоторудных месторождений.

Явление образования каймы высокопробного золота коричневатого-желтого цвета, так называемое "горчичное золото", обнаруженное при структурном травлении, было описано Альбовым М.Н., Черепкиным В.К. [1, 9] в месторождениях с золото-теллуридной минерализацией, как продукт разложения золотосодержащих теллуридов.

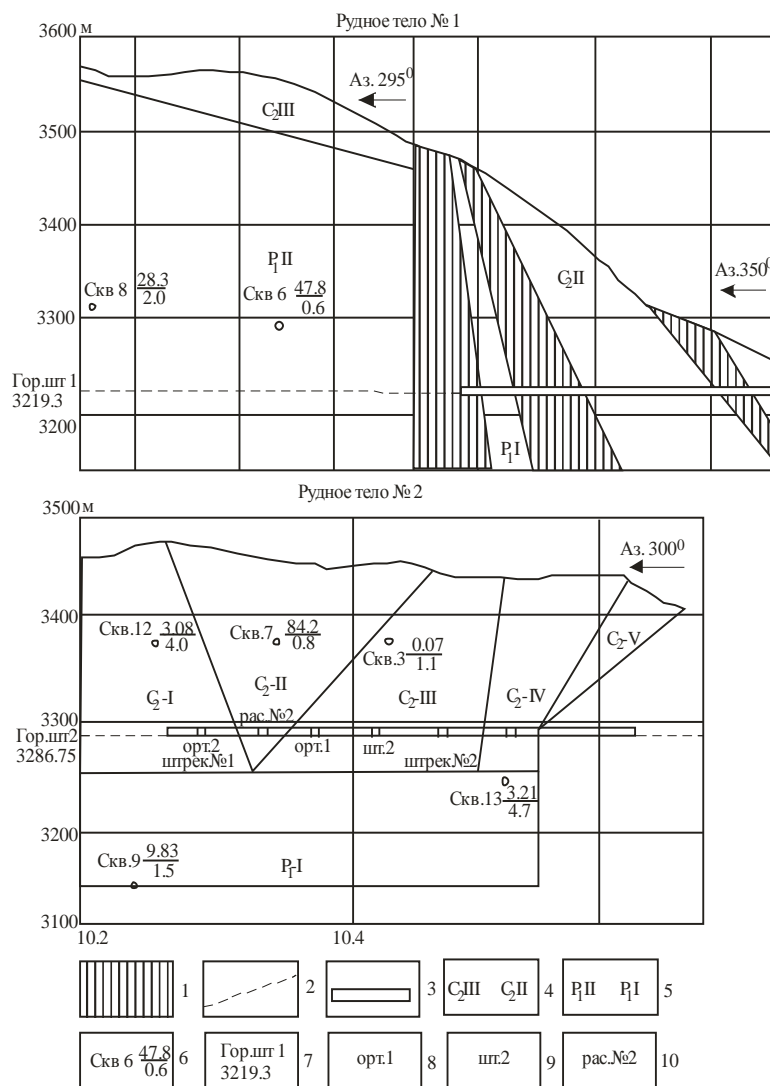


Рис. 2. Проекция рудных тел № 1 и № 2 на вертикальную плоскость

1–Зияния в рудных телах; 2. –Продолжение штольневых горизонтов; 3.- Штольневой горизонт; 4. –Блоки подсчета запасов; 5. –Блоки подсчета прогнозных ресурсов; 6.-Пересечение скважиной рудного тела, числитель-содержание золота, знаменатель-мощность рудного тела; 7. –Отметка устья штолен; 8. Орт; 9.-Штрек; 10.-Рассечка

Травление золота в аншлифах царской водкой дало следующие результаты. Золотины в образцах, взятых с поверхности протравливались равномерно без выделения каких-либо неоднородностей, а в золотилах из образцов, отобранных с глубины 160 м (гор.шт.2) структурное травление проявило в одном случае бухтообразное выделение, в другом образовании несплошной коричневатой-желтой каймы более высокопробного золота.

Установлено уменьшение пробности золота с глубиной, что связано, вероятно, с тем, что в зоне окисления происходило возрастание пробности золота в результате самоочищения.

Уменьшение пробности золота в рудных жилах по мере перехода от окисленных руд к первичным известно и описано [1]. Новообразованное золото нередко самостоятельно образует зерна высокой пробы,

поэтому главным отличием эндогенного и гипергенного золота должно служить повышенная пробность второго.

Наблюдаемая в аншлифах ассоциация золота с лимонитом и другими вторичными минералами служит важным показателем миграции золота в зоне окисления [2], [9].

В типичном случае в приповерхностных частях золоторудных месторождений, измененных в результате гипергенных процессов, выделяются следующие подзоны в пределах зоны окисления (по Альбову М.Н., Нестерову Н.В., Билибину Ю.А.): подзона полного окисления, подзона выщелачивания, подзона окисного обогащения.

На месторождении Джамгыр в результате неотектонических движений и большой продолжительности зимнего периода подзона полного окисления выражена слабо. Процессы

окисления интенсивнее развиваются вдоль тектонических нарушений, контактов рудных тел и на участках, содержащих повышенное количество сульфидов. Рассматриваемая подзона характеризуется наличием рыхлых выделений лимонита. Наиболее сильно подзона полного окисления развивается по субширотным тектоническим зонам, вскрытым штольнями. Кварц этих зон сильно выщелочен, имеет кавернозную текстуру, каверны заполнены рыхлыми отложениями лимонита. Видимое золото отсутствует. В пробах, отобранных из этого кварца, золота нет или содержание его в 2-3 раза меньше среднего по месторождению.

На основании результатов исследований образцов руд, взятых с горизонтов штолен № 1 и № 2, можно сделать вывод, что горные работы велись в зоне выщелачивания. Для этой зоны характерно частичное или полное замещение сульфидов вторичными минералами - малахит, азурит, лимонит, халькозин, ковеллин, пустоты выщелачивания и трещины в кварце цементируются лимонитом или другими гипергенными минералами, содержание золота по сравнению с подзоной полного окисления несколько выше, но ниже чем в подзоне обогащения.

Из литературных источников [6] известно, что подзона вторичного золотого обогащения локализуется не только в основании зон окисления, но и на других ее горизонтах в структурно благоприятных участках рудных тел. К ним относятся в данном случае участки малой мощности, пережимы, участки выклинивания жил, соединение рудных тел по падению, их пологое склонение и послерудные смещения.

Основным признаком поясов вторичного золотого обогащения является максимальный процентный выход ураганных проб. По мнению Альбова М.Н. [1], при выявлении горизонтов вторичного золотого обогащения в качестве нижнего предела "ураганной" пробы "достаточно принять любое постоянное содержание металла, одинаковое для многих месторождений, которое по своей величине было бы в 3-5 раз больше среднего содержания металла в этих месторождениях".

Среднее содержание золота на месторождении Джамгыр составило около 10 г/т, следовательно, ураганной проба будет при содержании свыше 30-50 г/т. В рудных телах, вскрытых горными выработками, пробы с содержанием золота свыше 30 г/т приурочены к перечисленным выше структурно благоприятным для гипергенного обогащения участкам.

Важнейшим элементом гипергенной зональности месторождений, влияющим на локализацию золота, являются границы зон и подзон.

Резкой смены минеральных ассоциаций в вертикальном разрезе, как правило, не наблюдается и границы между вторичными зонами и подзонами могут быть проведены лишь условно. Характерными особенностями таких границ на Джамгырском месторождении, вероятней всего, является их извилистость и непараллельность, поэтому проведение границ между вторичными подзонами затруднено из-за низкой степени разведанности месторождения.

В типичных случаях нижняя граница зоны окисления совпадает с уровнем грунтовых вод, однако в данном случае она, по-видимому, устанавливается по уровню реки Каракасмак, находящейся на абсолютной отметке 2800 м. Таким образом, зона окисления имеет мощность около 650 м.

Из вышеупомянутых данных по золоторудным месторождениям известно, что основная подзона вторичного золотого обогащения приурочена к нижней части зоны окисления. Н.В.Нестеровым [6] установлена мощность вторичного обогащения - в среднем 50 метров. Основным условием образования подзоны окисного обогащения, по мнению В.К. Черепкина и В.К. Бернатониса [9] является резкое понижение уровня грунтовых вод, происходящее обычно в результате тектонического поднятия местности, что имело место на Джамгырском месторождении.

Таким образом, по совокупности приведенных выше данных можно предполагать наличие в нижней части зоны окисления месторождения подзоны вторичного золотого обогащения, расположенной как на глубинах 500-550 м, так и в пределах отдельных участков кварцевых жил, имеющих сложное строение. Подтверждением могут служить данные, проиллюстрированные на проекциях рудных тел №1 и №2 на вертикальную плоскость (рис. 2). Рудное тело № 1 (на горизонте штольни № 2-3290 м) находится в зоне выщелачивания с единичными участками вторичного обогащения. Скважинами № 9 и № 12 рудное тело № 2 вскрыто на глубине (горизонт 3130 м) также с низкими содержаниями золота.

На горизонте штольни № 1 (3220 м) вторичное обогащение проявлено более значительно (содержания золота достигают максимальных значений по месторождению - 320, 420 г/т). То есть зона гипергенного окисного обогащения и для рудного тела № 2 находится

между горизонтом штольни № 2 и горизонтом скважин № 9 и № 12, поскольку проекция горизонта штольни № 1 находится между ними. При этом вертикальная мощность оценивается ориентировочно в 50 м и содержания золота значительно превосходят средние по месторождению.

ВЫВОДЫ

1. По геолого-структурным условиям и вещественному составу руд, согласно классификации геолого-генетических типов гидротермальных золоторудных месторождений, месторождение Джамгыр относится к золотокварцевому жильному типу, локализованному в интрузивных телах

2. В распределении содержаний золота в рудных телах в зоне окисления большую роль играет гипергенная зональность.

3. Содержание золота в первичных рудах будет в 1,5-2 раза меньше среднего по Джамгырскому месторождению, определенного на данной стадии работ в подзоне выщелачивания.

4. По совокупности данных на месторождении Джамгыр установлена зона окисления, вскрытая до горизонта 3130 м. Поскольку локализация золотого обогащения частично установлена и происходит в структурно-благоприятных для гипергенного осаднения участках, то расположение подзоны вторичного золотого обогащения прогнозируется, во-первых, до отметок 2950-2900 м, во-вторых, для структурно локализованных участков кварцевых жил.

5. Геолого-структурные условия образования и вещественный состав руд характеризуются наличием зон гипергенного золотого обогащения

в структурно-локализованных участках рудных кварцевых жил №1 и №2 на глубинах 400-600 м.

6. Наличие ураганных содержаний золота по определенным участкам рудных тел свидетельствует о необходимости выбора экономически наиболее благоприятной технологии разработки месторождения.

1. Альбов М.Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, №4 с 41-53

2. Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. ВМО, 1951, вып. 2, с 81-87.

3. Кудрин В.С., Соловьёв С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня. В ж. Геология рудных месторождений, 1992, №2, с 68-82.

4. Наливкин Д.В. Очерки по геологии СССР. Л., Недра, 1980, с 82-96

5. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений северо-востока Азии. Наука. Новосибирск, 1985, 200 с.

6. Сафонов Ю. Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространённость, геолого-генетические типы, продуктивность рудообразующих систем. В ж. Геология рудных месторождений, 1997, т.39, №1, с 25-40.

7. Черепкин В.К., Бернатонис В.К. Вторичные процессы в сульфидных и золоторудных месторождениях. Изд. ТПИ, г. Томск, 1981, 89 с.

Practically important features of the accumulation of hypergene gold in the structurally localized blocks of ore bodies of the Dzhamgyr deposits is identified on the base of carried research of morphogenetic types of gold segregations.

ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ САМОРОДНОМІДНИХ РОДОВИЩ СВІТУ

Руденко К.В., Деревська К.І.

Національний науково-природничий музей НАН України, rena-li@ukr.net

Геолого-генетичний тип рудопроявів самородномідного типу є поширеним у вулканічних породах земної кори [10], які за віком є найрізноманітнішими. Найдавнішими вважаються родовища Західної Австралії, вік яких становить близько 3 млрд. років. Самородномідні рудопрояви Кольського півострова пов'язані з базальтами, трахібазальтами, їх туфолами, туфами і туфітами нижнього протерозою [10]. Найбільш відомим та єдиним на даний час промисловим родовищем даного генетичного типу вважається родовище шт. Мічиган (США), яке відносять до рифею (1640-880 млн. років) [2,3,10,11]. До докембрію також належать родовища самородномідної мінералізації Північно-західних територій Канади (1200 млн. років), родовища і рудопрояви, виявлені в базальтах і туфах Волині (550 млн. років) та окремі знахідки у вулканітах Уралу [10].

Палеозойські рудопрояви самородної міді відомі у вулканітах основного складу ранньо- і середньокембрійського та ранньо-середньодевонського віку Кузнецького Алатау (Російська Федерація), на островах Нової Землі (силур), в основних мандельштейнах пізньопермського віку в Європі (мульда Нае), у верхній частині трапових базальтів середньопермського віку (провінція Юнань, Китай), у островодужних базальтах східного Тянь-Шаню тощо. Мезозойські прояви самородної міді виявлені в трапах Західного Сибіру і Нової Землі (тріас), на Корейському півострові (крейда), базальтовій провінції Парана (Бразилія, нижня крейда) і в багатьох інших регіонах [7,8,10]. Приклади кайнозойської самородномідної мінералізації репрезентовані родовищем Каприкоза в Перу, Хал-Халським родовищем Азербайджану, доміоценових мигдалекам'яних базальтах Малих Антильських островів, у пізньо-середньоеоценових амігдалоїдних базальтах Дарханд (Іран), олігоцен-міоценовими проявами Командорських островів, пліоцен-четвертинними проявами Соломонових островів, а також самородна мідь знайдена у толейтах Третичні Північно-Атлантичної вулканічної провінції [4,5,6,7,10]. Відомі навіть сучасні міденосні базальтові лави, які вилилися з вулкану Кілауеа (Гавайські острови) в 1963 р. [10]. Крім того, неодноразово повідомлялося про

знахідки самородномідної мінералізацій в трапах Декану, вік яких коливається в широких межах.

У більшості випадків модель формування родовищ самородної міді у вулканітах світу вивчена не достатньо. За останні роки був опублікований ряд наукових робіт по вивченню мідного зруденіння провінції Емейшан (Китай) та Волині [4,5,10 тощо]. Також з'являються окремі роботи пов'язані з мідною мінералізацією та закономірностями поширення аметистових друз в породах трапової провінції Парана (Бразилія). Крім того, в нових регіонах світу було виявлено наявність самородної міді в вулканічних породах [6 тощо].

Це дає можливість детально розглянути та узагальнити основні особливості та закономірності у формуванні названих рудопроявів та родовищ світу, а також порівняти з умовами формування міді в базальтах Волині. У даній роботі наведений короткий огляд найбільш вивчених чотирьох самородноміденосних провінцій світу за віковою ознакою: Мічиган (США), Емейшан (Китай), Парана (Бразилія) та Волинь.

Мічиганський рудний район (США). Західна частина Верхнього півострову Мічигану добре відома завдяки концентрації міді в мідних родовищах, а також різноманіттю інших металевих корисних копалин, які добуваються або є перспективними для видобутку. Це залізо, нікель, мідь, платиноїди, золото. Більша частина міді міститься в породах мезопротерозойського середньоконтинентального рифту. Економічні концентрації міді зосереджені в мезопротерозойських породах та в середньоконтинентальній рифтовій зоні. Промислова розробка самородномідного району півострова Ківіно та стратиформних покладів Porcupine Mountains почалася в 1845 р., до сьогодні видобуто близько 5,4 млн.т. міді [2]. Близько 58% міді даного району видобуто з лавових покривів, але найбільші та найбагатші рудні тіла приурочені до конгломератів (табл.1). Середній вміст міді в породах складає 1,48%.

Родовища самородної міді Мічиганського рудного району приурочені до відкладів верхнього протерозою, які складають південне крило синкліналі озера Верхнє. Ця величезна платформна структура рифтової природи була

закладена на архейському фундаменті (гнейси, залізисті кварцити). Верхньопротерозойські відклади альгонкської системи незгідно залягають на архейських гнейсах і незгідно перекривається кембрійськими пісковиками Джейкобсвіль. Потужність відкладів альгонкської системи складає близько 20000 м, а площа поширення утворень досягає 75000 км², а об'єм вивержених порід - 140000 км³. Система поділена на три підсистеми розділені незгідностями: ківіно, верхню і нижню гуронські. До гурону приурочені крупні родовища залізних руд, а до ківіно - родовища міді. Підсистема ківіно, потужністю до 14500 м, поділяється на три відділу; нижній складається виключно пісковиками, сланцями і конгломератами (близько 5000 м); середній характеризується величезним проявом магматизму (лавова серія Портедж-Лейк), який відповідальний за утворення як глибинних порід (наприклад, кварцово-ортоклазові габро), так і потужних ефузивних покривів палеобазальтів (діабазів і мелафірів) з підпорядкованими ріолітами і кварцовими порфірами. Потужність покривів коливається в межах від 10 до декількох сотен метрів. В перервах між виливами формувалися конгломерати, які містять валуни переважно базальтів і ріолітів іноді діаметром більше 8 м. На півострові Ківіно, де знаходилися головні рудники, потужність цього відділу 4560 м, з них 22 верстви конгломератів мають в сукупності потужність 708 м, а ефузивні покриви - 3852 м. На південний захід потужність середнього ківіно збільшується до 9000 м [2,10,11].

Знизу уверх виділяються: ріолітові покриви, поширені місцями, потужністю до 600 м; конгломерати Копер-Харбор потужністю 100-2000 м; сланці Нонсач потужністю 50-200 м; пісковики Фреда (1000-4000 м).

На південному березі озера Верхнє породи середнього ківіно падають на північний захід з кутами від 50-70° (поблизу розлому Ківіно), верхнього ківіно - від 40° (конгломерату) до 25° (сланці Нонсач) і до 5-8° (пісковики Фреда). Відклади кембрію (пісковики Джейкобсвіль), які виділяються від лавової серії верхнього докембрію розломом Ківіно, мають кути падіння 3-10°.

Вся товща докембрію ускладнена поперечними складками дрібних порядків, а також поперечними розривними порушеннями, протяжністю від сотен метрів до 3-4 км. На північному березі озера Верхнє (штат Онтаріо) відслонюються подібні утворення верхнього протерозою, які мають похилі кути падіння.

Мідне зруденіння поширене в породах середнього і верхнього Ківіно (крім пісковиків Фреда) в товщі потужністю майже 7000 м. На півострові Ківіно воно утворює рудний пояс шириною від 3 до 6,5 км і довжиною 160 км, з яких 42 км були високопродуктивними. Мідне зруденіння локалізоване в різних породах: базальтах, валунних конгломератах (фельзитових агломератах), пісковиках і сланцях. Вважається, що близько 50-60 % запасів міді припадає на базальти (амігдалоїдні базальти, мандельштейни, базальтові і андезито-базальтові лавобрекчії), інша частина запасів сконцентрована в конгломератах. На родовищі Уйат-Пайн міденосними є пісковики і сланці. Відомі зруденілі тріщинні жили з локальними, дуже крупними масами самородної міді (до 500 т), але з невеликою її загальною кількістю.

Переважає більшість рудних покладів має пластову форму, а головний рудний мінерал - самородна мідь. Серед інших рудних мінералів можна виділити срібло, куприт, халькозин, гематит. Найпоширенішими вторинними мінералами згідно з [11] є кальцит, хлорит і повсюдно розвинутий кварц. Епідот, пумпеліт і преніт також досить звичайні, тому температура утворення цієї мінералізації припускається близько 300°.

Використання Rb-Sr методу для епігенетичних мінералів (кальциту, епідоту, польового шпату, хлориту), що виповнюють мигдаліни, вказало, що вік самородномідної мінералізації півострова Ківіно складає від 1060 до 1047 млн. років (± 20 млн. років). Цей вік є трохи молодшим (на 5-70 млн. років) за вік піку вулканічної активності з утворенням вміщуючих базальтів (в межах 1086-1098 млн. років) [3].

Неопротерозойська трапова формація Волині (Україна). Рудопрояви та родовища самородної міді в межах Волино-Подільської плити пов'язані з нижньовендської траповою формацією (див. табл. 1). Мідна мінералізація локалізована в вулканогенних утвореннях волинської серії венду, загальна сумарна потужність якої складає близько 450 м. Вона формує крупну полого синклиналеподібну Волинську западину. У північній частині ускладнена Луковсько-Ратненської горстовою зоною. У складі волинська серії виділяють (знизу-вверх): 1) спорадично розвинену бродівську брекчієво-конгломератно-аргілітову світу (до 40 м); 2) горбашевську світу (до 50 м) складену гравелітами, пісковиками з лінзами пікритів та олівінових базальтів; 3) заболот'євську світу (до 85 м) олівінових базальтів та їх туфів; 4) бабинську світу (до 200 м) - базальтові туфи з

прошарками базальтів, туфо- та лавобрекчій; 5) ратненську світу - базальти, туфи, лавобрекчії. Тільки останні 3 належать до трапової формації. Формування формації відбувалось циклічно, тобто виливам базальтової лави передували значні викиди пірокластичного матеріалу.

У товщі базальтів самородна мідь визначається в мигдаликах, де вона тісно асоціює з хлоритами, анальцимом, кварцем, халцедоном, кварцином, цеолітами (томпсонітом, гейландитом), іноді з гезенгеритом. Крім того, самородна мідь разом з купритом виступає в ролі цементу в лаво- і туфобрекчіях та утворює самородки, вага яких не перевищує 1000 г. У туфах самородна мідь зустрічається у вигляді вкрапленості. Мідь утворює серед нерудних мінералів поодинокі виділення неправильної чи подовженої форми розміром до 0,1 мм. По тріщинах встановлені виділення міді в асоціації з сапоніном у вигляді так званого «зоряного неба» та виповнення центральних частин кварцових жил та прожилків. Також спостерігаються тонкі облямівки міді навколо хлоритових мигдалин. В окремих випадках помітні дуже дрібні ізометричні виділення самородної міді у вигляді включень у вулканічному склі, плагіоклазах та піроксенах або на границях їх зерен.

Джерелом міді вважають безпосередньо породи трапової формації венду, які містять мідь в середньому $1,2 \cdot 10^{-2}\%$ і не утворює мінеральних форм. Встановлено, що мінералоутворення відбувалось протягом декількох етапів: I – сингенетичний (магматичний); II – автометасоматичний; III – парагідротермальний; IV – гідротермальний. В межах останнього етапу можна виділити низькотемпературний метасоматоз, який передував гідротермальному мінералоутворенню. Доведено сингенетичний (магматичний) генезис частини самородномідної мінералізації [10]. Але знахідки синмагматичної міді є рідкісними і ця мідь скоріше створює геохімічний фон трапової формації, ніж формує магматичні рудні тіла.

Найбільша частина самородної міді бере участь у створенні епігенетичних рудних покладів, де вона тісно асоціює з цеолітами, хлоритом-монтморилонітом, анальцимом, халцедоном та кварцом. Ці мінерали заповнюють газові порожнини в покрівлі і підшві лавових потоків, цементують лавобрекчії, утворюють вкраплені рудні тіла в туфах. Зазвичай ці зміни магматичних порід відносять до автометасоматичних і пов'язують з перетворенням порід під дією магматичних (на глибині) або будь-яких нагрітих (біля денної

поверхні) підземних вод. Відкладання епігенетичних мінералів у вулканогенній товщі пов'язане з підвищенням температури підземних вод, яке супроводжувало виливи базальтів, та рівнем підземних вод, який поступово підвищувався, що призводило до утворення на великих площах горизонтальних рудних горизонтів у туфах та у порожнинах і тріщинах в базальтах.

Виходячи з викладеного (рудоутворення поблизу поверхні за умов тиску 1 атм, формаційний характер розчинів, автометасоматичний характер змін порід, спосіб рудовідкладення) систему рудоутворення можна назвати «парагідротермальною». На більших глибинах за умов значного тиску та підвищення концентрації CO_2 та H_2S , рудоутворення має «гідротермальний» характер. Тут до асоціації мідьсупроводжуючих мінералів додаються барит, карбонати (кальцит, анкерит) та сульфід міді (халькозин, халькопірит) і присутні ознаки метасоматичних змін типу пропілітів.

Базальтова провінція Emeishan (Kumay). Базальти Emeishan поширені в прикордонних районах провінцій Юньнань, Гуйчжоу та Сичуань, південно-західного Китаю, та займають площу більше 300000 км² (див. табл. 1). Провінція була сформована в рифтових умовах на західній околиці кратону Янцзи, а саме на зчленуванні 3-х блоків (Янцзи, Катаазія та Індокитай) на початку пізньої пермі. Загальна потужність Emeishan формації складає більше 1000 м [4,8].

Стратиграфічно базальти Emeishan належать до верхньопермської базальтової формації та залягають незгідно на карбонатних породах формацій Qixia и Maokuo нижньої пермі. Формування трапової формації відбулося у чотири цикли вивержень: 1 - перевалюють вулканічні брекчії, 2 - порфірові масивні базальти, 3 - масивні базальти, 4 - масивні порфірові базальти з мигдалекам'яними, місцями з туфами та прошарками вуглистих осадових порід.

Базальтова формація незгідно перекивається шарами вугленосних уламкових порід (включаючи силікатні породи, конгломерати, піски та прошарки вугілля) верхньопермської формації Xuanwei, яка в свою чергу згідно перекивається мілководними теригенними пісковиками, сланцями раннього тріасу формації Feixianguan та відкладами юри.

До головних тектонічних структур регіону відносяться Ludian, Maoling та Yiche синеклізи північно-північно-східного простягання та серія регіональних розломів північно-східного,

північно-західного та субмеридіанального простягання. Утворення даних розломів та складок відбулося в пізній юрі. Основні рудні тіла тягнуть до флангів синеклізи Ludian, Xiaozhai та Maoling, а найбільші з них контролюються перетином розломних зон північно-західного та північно-східного простягання [8].

Мідна мінералізація в базальтах північно-східного Yunnan стратиформна і приурочена до перехідної зони формацій Emeishan та Xuanwei. До верхньої частини базальтової формації тяжіють основні мінералізовані горизонти, потужністю від 50 до 100 м, які складаються з 3 до 5 базальтових потоків. Рудні тіла, з вмістом міді від 3 до 10 %, містяться у вулканічних брекчіях, спечених туфах та мигдалекам'яних базальтах, а також карбонатних конгломератах та аргілітах. Головним рудним мінералом в базальтах є самородна мідь, а у породах, що містять бітуми або вугілля - самородна мідь та, в меншій мірі, халькозин. Інколи зустрічається тенорит в асоціації з актинолітом. Домінуючими супутніми мінералами є бітуми, вугілля, ламонтит та кварц, рідше зустрічаються кальцит, пумпелейт, епідот, хлорит та преніт. Самородна мідь зустрічається у вигляді лусок, плівок, зерен, утворює прожилки. За даними [], формування самородної міді в породах провінції Емейшан відбувалося у 2 етапи. Перший етап – середньотемпературний (200-350°C) характеризується утворенням самородної міді в асоціації з ломантитом. Другий – низькотемпературний (100-200°C) і більш пізнім. Гідротермальні перетворення порід формації Emeishan (від високо до низькотемпературних) представлені актинолітизацією, магнетитизацією, силіфікатацією, хлоритизацією, бітумізацією, цеолітизацією, силіфікатацією та карбонітизацією. Зональності у поширенні вторинних мінералів серед вулканогенних порід не встановлена.

Згідно з ^{40}Ar - ^{39}Ar датуваннями, вік ломонтиту, актиноліту та гейландиту з міденосних базальтів в районі Північно-Східного Юнань визначений як 226 - 228 млн. років, 235,7 - 238,6 млн. років та 134 - 149,1 млн. років відповідно. U-Th-Pb ізохронний вік бітуму з мідної руди складає 136 млн. років. Цей вік від 30 до 120 млн. років молодше за вік Emeishan базальтів (260 млн. лет або біля цього) [8].

Трапова провінція Парана (Бразилія). Трапова провінція Парана займає велику територію (~1200000 км²) на південному-сході Південної Америки (див. табл. 1). Її утворення, а також відкриття південної частини Атлантичного

океану відбулося під дією плюму Трістан у нижній крейді. У бімодальній послідовності лави переважає толейтова базальтова (> 90% об.), присутні також значні об'єми дацитів, рідше андезитів, базальтових андезитів, та ріолітів [7].

За останні роки в межах провінції активно проводять дослідження району Vista Alegre у зв'язку з проявами самородної міді, яких на даний момент нараховується близько 85. В порівнянні з іншими частинами трапової провінції, для даного регіону характерним є підвищений середній вміст міді в середині лавових потоків (220 ppm) в порівнянні з рештою її території (152 ppm).

В регіоні Vista Alegre потужність базальтової товщі складає 250 м. Лавові потоки розділені в більшості випадків тонкими прошарками (до 50 см) тонкозернистих кварцових пісковикив. В даному районі виділяють два види потоків. Перший тип має потужність 10-35 м і не має стовпчастої окремоті всередині. Для другого типу потужністю 30-70 м стовпчаста окремоті чітко виражена. Базальти в регіоні Vista Alegre мають однорідний склад. Основна маса має від інтергранулярної до інтерстиціної структуру, в залежності від розміру зерен. Більшість лав афірові, але для декількох потоків властива наявність рідко розсіяних фенокристалів плагіоклазу та клінопіроксену, а отже вони мають гломеропорфірову структуру.

В регіоні Vista Alegre виділено два типи самородномідної мінералізації [7]. Перший тип проявляється у вигляді розсіяних плівок та дендритів в корках стовпчастої окремоті потоків другого типу. Другий тип мідної мінералізації розповсюджений в мигдалинах, тріщинах, порах мигдалекам'яних базальтів у верхній частині потоків.

Самородна мідь має різноманітну форму. Невеликі та рідко поширені пори в основній масі ядра потоку виповнені міддю дендритової форми. У мигдалекам'яній частині потоку мідь зустрічається в основній масі, в мигдалинах та кварцових жилах. Мигдалини виповнені за звичай крупними (від 1 до 50 см у діаметрі, вагою до 50 кг) округлими самородками міді, які часто знаходили фермери даного регіону. В мигдалинах мідь за звичай знаходиться в центрі і часто навколо неї присутні облямівки оксидів заліза та хризосоли. Самородна мідь асоціює з глинистими мінералами, цеолітами, кварцом, кальцитом. На поверхні потоку - з хризосолю. Самородна мідь в основній масі порід підосви потоку є більш рідкісною і зустрічається у вигляді поодиноких зерен.

Велика кількість самородної міді відмічається в мигдалекам'яних базальтів верхньої частини потоку. Породи складаються з добре збереженого клінопіроксену (авгіту) та фенокристалів плагіоклазу, в мигдаликах зустрічаються смектити та цеоліти. Залізо-титанові оксиди майже повністю змінені до червоного гематиту або гідроксидів заліза. Так для зерен гематиту характерним є прояви розчинення біля зерен самородної міді. Кварц та кальцит є звичайними мінералами порід і вивопнюють жили, мигдалини, заміщують інші мінерали. Інші мінерали міді представлені купритом, теноритом та хризоколою, які зустрічаються місцями у тріщинах біля мигдалин, формуючи своєрідні штокверки. Малахіт присутній у незначних кількостях у зонах заключної стадії окислення та карбонатизації в асоціації з кальцитом.

Згідно з [7], всі докази вказують на епігенетичне, гідротермальне утворення самородної міді в районі Vista Alegre. Самородна мідь знаходиться в асоціації з низькотемпературними мінералами, такими як смектити та цеоліти.

Обговорення. Як вже згадувалося у [10], усі рудопрояви подібні між собою, відрізняються тільки масштабами, ступенем метаморфізму, інтенсивністю розвитку інтрузивних фацій та наявністю мінералізаторів термальних розчинів. Геодинамічні умови формування усіх розглянутих провінцій є континентальними рифтовими, під час яких відбувалося вкорінення плюмів та подальше формування потужних ефузивних товщ (див. табл. 1).

Вважається [10], що джерелом міді в усіх родовищах та рудопроявах самородної міді є вміщуючі ефузивні породи переважно базальтового складу, в окремих випадках андезитового. Вулканогенні породи були в ході геологічної історії інтенсивно змінені тектонічними процесами та розчинами збідненими на сірку і збагаченими на хлор. В окремих випадках, цей процес відбувався у декілька стадій з формуванням різних мінеральних асоціацій.

Формування самородномідної та супутньої їй мінералізації відбувалося поступово після становлення вулканічної товщі і продовжувалось тривалий час. На це вказують дослідження проведені для провінцій Емейшан та півострову Ківіно. Зокрема, згідно з ізотопним датуванням епігенетичних мінералів, самородна мідь формувалася у товщі основних вулканітів значно пізніше. Так вік, супутньої до міді мінералізації для Ківіно є на 5- 70 млн. років молодшим за

саму товщу [3], а для Емейшан - від 30 до 120 млн. років молодшим за базальти [8].

1. Alexander P.O. & Thomas H., 2011. Copper in Deccan Basalts (India): review of the abundance and patterns of distribution. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 79-81: 107-112.
2. Bornhorst Theodore J., Barron Robert J. Copper deposits of the western Upper Peninsula of Michigan. *Field Guides* 2011, №24, pp. 83-99
3. Bornhorst Theodore J., Paces James B., Grant Norman K., Obradovich John D., Huber King N. Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan. *Economic Geology*, Vol. 83, 1988, pp. 619-625.
4. Houmin Li, Jingwen Mao, Yuchuan Chen, Denghong Wang, Changqing Zhang, Hong Xu. Epigenetic hydrothermal features of the Emeishan basalt copper mineralization in NE Yunnan, SW China // *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005 Volume 1*. p.149-152.
5. Nagle F., Fink L.K. Boström K., Stipp J.J. Copper in pillow basalts from La Desirade Lesser Antilles island arc.// *Earth and planetary science letter* 19 (1973) pp. 193-197
6. Nima Nezafati, Morteza Momenzadeh, Ernst Pernicka. Darband copper occurrence: An example of Michigan-type native copper deposits in central Iran// *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005 Volume 1*. p. 165-166.
7. Pinto, V. M.; Hartmann, L. A.; Wildner, W. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil// *International Geology Review*. 2010, iFirst article, 1–17
8. Zhu Bing-Quan, Hu Yao-Guo, Zhang Zheng-Wei, Cui Xue-Jun, Dai Tong-Mo, Chen Guang-Hao, Peng Jian-Hua, Sun Yong-Ge, Liu De-Han, Chang Xiang-Yang. Geochemistry and geochronology of native copper mineralization related to the Emeishan flood basalts, Yunnan Province, China// *Ore Geology Reviews* 32 (2007) pp. 366–380.
9. Гурский Д.С., Есипчук К. Е., Калинин В.И., Кулиш Е.А., Нечаев С.В., Третьяков Ю.И., Шумлянський В.А. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. *Металлические ископаемые. Т. 1.* – Киев; Львов: Центр Европы, 2005. – 785 с.
10. Мідь Волині. Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень// відп. редактор Л.В. Шумлянський. - К.: Логос, 2006. - 200 с.
11. Уайт У.С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган// *Рудные месторождения США (том 1).*- М.: Мир 1972-с. 457-481.

Таблиця 1. Порівняння рудопроярів та родовищ самородної міді світу (з складено з використанням [2, 3, 4, 7, 8, 9, 10])

| | Самородномідні родовища Мічиган, США | Ківіно, родошица | Неопротерозойська вулканічна формація Волині | Базальтова провінція Emeishan, Китай | Рудопрояр в базальтах Парани, Бразилія |
|-------------------------------|---|---|--|--|---|
| Геологічні особливості | Формування рудоносної формації відбувалося в умовах закладення Середньопротерозойського рифту. | Формування рудоносної формації відбувалося в умовах закладення Середньопротерозойського рифту. | Провінція сформована в рифтових умовах зони Тейсейра-Торнквіста. | Сформована провінція в рифтових умовах на західній околиці кратону Янцзи. Може бути пов'язана з мантійним пліомом Емей | Потужна товща бімодална магматична провінції Парана, яка сформувалася внаслідок дії термального пліому Трістан. |
| Вміщуючі породи | Базальти, карбонатні аргіліти, пісковики, вулканічні ріолітові конгломерати, вулканічна брекчія | Базальти, карбонатні аргіліти, пісковики, вулканічні ріолітові конгломерати, вулканічна брекчія | Масивні мигдалекам'яні базальти, туфи, лавобрекчії | Карбонатні аргіліти, силікатні бітумні породи, вулканічна брекчія, туфи, мигдалекам'яні лави. | Базальти, мигдалекам'яні базальти |
| Головні рудні мінерали | Самородна мідь, халькозин, самородне срібло | Самородна мідь, халькозин, самородне срібло | Самородна мідь, самородне срібло | Самородна мідь, тенорит, халькозин, самородне срібло | Самородна мідь, тенорит, халькозин |
| Розміщення рудних мінералів | Розсіяна в основній масі породи, у вигляді лусочок, просочок, лінь, зерен самородної міді та халькозину | Розсіяна в основній масі породи, у вигляді лусочок, просочок, лінь, зерен самородної міді та халькозину | В мигдаликах, порох, в основній масі породи, тонкі плівки та розсипи по тріщинах | У вигляді лусочок та зерен в основній масі породи, а також виповнює тріщини та порожнини | Розсіяна мінералізація у вигляді плівок, дендритів. У тріщинах, мигдаликах порох у вигляді зерен |
| Вторинні зміни вміщуючі порід | Хлоритизація, гематитизація, цеолітизація, бітумізація, карбонатизація | Хлоритизація, гематитизація, цеолітизація, бітумізація, карбонатизація | Хлоритизація, цеолітизація, карбонатизація, місцями силіфікація, епідотизація | Актинолітизація, бітумізація, цеолітизація, силіфікація, хлоритизація та карбонатизація | Хлоритизація, смектитизація, окварцовання, карбонатизація |
| Температури перетворень | 100 -150°C | 100 -150°C | 350 - 100°C | 400 -100°C | 100-140°C |
| Вік мідевміщуючої формації | Докембрій (1640-880 млн. років) | Докембрій (1640-880 млн. років) | Нижній венд(551±4 млн. років) | Пізня перм (253-259 млн. років) | Нижня крейда (134-129 млн. років) |
| Вік рудоутворення | на 5- 70 млн. років пізніше за утворення товщі | на 5- 70 млн. років пізніше за утворення товщі | Не визначено | від 30 до 120 млн. років пізніше за утворення товщі | Не визначено |
| Запаси (прогнози, видобути) | 7,4 млн. т (з урахуванням видобутого) | 7,4 млн. т (з урахуванням видобутого) | 25 млн. т. (прогнози) | Від 20000 до 60000 т. на 1 рудне тіло (прогнози, рудних тіл ~ 15) | Не визначено |

МОРФОСТРУКТУРНІ КРИТЕРІЇ ПРОГНОЗУВАННЯ РІВНІВ ПОСТРУДНОГО ДЕНУДАЦІЙНОГО ЗРІЗУ РОДОВИЩ НАТРІЙ-УРАНОВОЇ ФОРМАЦІЇ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Семенюк М.П., Ніколаєнко В.І., Полянський В.Д., Сорокотяга О.І.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Переважає більшість родовищ натрій-уранової формації Українського щита (УЩ) зосереджена в Інгульському мегаблоці [1] при тому, що усі вони контролюються різноманітними структурами: розломними, розломно-блоковими та кільцевими, які за результатами геолого-структурних, геофізичних і структурно-геоморфологічних досліджень із використанням матеріалів аерокосмічних зйомок широко представлені на цій території.

Якщо рудоконтролюючі розломні структури являють собою на загальну складну систему рудопідвідних, рудорозподілюючих та рудоконцентруючих розривних порушень, то кільцеві – це різні за морфологією у плані, поперечним профілем та параметрами утворення, що виникли внаслідок дивергенції у приповерхневих шарах земної кори обширного термохімічного плюму протягом гранітизації гнейсифікованих вихідних осадово-вулканогенних порід і наступної тектоно-метасоматичної активізації у цьому регіоні. По суті, це, як і розломно-блокові структури, глибинні утворення, виведені на сучасний рівень денудаційного зрізу довготривалими здійсненнями, диференційованими у просторі і часі. Так, встановлені глибини формування гранітоїдів Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву за термобарогеохімічними даними та показниками пористості оцінюються у діапазоні 17-23 км [10] (стосовно зразків, вміщуючих ураноносні альбітити, з сучасних глибин приблизно 1 км). Тобто за час (2,3-2,0 млрд. років), який минув після завершення гранітоутворення у західній частині Інгульського мегаблоку [9], Кіровоградсько-Новоукраїнський масив зазнав здійснень протилежно співставних із зазначеними вище глибинами формування гранітоїдів. Власне вік формування гранітоїдів кіровоградського комплексу визначається в інтервалі 2065-1975 млн. років, тоді як гранітів Новоукраїнського масиву – в інтервалі 2025-2020 млн. років тому [9]. Ізохронний вік уранінітів з альбітитів, утворених по гранітоїдам

Новоукраїнського масиву, визначається 1810 ± 50 млн. років [1].

Уранвміщуючі лужні метасоматити тяжіють до масивів і кільцевих структур, складених мікрокліновими й порфіробластовими гранітами, розміщуючись в екзо- чи в ендоконтактах цих структур, або ж в їх апікальних частинах [4]. Наступне проникнення по відносно розщільнених тектоно-метасоматичних зонах остаточних розчинів підвищеної лужності, збагачених ураном, із вміщуючих гранітоїдів і концентрація його в інтервалах різких падінь РТ обставин, призвели у підсумку до утворення великої кількості ендегенних родовищ, які визначають спеціалізацію сучасної Кіровоградської ураноносної області.

За результатами виконаних у Відділенні металогенії ІГМР НАН України термобарогеохімічних досліджень процесів ендегенного уранового рудоутворення у зазначену вище епоху тектоно-метасоматичної активізації встановлено, що руди формувалися на глибинах не більш ніж 4 км і при температурах, нижчих 250°C [1].

Домінуючою уранвміщуючою структурою Інгульського мегаблоку є Новоукраїнський гранітогнейсовий купол, чітко проявлений на космічних знімках регіонального масштабу і рисунку тектоїзогіпс похованого (ранньопалеогенового) рельєфу поверхні докембрійського фундаменту і його кори вивітрювання [7].

Звісно, здійснення Новоукраїнського купола у пострудну епоху його геологічного розвитку відбувалось на фоні загальних здійснень УЩ, які власне уможливили його сьогодишню конфігурацію. Але оперуючи конкретними даними щодо глибин формування уранвміщуючих гранітів і глибин ендегенного рудоутворення, які наведені вище, можна констатувати, що середня швидкість здійснення Новоукраїнського купола складає всього 0,0085 мм/рік при тому, що швидкості сучасних вертикальних рухів земної кори у цьому регіоні становлять 4-7 мм/рік [2].

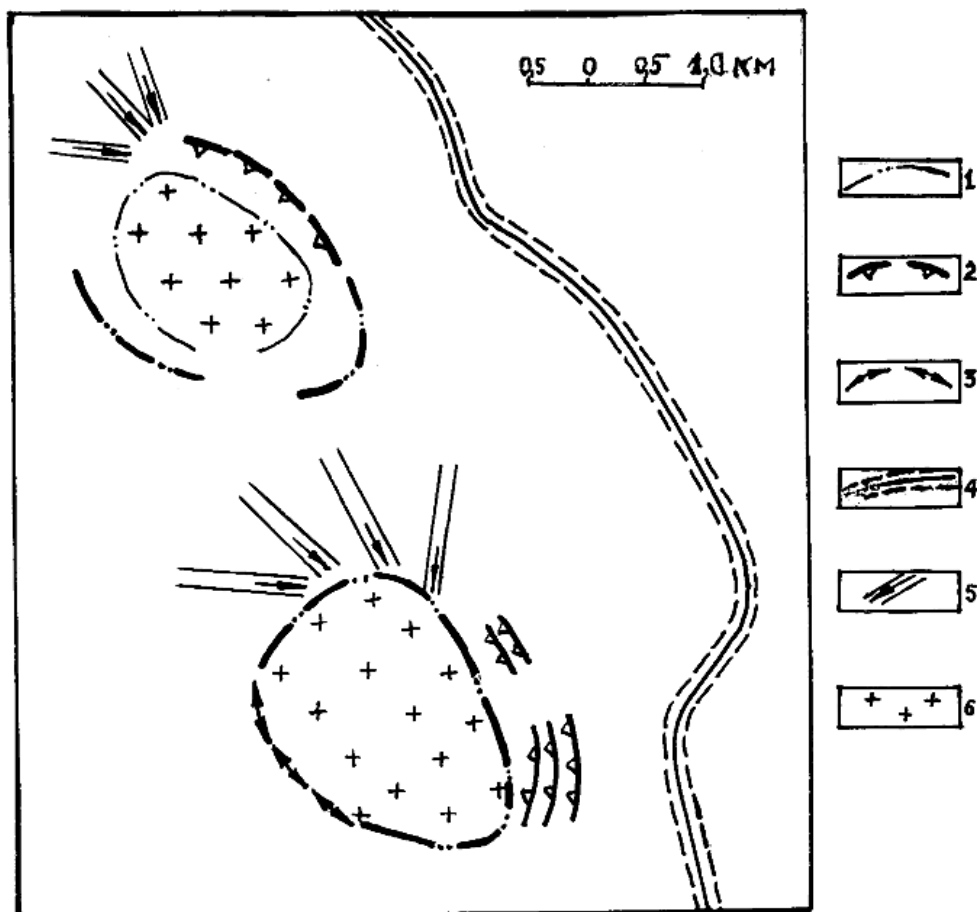


Рис. 1. Вираженість у сучасному рельєфі фрагменту Шевченківсько-Березівського гранітизаційного валу :
1 – дугові ерозійні форми, обмежуючі апікальні ділянки Північно- і Південно-Тарасівських купольних структур; 2 – виположені уступи в рельєфі; 3 – дугові ділянки локальних вододілів; 4 – долина р. Шполка на ділянці обгінання групи дрібних куполів; 5 – концентрація ерозійних форм на периферійних ділянках дрібних куполів (стрілки вказують напрям водного стоку); 6 – дешифровані склепіневі ділянки дрібних куполів.

Вагомим аргументом на користь переривчасто-пульсаційних здіймань Новоукраїнського купола є така обставина як виведення гранітоїдів з глибин 13-17 км на рівень уранового рудоутворення (2-4 км) за 200-220 млн. років, що усереднено складає приблизно 0,55 мм/рік, тоді як усереднені швидкості пострудних здіймань купола становили приблизно 0,0017мм/рік. Але, як було зазначено вище, ці здіймання маючи переривчасто-пульсаційний характер, звісно, на окремих етапах геологічного розвитку купола мали значно більші швидкості і, можливо, були тривалі періоди стабільного тектонічного режиму, що не виключає також і від'ємних вертикальних рухів протягом трансгресій у крейді, палеогені та неогені.

Суттєво високі сумарні швидкості здіймань Новоукраїнського купола на ранньому етапі його геологічного розвитку у порівнянні з пострудним етапом зумовлені швидкоплинністю компенсаційних процесів нівелювання потужного гравітаційного мінімуму, пов'язаного

з утворенням саме цієї купольної структури і відповідним падінням швидкостей позитивних вертикальних рухів у міру послаблення зазначеного мінімуму у полі сили тяжіння. Поряд із цим, на фоні загальних здіймань купола відбувалась їх диференціація, підпорядкована його внутрішнім структурно-петрологічним неоднорідностям. Зокрема, це кільцеві структури й полігенні масиви (крупні блоки) інтенсивно гранітованих порід та лінійні горсто- й грабеноподібні структури[6].

На сучасному рівні денудаційного зрізу Інгульського мегаблоку кільцеві структури, як зазначалось вище, різняться за своєю морфологією, параметрами, комплексом складових їх кристалічних порід і, звісно, рівнями денудаційного зрізу, які у разі розміщення у їх тілі родовища чи рудопрояву натрій-уранової формації можуть слугувати критеріями для прогнозування вертикального розмаху зруденіння зазначеного типу.

З усіх ознак, за якими ідентифікуються кільцеві утворення, найбільш виразними є

морфологічні. Отож, в будові кристалічного фундаменту мегаблоку і в особливостях сучасного й похованого рельєфу виділяються купольні, кільцево-купольні та власне кільцеві морфоструктури. Їх загальною організуючою основою є наявність дугових обмежень (форм рельєфу, лінеamentів) і центробіжного або центрспрямованого напрямку дренуючих ці морфоструктури ерозійних форм рельєфу. У поперечному розрізі зазначені морфоструктури різняться відповідно випуклим, випукло-увігнутим й увігнутим профілем. За параметрами ця категорія морфоструктур різниться на порядки: від Кіровоградської мегаморфоструктури, [3], внутрішня будова якої ускладнена багатьма дрібнішими (дочірніми) концентричними структурами. Якщо розміри мегаморфоструктури у поперечнику сягають 170-180 км [3], то Товмачської і Нечаївської - 11-12 км, а групи дрібних купольних морфоструктур біля с. Тарасівка (Північно-Тарасівської та Південно-Тарасівської) розташованих на північ від Чичиркозівської кільцево-купольної морфоструктури (рис. 1) становлять у поперечнику 5-6 км. На загал усі

купольні морфоструктури вирізняються випуклим поперечним профілем, центробіжним напрямком ерозійних форм всередині контурів та огинанням їх по периферії фрагментами долин постійних водотоків.

Характерною особливістю кільцево-купольних морфоструктур є наявність у їх осевій частині депресії, приуроченої до потужної дрени, в якості якої виступає розроблена річкова долина, пов'язана з розломно-тріщинними структурами. Зокрема, увігнутість центральної частини Чичиркозівської кільцево-купольної морфоструктури забезпечується річковою долиною, яка просторово успадкувала зону Звенигородсько-Ганнівського розлому. Центральна частина Криничуватської кільцево-купольної морфоструктури дронується долиною р. Березівка, яка змінює у межах зазначеної структури свій генералізований напрямок з південно-західного-південного на південно-східний з набуттям першого, нижче за течією, вже поза межами Криничуватської морфоструктури (рис. 2).

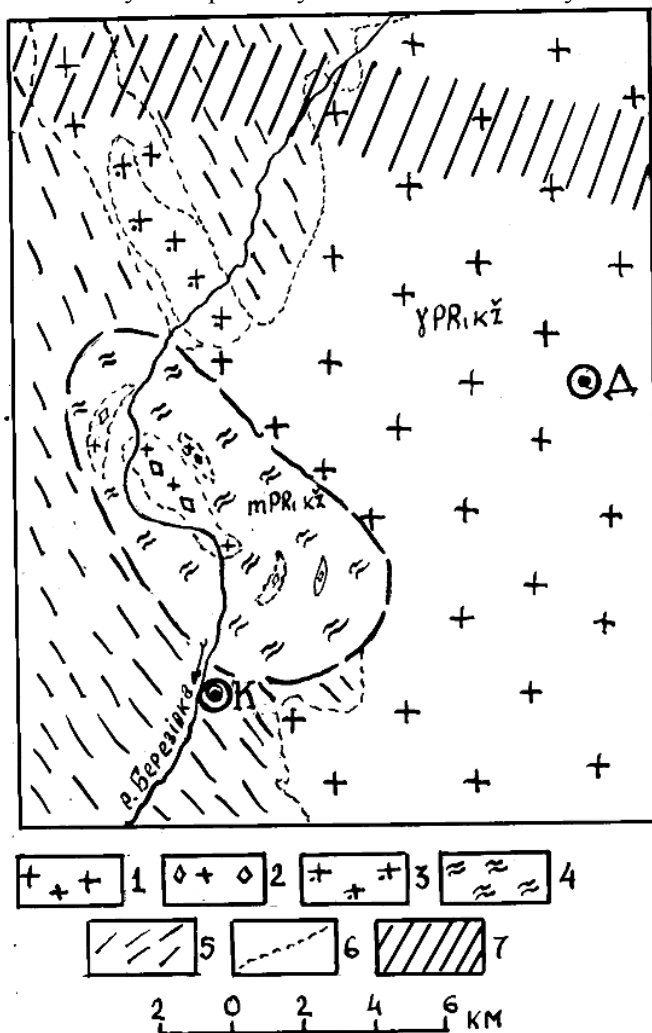


Рис. 2. Криничуватська кільцево-купольна морфоструктура
Граніт-мігматитові утворення
кіровоградсько-житомирського комплексу: 1 – гранітоїди Волинського масиву, 2 – апліто-пегматоїдні граніти, 3 – граніт-порфіри, 4 – мігматити, 5 – гнейси і кристалосланці інгулецької серії, 6 – границі петрологічних різностей, 7 – зона наскрізної Девладівсько-Бутівської лінійно-площової морфоструктури. Населені пункти: Д – Долинська, К – Криничуватка.

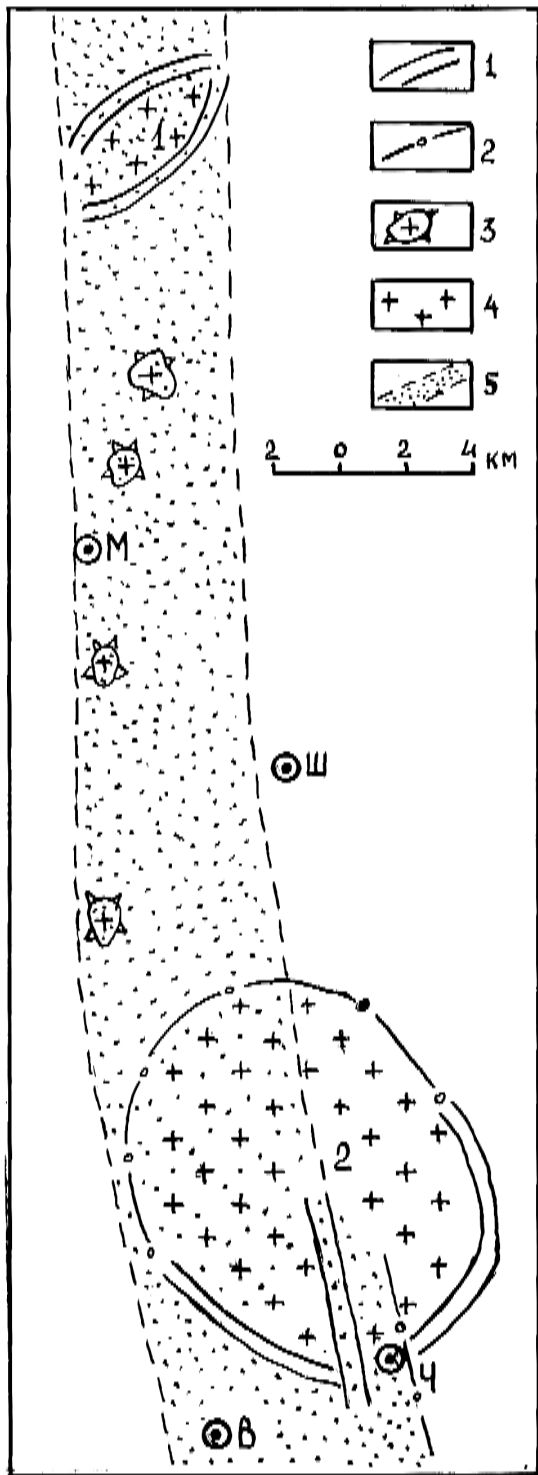


Рис. 3. Вираженість у сучасному рельєфі північного флангу Шевченківсько-Березівського гранітаційного валу: 1 – дугові ділянки ерозійних форм, 2 – границі площ з різнотипним рельєфом, 3 – акумулятивно-денудаційні останці, ідентифіковані як дрібнокупольні структури, 4 – купольні і кільцево-купольні морфоструктури: 1 – Шендерівська, 2 – Чичиркозівська; 5 – Звенигородсько-Ганнівська зона розломів

Скороченні назви населених пунктів:

М – Моринці; Ш – Шевченкове; Ч – Чичиркозівка; В – Ватутине.

Ця обставина узгоджується з характером гравітаційного поля Криничуватської морфоструктури, ядерна частина якої являє собою локальний максимум, вплив якого на плановий рисунок річкових долин досліджений на прикладі долини р. Інгулець [8].

В полі сили тяжіння таким морфоструктурам відповідають локальні гравітаційні мінімуми ізометричної, округлої або овальної форми, які викликані гранітоїдами, щільність яких на 0,06-0,16 г/см³ менша порівняно із вміщуючими породами гнейсо-сланцевої товщі.

Деякі купольні і кільцево-купольні морфоструктури відображені у магнітному полі позитивними аномаліями округлої, овальної, дугоподібної або напівкільцевої форми, розташованими навколо центральних частин морфоструктур. Зазначені вище перші три форми магнітних аномалій пов'язані з гранітоїдами, насиченими дрібними тілами діоритів та кварцових діоритів [4].

У генетичній основі купольних та кільцево-купольних морфоструктур, виражених у гравітаційному полі позитивними аномаліями, домінуючими слід вважати процеси термохімічного пльому на заключних стадіях гранітазації вихідних вулканогенно-осадових порід, у тому числі й таких, що зазнали гнейсифікації. Відпрепаровані довготривалою денудацією і виведені на сучасний рівень ерозійного зрізу вони зберігали тенденцію до випереджуючих здійснень, а почасти завдяки також своїм відносно більш стійким до денудації петрологічним особливостям, купольні й кільцево-купольні структури набули сучасних морфологічних рис.

Ці структури за морфологічними особливостями, геологічною будовою, механізмом формування тощо були виділені у самостійний генетичний тип [4], який широко представлений саме у межах Інгульського блоку. Таке територіальне розміщення зазначених структур пояснюється цими ж дослідниками розвитком на Інгульському мегаблоці унікальних за масштабами та інтенсивністю процесів ранньопротерозойського ультраметаморфізму й гранітоутворення в умовах амфіболітової фації.

У внутрішній будові цих структур простежується петрологічна зональність, коли від центральних частин до периферії крупнозернисті різності гранітоїдів змінюються меланократовими різнозернистими гранітами з рештками гнейсового субстрату і далі – смугастими мігматитами й мігматизованими гнейсами. Низка таких відносно дрібних морфоструктур (Шендерівська, Північно- та

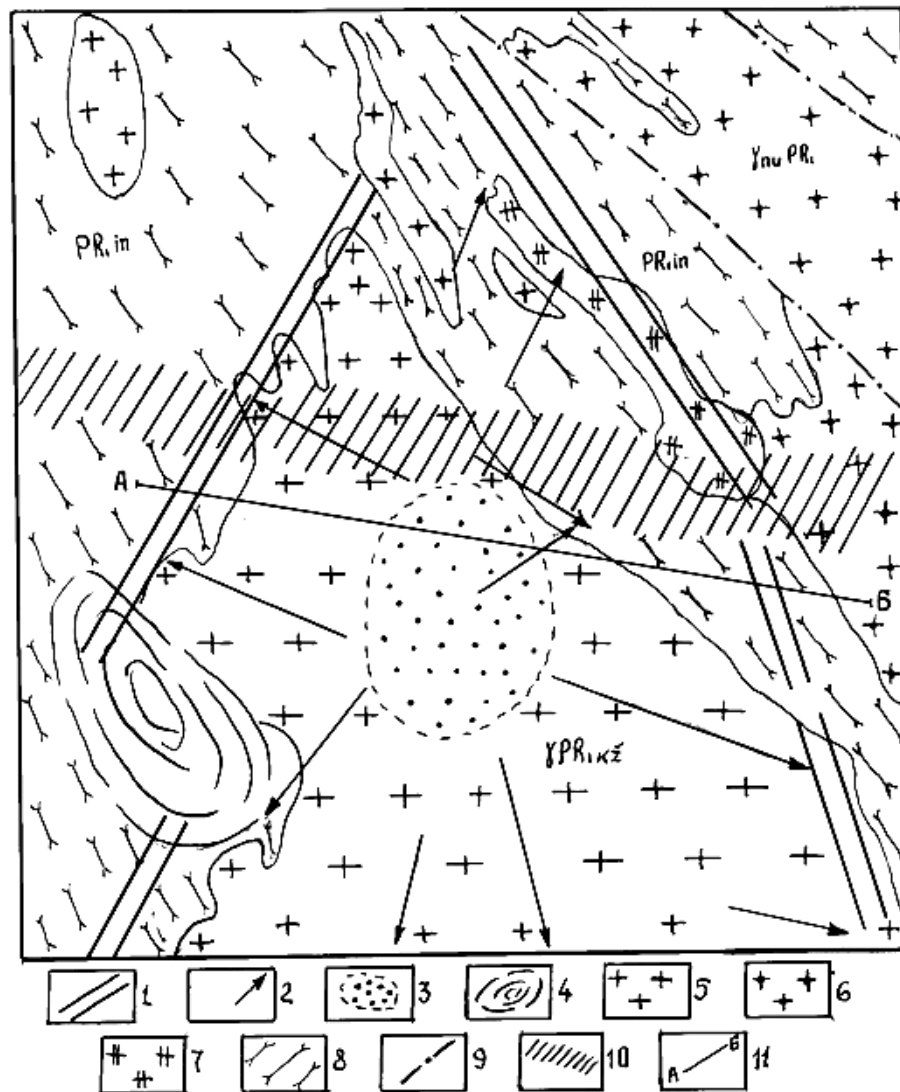


Рис. 4. Долинська розломно-блокова морфоструктура (геологічна ситуація показана за матеріалами КП „Кіровгеологія”, геологічне завдання 52-80, Сухінін О.М., Кожіна Е.О., 1991)

1 – генералізовані напрямки долини р. Березівки (на заході) і р. Боковеньки (на сході), обмежуючих Долинський масив гранітоїдів; 2 – центробіжні ерозійні форми в контурі Долинського масиву; 3 – апікальна частина морфоструктури; 4 – Криничуватський купол; 5 – гранітоїди кіровоградсько-житомирського комплексу; 6 – новоукраїнські порфіробластові граніти; 7 – чарнокіти новоукраїнського комплексу; 8 – гнейси і кристалосланці інгуло-інгулецької серії; 9 – розривні порушення, субузгоджені з простяганням текстурних елементів вміщуючих порід; 10 – фрагмент Девладівсько-Бутівської наскрізної морфоструктури; 11 – лінія геологічного розрізу.

Південно-Тарасівська, Чичиркозівська, Надлацька, Глодоська та інші менш крупні може групуватись у вузькій смузі (10-20 км), орієнтованій у визначеному напрямку (північ-захід-північ), який відповідає простягання шарніра крупної антиклінальної складки у породах догранітаційного субстрату (рис.3), утворюючи своєрідний вал гранітизації (Шевченківсько-Березівський) [4].

Суто кільцеві морфоструктури – це переважно відносно молоді (мезо-кайнозойські) ізометричні або овальні напівкільцеві утворення різного генезису, почасти дискусійного характеру (Бовтиська западина). Як виняток,

низка дрібномасштабних морфоструктур з такою морфологією пов'язана з локальними концентричними максимумами гравітаційного поля й може бути ідентифікована з докембрійськими структурами, за наявності у їх центральній частині основних, ультраосновних або залізисто-кременистих порід, утворюючих локальний максимум гравітаційного поля (Жовтоводська кільцева морфоструктура).

Категорія розломно-блокових морфоструктур проявлена як у сучасному рельєфі, так і у геологічній будові кристалічного фундаменту. Загалом – це різномасштабні полігональні масиви гранітизованих вулканогенно-осадових

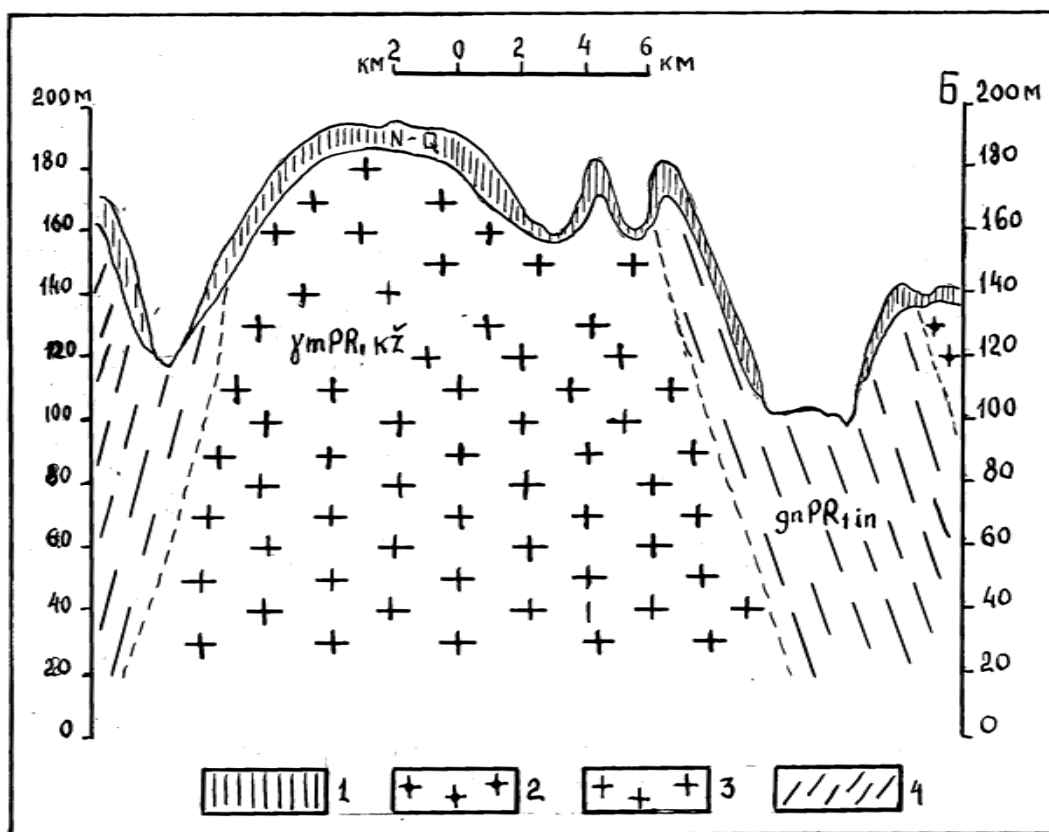


Рис. 5. Геологічний розріз по лінії А-Б

1 – неоген-четвертинні відклади; 2 – новоукраїнські порфіробластові граніти; 3 – полігенні мігматит-гранітоїдні утворення кіровоградсько-житомирського комплексу; 4 – гнейсово-кристалосланцеві утворення інгулецької серії.

порід різної конфігурації, обмежених різноорієнтованими розривними порушеннями. Такі масиви (Шполянський, Долинський, Новгородківський та ін.) виступають у сучасному й похованому рельєфі фундаменту та його кори зв'трювання в якості локальних водоподілів, а обмежуючі їх розломи у багатьох випадках продовжуються на суміжних площах. Зазначений генетичний тип розломів тісно пов'язаний із формуванням та становленням масивів гранітоїдів [5]. Ці розломи у своїй більшості приурочені до екзо- та ендоконтактів масивів суттєво калієвих мікроклінових гранітів і простягаються узгоджено з вміщуючою мігматит-гнейсовою товщею. У плані ці розриви в одних випадках прямолінійні і являють собою суцільні смуги дроблення і мілонітизації; в інших – вони проявлені серією переривчастих тріщин.

Відсутність цілковитої просторової кореляції на рівні сучасного ерозійного зрізу контурів гранітизованих порід і обмежуючих граніт-мігматитові масиви лінійних морфоструктур, представлених переважно розробленими річковими долинами, пояснюється незавершеною відпрепарованістю цих масивів

денудаційними процесами, тобто знаходженням їх глибинних частин у завуальованому стані під частково перекриваючою такі граніт-мігматитові масиви гнейсо-сланцевою товщею (рис. 4, 5).

Сучасний вертикальний розмах зруденіння натрій-уранової формації (від кількох десятків до тисячі і більше метрів) свідчить про уповільнення у пострудну епоху здійснюваних суто гранітоїдних масивів різного порядку і корелювання сумарних піднять з латеральними параметрами гранітоїдних масивів на рівні наявного денудаційного зрізу.

Показовим у цьому відношенні є Новоукраїнський гранітогнейсовий купол (рис. 6), у межах якого вертикальний розмах уранового зруденіння варіює від кількох десятків (у склепіневій частині) до багатьох сотень метрів і більше кілометра (на периферії). Відповідним чином змінюються і кути падіння рудовміщуючих розломів від пологих (30-50°) і майже субгоризонтальних – у склепіневій частині до крутих (60 - 85°) – на периферії. Пологі розломи, властиві більш глибинним інтервалам розривних порушень, виведені тривалими здійсненнями на приповерхневий рівень, що у стратитектонічній системі

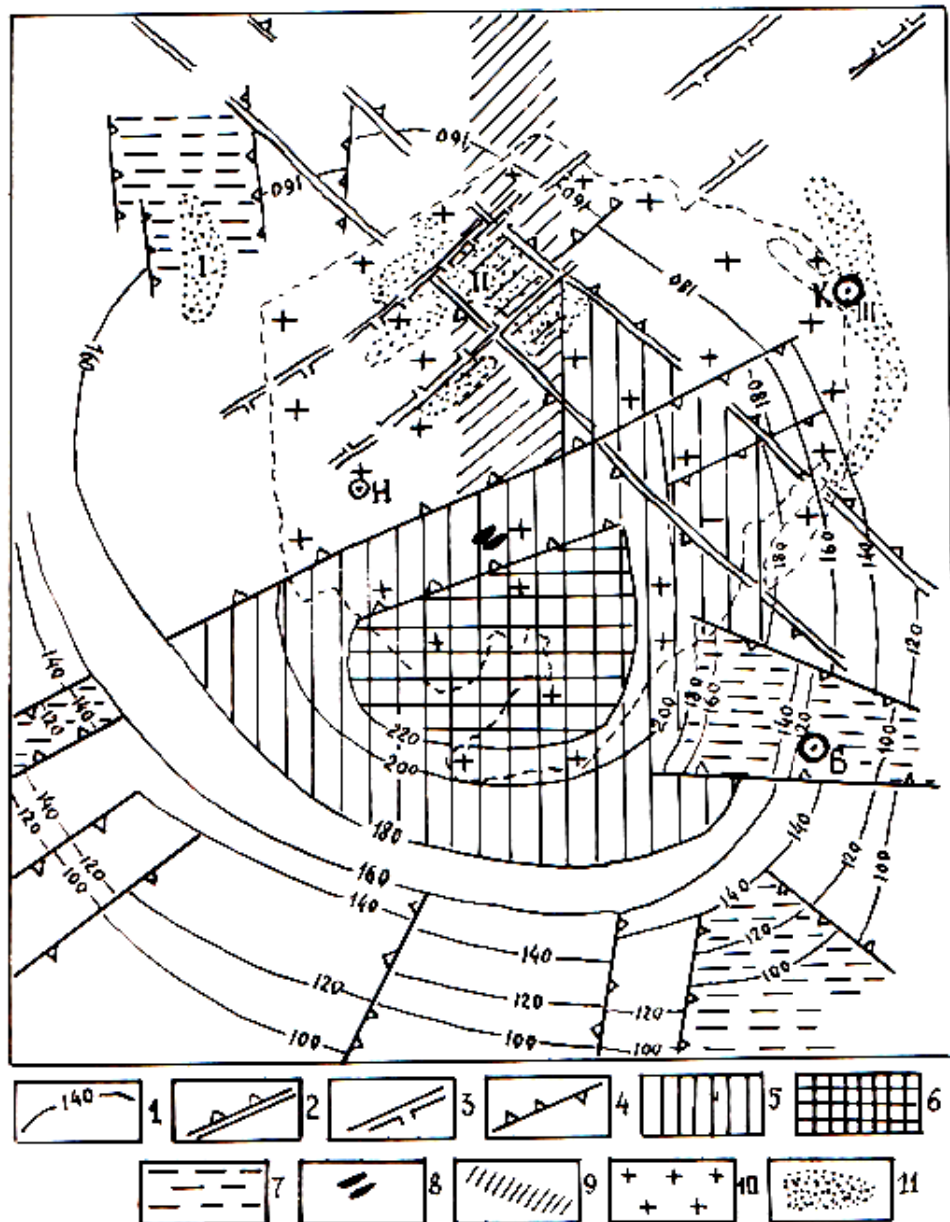


Рис. 6. Купольно-блокова диференціація денудаційного зрізу Новоукраїнського гранітогнейсового купола.

1 – тектоізогіпси поверхні кристалічного фундаменту та його кори вивітрювання; 2 – розломи, обмежуючі склепіневу зону Криничуватсько-Краснопілської морфоструктури; 3 – розломи, обмежуючі центральну зону Плетеноташлицької морфоструктури; 4 – активізовані у мезо-кайнозой розривні порушення (зубці направлені в сторону опущеного блока); 5 – блоки Новоукраїнського купола, які зазнали у мезо-кайнозой; 6 – випереджуючих здіймань, 6 – максимальних здіймань, 7 – уповільнених здіймань, 8 – ділянки залягання рівненської мінети; 9 – Новомиргородська лінійно-площова морфоструктура, 10 – граніти новоукраїнські порфіробластові, 11 – урановорудні райони (I – Ватутінський, II – Новокосянтинівський, III – Кіровоградський). Населені пункти: К – Кіровоград, Б – Бобринець, Н – Новоукраїнка.

демонструє елементи «лістрізму», характерного для корових розривних порушень.

Узагальнюючи наведені ознаки диференційованого у просторі здіймання гранітоїдних масивів купольних і кільцево-купольних структур Інгульського мегаблоку можна прогнозувати виявлення нових концентрацій уранової мінералізації у натрієвих метасоматитах на глибинах, нівелюючих можливості сучасної аерогамазйомки та низки

традиційних наземних пошукових засобів, що на загал підвищує перспективи ураноносності Інгульського мегаблоку УЩ.

У зазначеному контексті слід відзначити, що збереженість уранових родовищ у натрієвих метасоматитах на площі Новоукраїнського граніто-гнейсового купола зростає у менш зденудований його північно-західній частині та на периферії цієї морфоструктури за виключенням південної

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины // Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., – К.: Наук. думка, – 1995. – 394 с.

2. Карта современных вертикальных движений земной коры восточной Европы м-ба 1:2500000. М.: ГУГК при СМ СССР, – 1973.

3. Карта линейных и кольцевых структур Украинской ССР (по материалам космических съёмок) в м-бе 1:1 000 000. Гл. ред. А.И. Зарицкий. К.: Мингео СССР, – 1987.

4. Комаров А.Н., Вербицкий В.Н., Прытков Ф.Я. Новый генетический тип куполов в докембрии Украинского щита // Геол. журнал. – 1986. – №4. – с. 106-112.

5. Комаров А.Н., Черкашин Л.А. Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – К.: Наукова думка, – 1991. – 180 с.

6. Семенюк Н.П. Криничеватско-Краснополкская морфоструктура – новый структурный элемент Кировоградского блока // Докл. АН УССР, – сер. Б. – №12, – 1984. – С.25-27.

7. Семенюк М.П. Еволюція Новоукраїнського гранітогнейсового купола в фанерозої та її роль у збереженості ендегенного уранового зруденіння // Зб. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. – 2002. – Вип. 5/6. – С.277-284.

8. Семенюк Н.П., Тельнюк-Адамчук В.И. Влияние гравитационных аномалий на размещение эрозионных форм рельефа (на примере Криворожья) // Докл. АН УССР сер. Б. – №11, – 1984. – с. 20-23.

9. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование, – 1995. – Вып.21. – С.74-88.

10. Эндогенное оруденение древних щитов // Отв. ред. Казанский В.И. – М.: Наукова думка, – 1991. – 180 с.

Semeniuk M.P., Nikolaenko V.I., Polanski V.D., Sorokotyaga O.I.

Morphostructural prognostic criterions of the post-ore denudational cutting of the deposits of sodium-uranium formation of Ingul megablock of Ukrainian shield

During the post-ore rising of Ingul megablock the deposits of sodium-uranium formation, formed at depths of 2-4 km 1,8-1,75 billion years ago, were partially denuded. The level of their denudation was differentiated and obeyed to the annular and fault-block structures which had different constructions, parameters and morphology. Their identification is based on aerospace survey the earth's surface, both in a modern and buried (early palaeogene) surface relief of the crystalline basement and its weathering crust.

АНОКСИЧНІ ОКЕАНІЧНІ ПОДІЇ КАРПАТО-ПОДІЛЬСЬКОГО СЕГМЕНТУ ПАЛЕООКЕАНУ ТЕТІС

Сеньковський Ю.М., Радковець Н.Я., Палій В.М.

В історії геологічного розвитку Карпато-Подільської континентальної окраїни палеоокеану Тетіс окремі інтервали пізнього докембріо-фанерозою позначилися аноксичними подіями в басейні седиментації [1]. Ці події впливали на хід седименто-літогенезу, а у сформованих під їх впливом відкладах процеси постседиментаційних трансформацій призвели до формування певних корисних копалин.

Як відомо, основним первинним продуцентом органічної речовини в Світовому океані є одноклітинні мікроскопічні планктонні водорості (фітопланктон). Одним із основних факторів, що сприяють ефективному захороненню органічної речовини в осадах, а отже утворенню потенційно нафтоматеринських верств, є дефіцит кисню в мулових і придонних водах. Тому ідентифікація давніх океанічних безкисневих подій у стратиграфічному літописі осадових товщ суттєво доповнює уявлення про походження та просторово-часове поширення нафтогазоносних, фосфоритоносних, чорносланцевих товщ, а на основі геохімічного вивчення перебігу процесів на ранніх стадіях діагенезу стає можливим визначити умови формування і збереження нафтогазогенераційного потенціалу відкладів.

На основі вивчення представницького кам'яного матеріалу та проведення польових досліджень на західному краю Східно-Європейської платформи та Українських Карпат були встановлені в стратиграфічному літописі окремі інтервали океанської безкисневої седиментації.

Найдавніша аноксична подія, яка зафіксувалася у седиментологічному літописі Волино-Подільського сегмента континентальної окраїни Палеотетісу, мала місце у пізньовендський час і вперше виділена авторами під позначенням ОАЕV [2]. Їй відповідають відклади так званих калюських верств (або миньковецького горизонту) верхнього венду, що поширені в межах Волино-Подільської монокліналі, Північно-Молдовського підняття та західної частини Молдовської монокліналі [3]. В нашаруваннях ранньокрейдового віку встановлено осади аноксичної події ОАЕ-1. Вона зафіксувалася в межах епіпелагічної частини Карпатського сегмента океану Тетіс. Це палеошельфові відклади, так звані чорні глини (0,5–3,5 м), що простежуються у верхній частині

нижньокрейдового розрізу автохтона Східних Карпат. Мезопелагічні барем-альбські чорносланцеві відклади, як і у випадку епіпелагічних відкладів, є відображенням в літологічному літописі Карпатської частини Мезо-Тетісу глобальної апт-альбської безкисневої події ОАЕ-1, що охоплювала значну частину Світового океану. Вони представлені шипотською та спаською світами, що залягають в основі розрізу Карпатського флішу.

Осади «чорних глин» фази ОАЕ-2, глобальне поширення яких за даними міжнародного проекту DSDP (Deep Sea Drilling Project) зафіксовано на границі сеноман-турону, вперше на території заходу Східно-Європейської платформи авторами були встановлені в розрізі вапнякової товщі нижнього турону (зона *Inoceramus labiatuis* Schloth.) (с. Золотники, р. Стрипа).

Мезопелагічні відклади олігоцен-міоценового віку, що відображають в літологічному літописі Карпатської частини Тетісу глобальну безкисневу подію ОАЕ-4, представлені менілітовою світою і завершують потужний розріз Карпатського флішу.

Розглянута концепція, завдяки розвитку аноксичних подій в седиментаційних басейнах океану Тетіс, пояснює з позицій хімічної палеоокеанографії формування певних типів відкладів і пов'язаних з ними корисних копалин (вуглеводні, фосфорити, горючі сланці).

1. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Сеньковський Ю.М., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю. – К.: Наук. думка, 2004. – 172 с.

2. Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритоносних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи / Сеньковський Ю. М., Палій В. М., Радковець Н.Я., Колтун Ю. В. // Геологічний журнал. - № 1, 2012. - С. 22-30.

3. Soft-bodied Metazoa and animals trace fossils in the Vendian and Early Cambrian / V.M.Palij, E.Posti, M.A.Fedonkin // Upper Precambrian and Cambrian palaeontology of the East-European platform – Warszawa: Wydawnictwa geologiczne, 1983. – P. 56 – 94.

The role of the "oceanic anoxic events" that occurred within the Carpathian-Podolsk continental margin of Paleo-Tethys in the Late Vendian, Early Cretaceous, Oligocene-Miocene age in the formation of organic-rich dark-colored sedimentary rocks and associated minerals is highlighted.

ФОСФАТНА СИРОВИНА В УКРАЇНІ, СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ЕФЕКТИВНОГО ВИКОРИСТАННЯ

Сивий М.Я.

Основна маса фосфатів (біля 85%), які видобуваються, використовуються у сільському господарстві для виробництва мінеральних добрив та кормових додатків, інші 15% знаходять застосування в різних галузях промисловості, переважно у виробництві миючих засобів.

Україна є великим споживачем і виробником фосфатних та комплексних фосфоровмісних мінеральних добрив. У виробництві фосфоровмісних добрив беруть участь Костянтинівський хімзавод (порошкоподібний суперфосфат), Сумське ВО “Хімпром” (гранульований суперфосфат, рідкі комплексні добрива), Одеський суперфосфатний завод (гранульований суперфосфат), Кримська ДАК “Титан” (амофос), Рівненське ВО “Азот” (амофос, рідкі комплексні добрива), Придніпровський хімзавод (амофос, нітрофос), Роздольське ВО “Сірка” (нітроамофоска), Вінницьке ВО “Хімпром” (гранульований суперфосфат з бромом, тукоsumіші), Шосткинське ВО “Свема” (преципітат). Сумарна потужність підприємств становить 1,85 млн. т P_2O_5 , хоча реальне завантаження в останні роки не перевищує 40...50%. Сировиною для підприємств є апатитовий концентрат (38...39% P_2O_5), імпортований з Російської Федерації (Хібінські гори), до якого пристосовані усі технологічні схеми. Видобуток власної фосфатної сировини в Україні не ведеться. У той же час в сільському господарстві дефіцит добрив (насамперед фосфорних) зумовлює не тільки падіння врожайності, а й деградацію ґрунтів, що уже розпочалась. Так, за даними агрохімічного обстеження ґрунтів України у 1993 р., середньозважений вміст рухомих сполук фосфору становив 8 мг при оптимумі 15...16 мг на 100 г ґрунту. Площа ріллі з низьким і середнім вмістом рухомого фосфору становить 17812 га, або 57%. Врожай культур на цих площах обмежується недостатнім рівнем фосфатного живлення [9]. Для отримання валового збору 50 млн. т зернових, 40 млн. т цукрових буряків і 20 млн. т картоплі необхідно вносити орієнтовно 70 кг P_2O_5 на 1 га ріллі. Для цього потрібно щорічно вносити з добривами до 2 млн. т P_2O_5 [6]. Підвищений вміст токсичних речовин у привізних фосфоритах з Північної

Африки і Близького Сходу, а також зменшення видобутку хібінських апатитів у Російській Федерації уже давно вимагають реалізації програми хоча б часткового забезпечення ґрунтів добривами з вітчизняних родовищ сировини. Розгорнуті ДРГП “Пінічгеологія” в останнє десятиліття широкі пошуково-оцінювальні роботи, спрямовані на визначення перспектив Волино-Подільського регіону щодо виявлення промислових концентрацій різних видів агрохімічної сировини, дали позитивні результати. Встановлені та попередньо оцінені поклади унікальної для України мінеральної сировини – сапонітів, а також зернистих фосфоритів, глауконітів, апатитів, що дозволяє переглянути усталені погляди на мінерально-ресурсний потенціал регіону.

Серед родовищ *apatитових руд*, які є основною сировинною базою для виробництва традиційних мінеральних добрив (суперфосфату, амофосу тощо), виділяють чотири головні генетичні типи: магматичні, метаморфогенні, карбонатитові та кори вивітрювання. В Україні відомі майже усі геолого-промислові типи родовищ. Балансові запаси враховані на п'ятьох родовищах комплексних апатитовмісних руд: Стремигородському, Торчинському, Федорівському, Новоуполтавському і Носачівському (понад 2162782 тис. т руди, або 17452 тис. т P_2O_5 за категоріями А+В+С₁). На даний час жодне з родовищ не розробляється.

Магматичний тип представлений Стремигородським, Федорівським, Носачівським та ін. родовищами, приуроченими до Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів Українського щита і пов'язаними з формацією габро-анортозитів.

Карбонатитові руди представлені Новоуполтавським родовищем та рудопроявами Приазов'я, Проскурівським та іншими перспективними масивами Поділля. Зокрема, у Летицівському районі Хмельницької області у межах Голосківської апатитової площі виділені перспективні прояви апатитових руд із прогностичними ресурсами 35 млн. т.

В архейських плагіоклаз-піроксенових кристалічних сланцях поблизу с. Тропове Могилів-Подільського району (Вінницька область) виявлено прояв вкрапленого апатиту

значних розмірів. Група круто падаючих рудних тіл потужністю 30...40 м кожне простежена свердловинами з глибини близько 60 м до 300 м. Вміст P_2O_5 в тілах коливається у межах 2,0...4,2%. Сумарні прогнозні ресурси оцінено у 20 млн. т.

У Хмільницькому районі Вінницької області відомі апатитопрояви у корі вивітрювання серпентинітів, у яких вміст апатиту становить 20...30 кг/т.

Ще одним родовищем, сформованим у корі вивітрювання, є Торчинське, враховане у Державному балансі запасів.

Окрім названих, у межах Українського щита відома низка попередньо оцінених родовищ в Іршанському гірничопромисловому вузлі: Видибірське, Давидківське, Паромівське, Кропивненське, Юрівське, Словечнянське. Виявлено також понад 10 перспективних рудопроявів. Сумарні ресурси P_2O_5 у гірничопромисловому вузлі становлять 258 млн. т при вмісті P_2O_5 у руді 3...10% [2].

За даними Міністерства аграрної політики України, сучасні потреби галузей економіки у фосфорній сировині оцінюються у 2,3...2,8 млн. т/рік в розрахунку на 100% оксиду фосфору, тобто у 6...7 млн. т кондиційного апатитового концентрату. Із власних родовищ можна забезпечити лише частину потреб у фосфорних добривах. Можливість ввезення кольського апатитового концентрату різко зменшується у зв'язку з відпрацюванням основних запасів для відкритого добування. За геолого-економічною оцінкою найперспективнішими до освоєння є комплексні апатитові руди габро-анортозитової формації Коростенського плутону (Стремигородське, Федорівське та ін.), формації ультраосновних лужних порід та карбонатитів (Новополтавське). Аналогічні за вмістом корисних компонентів родовища експлуатуються в Росії, ПАР, Норвегії. Апатитові концентрати відзначаються високим вмістом P_2O_5 , екологічною чистотою і придатні для переробки на діючих хімічних заводах України без внесення суттєвих змін в технологічний регламент виробництва [12].

На базі Стремигородського родовища, розміщеного поблизу Іршанського ГЗК, можна створити підприємство з річним виробництвом 860 тис. т апатитового концентрату з вмістом P_2O_5 38%. Руди легко збагачуються з одночасним виходом ільменітових, апатитових та титано-магнетитових концентратів високої якості.

Для Новополтавського родовища апатит-рідкіснометалевих руд ще у 1990 році було розроблено ТЕО на будівництво підземної

копальні і збагачувальної фабрики. Практично безвідходна технологія переробки апатитових руд дозволяє отримувати до 1650 тис. т/рік апатитового концентрату із вмістом фосфорного ангідриду у 38%. При експлуатації родовища можна також використати: 1) карбонатну кришку для вапнування кислих ґрунтів згідно з ДОСТ 14050-78; 2) слюдисті хвости збагачення, придатні при виробництві грубої кераміки, руберойду; 3) вапнисті пісковики для виробництва облицювальної плитки; 4) опоки, як легкі наповнювачі для бетонів; 5) сієніти, граніти, мігматити та ін., як облицювальні матеріали; 6) рідкісні землі (ніобій, тантал), а також стронцій і фтор.

ЗАТ «Волинська гірничо-хімічна компанія» здійснює погодження та експертизи з метою майбутньої експлуатації родовища.

Носачівське родовище апатит-ільменітових руд Корсунь-Новомиргородського плутону, розташоване у Смілянському районі Черкаської області, детально розвідане ДП «Центрукргеологія» і передане для експлуатації ООО «ТіоФаб, ЛТД (2007 р.). Запаси й ресурси TiO_2 на родовищі становлять 44428 тис. т, а P_2O_5 – 10850 тис. т. Згідно з розробленою технологією збагачення, планується отримувати апатитовий концентрат з вмістом P_2O_5 не менше 39%.

Передбачається завершення розвідки й затвердження запасів на Видибірському родовищі, а також проведення розвідувальних робіт на Голосківській площі у Хмельницькій області.

Фосфорити України за морфологічними ознаками поділяють на жовнові, зернисті, змішаного типу та черепашикові. Найбільше поширення й промислове значення мають перші три типи.

Жовнові фосфорити представляють окремі конкреції (жовна) різного розміру (від 1...2 до 10...15 см) включені в породу (глину, пісок, крейду та ін.) й нерівномірно розподілені у ній. У корінному заляганні вони відомі у Середньому Подністров'ї, перевідкладені - на Волині, Поліссі, ДДЗ.

Так, у межах південно-західної околиці Східно-Європейської платформи виділяють три фосфоритоносні басейни: Подільський вендський, Волино-Подільський крейдовий та Поліський палеогеновий [10], ще один басейн крейдового віку – Дніпровсько-Донецький виділяється на лівобережжі України.

Подільський басейн охоплює площу розвитку калюських верств венду у межах південно-західного схилу Українського щита. Фосфоритоносність виявлена переважно серед

відкладів нагірянської світи венду, спорадично відмічається і у давніших відкладах даної системи.

Калюські верстви (миньківський горизонт) відслонюються у Середньому Подністров'ї в долині Дністра та його лівих допливів – Жвану, Калюсу, Ушиці, а свердловинами зустрінуті також у басейнах Південного Бугу і Горині.

Продуктивний горизонт потужністю 5...25 м складений монолітною товщею темно-сірих чи сіро-зелених тонковерстовуватих сланцюватих аргілітів (“фосфороносних сланців”, за Р. Виржиківським) з проверстками і тонкими лінзами алевролітів. Фосфорити представлені конкреціями розміром 2...25 см у поперечнику. Вміст P_2O_5 у корінних фосфоритах із калюських верств становить 30...38%, тобто вони можуть вважатись високоякісною сировиною для виробництва фосфорних добрив – суперфосфату, фосфоритного борошна та ін.

Виведені на денну поверхню гіпергенно змінені (розпушені) фосфоритоносні відклади венду під час альбської трансгресії були піддані інтенсивному розмиву і подальшому перевідкладенню фосфоритів в пологих улоговинах котловини, що простягалась вздовж затопленої південно-західної частини Українського щита. Так сформувалися перевідкладені конкреційні фосфорити, які складають базальний шар середньо-верхньоальбських і нижньосеноманських відкладів. Останні разом з корінними фосфоритами крейдового віку утворюють *крейдовий Волино-Подільський басейн*.

Фосфоритопрояв середньоальбського віку описаний Ю. Сеньковським та ін. [11] у Борщівському районі Тернопільської області в районі сіл Худиківці та Пилипче. Продуктивні відклади представлені тут черепашковими і піщаними фосфоритами, рідше – пелетами (округлі утвори розміром 0,06...2 мм), фосфатизованою деревиною та рештками еласмобранхій (зуби). Перераховані різновиди беруть участь в будові фосфоритоносного шару (0,3...0,5 м), утворюючи багаті скупчення, де вміст фосфоритів сягає 40...50%.

Фосфорити Худиківсько-Пилипчанського покладу представляють собою порівняно багату на фосфор руду. Спеціальні геолого-пошукові роботи на фосфоритоносність середнього альбу до цього часу не проводились.

У верхньоальбському горизонті виділяють фосфорити двох генетичних типів: перевідкладені кулеподібні конкреції вендського віку та корінні піщані жовнові фосфорити.

Перевідкладені конкреційні фосфорити венду залягають серед грубоуламкових порід (конгломерати) й відомі поблизу сіл Лядова, Бернашівка, Глибівка та ін., де вони складають продуктивний горизонт потужністю 0,2...1,0 м. Горизонт приурочений до контакту протерозойських і крейдових порід.

Перевідкладені вендські фосфорити на Поділлі були тривалий час об'єктом інтенсивної експлуатації. Промислове освоєння їх розпочалось ще у 1870 році поблизу м. Жмеринки. До 1934 року основні запаси невеликих родовищ були відпрацьовані; окрім цього, були відкриті багаті апатитові руди Хібінських гір у Росії, тому подальша розробка подільських фосфоритів стала нерентабельною і була зупинена.

За даними різних дослідників, залишкові запаси конкреційних фосфоритів не перевищують 300...500 тис. т, а продуктивність покладів може становити не більше 300 кг на 1 м² (у свій час продуктивність цих горизонтів становила 1000...1800 кг/м²). Ю. Сеньковський та ін. [11] вважають, проте, що територія вододільних плато (межіріч) лівих допливів Дністра може вважатись цілком перспективною щодо виявлення нових промислових скупчень фосфоритів даного типу. Проблема, однак, полягає у тім, що продуктивний пласт на таких ділянках залягає на глибині біля 100 м і може розроблятись лише підземним способом. Крім цього, наявність у покрівлі продуктивного горизонту кременистих порід може розглядатись як несприятливий чинник при майбутній експлуатації.

Корінні фосфорити залягають серед кварц-глауконітових пісків і добре відслонюються у Могилівському Подністров'ї (села Дзигівка, Наславча та ін.).

Поблизу с. Жван Муровано-Куриловецького району ще у 1954 році було відкрито родовище фосфоритів змішаного типу (Жванське), представлене первинними жовновими і зернистими фосфоритами розміром від 0,1...0,5 мм до 2...5 см і фосфоритоносним глауконітовим піском, а також вторинними – перевідкладеними кулястими конкреціями та їх уламками. Фосфоритовий горизонт потужністю від 8...10 до 20...30 м залягає на глибині 70...100 м і виходить на поверхню тільки на схилах річкових долин. Потужність рудного покриву 0,9...1,5 м.

Запаси оцінені за категорією C_1 лише на єдиній Північній ділянці і становлять 752 тис. т у перерахунку на збагачений концентрат з вмістом P_2O_5 16%. Вміст P_2O_5 у руді – 3...5%,

продуктивність рудного пласта 450...470 кг концентрату на 1 м².

Техніко-економічні розрахунки, проведені для родовища у 60-х і 90-х рр., базувалися лише на показниках даної ділянки, хоча відомі виходи рудного пласта із значно вищими показниками. Детальніше вивчення може дозволити виділити ділянки із запасами 2...3 млн. тонн руди.

Розрахунки показують, що переробка 14...16% концентрату з руди родовища на суперфосфат є нерентабельною. Однак, фосфоритова мука з концентрату чи навіть з незбагаченої руди цілком придатна для використання на кислих подільських ґрунтах і за ефективністю не поступається суперфосфату. Останнє було підтверджено дослідними роботами на таких сільськогосподарських культурах як цукрові буряки, картопля, озима пшениця, овес, гречка, кукурудза та ін. У борошні з жванських руд окрім фосфоритів міститься 30...40% глауконіту, багатого калієм, тобто добриво може вважатись фосфорно-калієвим. Глауконіт також сприяє інтенсивному розвитку азотутворюючих бактерій і поповненню ґрунту азотом. Глауконітові піски знайшли широке застосування як природне добриво-меліорант у багатьох європейських країнах.

Розрахунками також встановлено, що при умові використання руди для виготовлення фосфоритового борошна може бути досягнута висока рентабельність виробництва (понад 30%) та короткий термін окупності капіталовкладень (біля 3-х років). При цьому потужність майбутнього підприємства передбачається на рівні 150 тис. т фосфоритової муки /рік [І.Українець, інформація не опублікована].

Фосфатно-глауконітові руди, близькі за складом до жванських, у сприятливих для підземного видобутку умовах відомі також в околицях сіл Дзигівка, Русава, Порогів Ямпільського району. Поклади потребують подальших досліджень.

Загалом у вузькій смузі (8...18 км) від Ямполья Вінницької області до м. Хмельницького виявлено 8 родовищ та майже 90 проявів фосфоритів. Знаходяться вони переважно в крейдових відкладах і представлені жовними фосфоритів пластогенної і органогенної структури, а також черепашковими, губковими і фітоморфними різновидами. Окрім того зустрічаються лінзи й перевірки тонкодисперсного фосфориту з вмістом P₂O₅ 10...15% [5].

Завершено попередню розвідку таких площ як Зозулинецька у Красилівському та Фащівська у Деражнянському районах (запаси становлять 93,2 млн. т).

Нижньосеноманський фосфоритоносний горизонт добре відслонюється на межиріччі Студениці-Калюся та прилеглих ділянках. Тут продуктивний горизонт представлений кварцово-глауконітовими та глауконітовими пісками потужністю 3...6,5 м з жовними піщаних фосфоритів і конкреціями бурого залізняку. Вміст фосфоритів у пісках досягає 15% і більше.

На даний час в Україні виробництво фосфорних добрив здійснюється майже повністю за рахунок завезення апатитових концентратів і фосфоритів з Росії, що вимагає значних валютних витрат. Гострота проблеми могла б знятись у випадку залучення у виробництво якісних фосфатних руд, відкритих в останні роки у північно-західних районах України (Волинь, Поділля). Мова йде про так звані зернисті фосфорити сеноманського віку, які представляють собою глауконіт-фосфат-кварцові пісковики на карбонатному крейдоподібному цементі. Встановлено багато варіантів заміщення карбонатів фосфатною речовиною (вміст P₂O₅ від 6 до 30%), при цьому оксид фосфору перебуває у формі, яка легко засвоюється рослинами.

Основні поклади зернистих фосфоритів *Волино-Подільського фосфоритоносного басейну* локалізуються у межах Маневецько-Клеванської та Здолбунівсько-Тернопільської перспективних площ. Ресурси фосфориту містяться у глауконіт-кварцових і вапнякових пісках та пісковиках сеноману. Загальна потужність покладів – до 6 м при глибині залягання до 250 м і вмісті P₂O₅ до 15%. Фосфоритоносність покладів зумовлена наявністю зернистих утворів, серед яких домінують фосфатизовані призми із стулок іноцерамів [1]. Прогнозні ресурси (P₂) зернистих фосфоритів площ оцінюються, відповідно, у 100 і 73,6 млн. т.

У межах Здолбунівсько-Тернопільської площі, яка вивчалася в останні роки ДРГП “Північгеологія”, певний інтерес становить Милиятинське родовище (Острозький район), яке враховане Державним балансом запасів. Просторово і генетично зернисті фосфорити родовища пов’язані з морськими теригенно-карбонатними відкладами сеноманського віку пізньої крейди. Родовище може розроблятися відкритим способом (потужність розкриття не перевищує 12 м). Балансові запаси фосфорного ангідриду становлять 247 тис. т, прогнозні ресурси – ще 100 тис. т при вмісті P₂O₅ 6...7%.

Дослідно-промислова розробка родовища здійснюється Західно-Українським гірничим підприємством. У зв'язку із складними гірничо-геологічними умовами залягання фосфоритів – інтенсивна водоносність продуктивних відкладів та розміщення їх на приватизованих орних землях й під забудованими територіями, науковцями Національного університету водного господарства та природокористування (м. Рівне) запропоновано альтернативу відкритому способу відпрацювання родовища – метод свердловинного гідровидобутку фосфоритів, який дозволяє знижувати витрати на експлуатацію у 2...3 рази, зводячи при цьому до мінімуму згубний вплив на довкілля.

У північно-східній частині Волинської області на території Маневицького району розташоване родовище зернистих фосфоритів Матейки. Тут продуктивний горизонт представлений дрібнозернистим глауконіт-фосфат-кремнієвим пісковиком на карбонатному цементі [3]. Загальні прогнозні запаси складають 95,6 млн. т руди, або 5,9 млн. т P_2O_5 при вмісті останнього 1,1...6,4%. Вплив місцевих фосфоритів як меліорантів на продуктивність сільськогосподарських культур вивчався Поліським філіалом ННЦ «Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Соколовського». Висновки такі:

- використання місцевих фосфоритів на дерново-підзолистих ґрунтах як меліорантів в прямій дії значно підвищувало врожайність бульб картоплі. В післядії на врожай зерна ячменю ярого та зеленої маси їх ефективність значно знижувалась;

- зернисті фосфорити, внесені як меліоранти на сірих опідзолених ґрунтах, в прямій дії на врожай зеленої маси однорічних трав діяли на рівні з місцевими меліорантами (вапняками), а їх післядії на врожай зерна ріпаку озимого та житаозимого була ефективнішою від них;

- зернисті фосфорити родовища Матейки, внесені на темно-сірих опідзолених ґрунтах, за ефективністю значно переважали місцеві вапняки та аналогічні фосфорити Милитинського родовища, як в прямій дії, так і в післядії.

Спеціальні дослідження, проведені Інститутом ґрунтознавства і агрохімії та Інститутом цукрових буряків УААН встановили, що агрохімічна дія зернистих фосфоритів як фосфорних добрив дорівнює дії суперфосфату, а в окремих випадках і перевищує її ефективність.

Крім цього, завдяки комплексному складу зернистих фосфоритів (фосфати, карбонати, глауконіт, мікроелементи), вони є природними агроходами різноспрямованої позитивної дії,

основними чинниками якої слід вважати: а) підвищення врожайності сільськогосподарських культур (картопля, зернові, коренеплоди, багаторічні трави) в 1,6...1,9 рази для першого року досліджень; у 1,2...2,1 рази – післядії другого року досліджень і у 1,8...2,5 рази – післядії третього року досліджень; б) покращання якості ґрунтів (відновлення родючості) через зниження кислотності і стабілізацію кислотно-лужної рівноваги, збільшення в ґрунті рухомих сполук фосфору на 30...80%, накопичення органічної речовини (на 20...60%), азоту і кальцію, покращання мікрокомпонентного складу ґрунту. При цьому спостерігається зменшення забруднення нітратами сільськогосподарської продукції на 30...50% та зниження вмісту радіонуклідів завдяки адсорбційним властивостям зернистих фосфоритів [7].

Токсикологічні та гігієнічні дослідження стверджують, що зернисті фосфорити України відносяться до екологічно найчистіших добрив світу. При цьому унікальний хімічний склад із значним вмістом низки природних сорбентів типу глауконіту та монтморилоніту дозволяє блокувати надходження до рослин багатьох важких металів, а також радіонуклідів (Cs-137, Sr-90). Зернисті фосфорити пройшли експертизу Держкомісії Кабінету Міністрів України.

У червні 2000 р. на IV сесії Міжурядової ради СНД з геології та використання надр, що проходила у Києві, був прийнятий до реалізації Проект “Агрономічні руди та мінеральні добрива у забезпеченні продовольчої безпеки”. У рамках проекту, зокрема, унікальна колекція фосфоритів зі всіх континентів Землі була проаналізована на 65 елементів-домішок. Аналізи виконані з використанням спеціальних еталонів визначення якості фосфоритів, що створює необхідні умови для обґрунтованих співставлень. Основний висновок: фосфати Росії, Казахстану, України та отримані з них добрива відрізняються більшою екологічною чистотою, ніж їх зарубіжні аналоги. За екологічною оцінкою кращими виявились українські зернисті фосфорити.

У зв'язку з підготовкою до експлуатації на Поділлі покладів зернистих фосфоритів, може виявитись цікавим досвід дослідно-промислової розробки Карпівського родовища зернистих фосфоритів у Донецькій області ЗАО “Агрофос”.

Родовище складене фосфорит-глауконіт-кварцовими пісками та пісковиками сеноманського віку з середнім вмістом у руді 5,86% P_2O_5 . Технологія збагачення руд родовища була опрацьована УкрДІМР. Відпрацювання родовища почалося у 1999 р. Амвросіївською

фабрикою мінеральних добрив і на протязі 1999 – 2001 рр. було видобуто й збагачено 20 тис. т руди, отримано 7 тис. т фосфорит-глауконітового концентрату. Робота збагачувальної фабрики засвідчила потребу вдосконалення технології збагачення сировини (проектні показники концентрату не були досягнуті). Дослідження концентрату доказали, що при умові внесення його у еквівалентних дозах щодо засвоюваного P_2O_5 , він переважає за якістю гранульований суперфосфат в усіх ґрунтово-кліматичних зонах. Не підтвердилась необхідність тонкого подрібнення фосфатного продукту – сільськогосподарські підприємства з успіхом використовували фосфорит-глауконітовий концентрат у природному вигляді (0,25 мм).

З іншого боку, відсутність держзамовлень на фосфатні добрива, які виробляє фабрика, потребувала їх реалізації за прямими договорами з сільськогосподарськими споживачами, що ускладнюється у нинішніх умовах через відсутність в останніх вільних обігових коштів. Зазначені та деякі інші обставини спричинили труднощі зі збутом продукції. Вихід із ситуації підприємство вбачає у підвищенні якості концентрату за рахунок формування композитних сумішей з багатшими жовновими фосфоритами, дальшим удосконаленням технології збагачення руд, збільшенні продуктивності фабрики, що призведе до зниження відпускної ціни, а також у маркетингу продукції (агрофоски) на внутрішньому ринку. Важливою умовою ефективного функціонування подібних гірничорудних підприємств є також укладення ф'ючерсних контрактів на постачання продукції споживачам [4].

Осиківське родовище знаходиться у Старобешівському районі Донецької області і приурочене до відкладів криволуцької світи верхньої крейди. Утворює витягнуту в меридіональному напрямку смугу шириною до 1,5 км і довжиною 4 км. Представлене кварц-глауконітовими пісками, перекритими слабо фосфатними неогеновими пісками. Вміст P_2O_5 коливається від 3 до 14% (в середньому 5,2%). Запаси підраховані за промисловими категоріями і становлять 593 тис. т фосфорного ангідриду.

Окрім зазначених родовищ, в Донецькій області виділені також перспективні фосфоритноносні ділянки крейдового віку – Рай-Александрівська і Званівська з сумарними прогнозними ресурсами 2,5 млн. т P_2O_5 .

Верхньосеноманський фосфоритноносний горизонт на Могилів-Подільському Подністров'ї приурочений до так званих іноцерамових

вапняків. Фосфорити у вапняках залягають у вигляді жовен та згусткоподібних скупчень фосфатної речовини (жовнові піщані фосфорити), фосфатизованих решток фауни (губкові, черепашкові і копролітові фосфорити, пелети), а також у формі тонкорозсіяної в карбонатній масі фосфатної речовини, яка ніби просочує породу (фосфатмісткі вапняки). Потужність фосфоритоносного горизонту змінюється від 0,2 до 3 м. Скупчення фосфатизованої фауни верхнього сеноману відомі біля с. Лядова, м. Могилів-Подільський, м. Бучач та ін.

Перспективним меліорантом комплексної дії можуть вважатись також крейдоподібні фосфатвмісні вапняки, опошуквані у Хмельницькому та Вінницькому Подністров'ї, зокрема у Муровано-Куриловецькому та Могилів-Подільському районах. Вміст P_2O_5 коливається в них від 2 до 5%, а вміст $CaCO_3$ – 76...85%. Такі руди не потребують збагачення чи хімічної переробки, оскільки при їх розмелюванні практично утворюється суміш двох необхідних для переважної більшості місцевих ґрунтів компонентів – фосфоритного та вапнякового борошна. Фосфоритний складник такого борошна відзначається дуже високим ступенем розчинності – вміст цитратно-розчинної форми P_2O_5 становить понад 55...60%, що у 1,5...2 рази вище ніж у фосфоритах Російської Федерації, борошно з яких поставлялося в Україну. Вапняковий складник теж діє ефективніше, ніж борошно із щільних вапняків, які розробляються на Вінниччині. Співвідношення між вмістом P_2O_5 та $CaCO_3$ у крейдоподібних вапняках коливається на рівні потреби у цих компонентах місцевих ґрунтів.

Польовими дослідженнями Інституту цукрових буряків ААН України підтверджено, що фосфоритно-крейдове борошно, отримане шляхом простого подрібнення фосфатних крейдоподібних вапняків одного з родовищ Вінниччини, при разовому внесенні за ефективністю дії на урожай цукрових буряків і їх цукристість не поступається сумарній дії штучних фосфорних добрив – суперфосфату чи амофосу і традиційних меліорантів – вапнякового борошна чи дефекату. Випробування проводилися на типових для Вінниччини сірих опідзолених та чорноземах опідзолених.

Дослідженнями інших наукових установ доведена також ефективність крейдово-фосфатного борошна при внесенні під кормові буряки, озиму пшеницю, ячмінь, жито, картоплю, багаторічні трави. Практично в усіх

дослідах, де вивчалися якісні показники продукції спостерігалось їх покращання, часом досить значне. Так, наприклад, вміст крохмалю та вітаміну С у картоплі, вирощеній з використанням такого борошна, вищий відповідно на 22 та 20%, а вміст нітратів нижчий у півтора рази у порівнянні з картоплею, вирощеною з використанням суперфосфату.

Прогнозні ресурси фосфатної крейди (крейдоподібних вапняків) у Вінницькому Подністров'ї становлять: у Могилів-Подільському районі – 15,9 млн. т (Могилів-Подільське, Озаринецьке і Слобода-Яришівське родовища), у Муровано-Куриловецькому районі – 60 млн. т (Бахтинська та Кривохижинецька ділянки).

Поклади фосфатної крейди у регіоні залягають в сприятливих умовах. Потужність розкривних порід в середньому становить 3,5...4,0 м. В окремих місцях вони навіть розробляються разом з іншими крейдоподібними породами для будівельних потреб. Переробка крейдоподібної породи на борошно менш трудомістка та енергоємка, ніж значно міцніших вапняків. Розрахункова собівартість тонни фосфоритно-крейдяного борошна, залежно від умов видобутку сировини, становить від \$2...3 до \$5...7 [І.Українець, інформація не опублікована].

Процес виробництва та використання фосфоритно-крейдяного борошна досить чистий екологічно, оскільки не передбачає хімічної чи термічної обробки сировини. Фосфоритне борошно, на відміну від хімічних добрив, практично не вимивається з ґрунту і не забруднює довкілля. Досвід використання такого типу борошна є у країнах Європейського Союзу і в Російській Федерації.

Встановлення площинного поширення фосфатно-карбонатних руд верхнього сеноману та вмісту у них P_2O_5 потребує подальшого систематизованого дослідження, особливо у перспективних у цьому відношенні районах Могилівського Подністров'я.

До відомих фосфоритонесних районів верхньокрейдного віку належить *Ізюмсько-Донбаський район*, розташований у межах Харківської, Луганської і Донецької областей, який складається з родовищ: Кременецького, Криволуцького, Лисичанського, Мало-Комишуваського, Слов'яно-Бахмутського, Синичено-Яремівського. Ізюмські фосфорити у мінералого-петрографічному відношенні близькі до фосфоритів Кролевецького (Розльотського) родовища (Чернігівська область) – конкреції переважно піщанисті, вміст P_2O_5 складає

14...19%. Достовірні запаси, затверджені по двох родовищах (Синичено-Яремівське і Мало-Комишуваське), невеликі – понад 660 тис. т P_2O_5 . Недавно створене ТОВ “Ізюмські фосфорити” розпочало підготовку до освоєння родовищ району. Передбачається переробка сировини на фосфоритове борошно.

На території Донецької області виокремлені дві перспективні фосфоритонесні площі *палеогенового віку*.

Бантішівська площа розташована у Слов'янському районі. Продуктивними тут є піски середнього-верхнього еоцену. Виділено три горизонти з включеннями жовен фосфоритів. Вміст фосфорного ангідриду в руді від 5 до 8,14%, прогнозні ресурси оцінені у 2,7 млн. т.

Добропільська площа розташована в однойменному районі і також пов'язана з еоценовими відкладами, представленими глауконіт-кварцовими пісками з жовнами фосфоритів. Вміст P_2O_5 в руді 4,1%, прогнозні ресурси – 1 млн.т.

У Волинській області розвідано Ратнівське родовище жовнових фосфоритів, перевідкладених з еоценових відкладів. Жовна приурочені до утворів донної морени та підморенних флювіогляціальних відкладів. Загальні прогнозні ресурси становлять 121,6 млн. т руди, або 8,2 млн. т P_2O_5 з вмістом фосфорного ангідриду 6,7%. На родовищі підготовлена до експлуатації Поступельська ділянка, на якій проведено детальну розвідку (340 тис. т P_2O_5). ЗАТ “Волинська гірничо-хімічна компанія” отримала спецдозвіл на промислову розробку родовища. Передбачувана потужність підприємства – 560 тис. т фосфоритного борошна в рік.

На Керченському півострові в Криму відомі *фосфоровмісні залізні руди* Керченського басейну, приурочені до кіммерійських відкладів. Виділяється 11 родовищ, з яких Ельтиген-Ортельське, Комиш-Бурунське та Киз-Аульське у різній мірі освоєні. Загальні запаси залізних руд та запаси в них фосфорного ангідриду становлять, відповідно, 300004 та 6663 тис. т. Отримуваний при виплавленні залізних руд фосфористий шлак (215 тис. т/рік із вмістом P_2O_5 – 11,2% [мін. Рес.]) до 1992 р. використовувався як добриво у західних областях України на кислих ґрунтах. Зараз родовища басейну законсервовані.

Загалом в Україні Державним балансом враховано 4 родовища і 3 об'єкти обліку фосфоритових руд, з них 2 родовища конкреційних фосфоритів, 2 родовища фосфорит-глауконітових руд і 3 родовища

фосфатвмісних залізних руд – загальним обсягом понад 390786 тис. т руди і 11090 тис. т фосфорного ангідриду за категоріями А+В+С₁.

Висновки. Навіть побіжний аналіз територіального розташування та якості руд розвіданих родовищ і перспективних покладів фосфатів України дозволяє стверджувати наявність надійної сировинної бази, яка за умови ефективного використання, могла б суттєво сприяти вирішенню проблеми незалежності стабільного функціонування вітчизняних підприємств з виробництва мінеральних добрив, кормових добавок та іншої хімічної продукції від імпорتنих поставок. Перспективи нарощування запасів вітчизняних фосфатів пов'язуються з розвідкою Голосківської ділянки в Хмельницькій області із значними прогностичними запасами, пошуками і розвідкою зернистих фосфоритів в південній частині Рівненської та північній частині Тернопільської і Хмельницької областей, розвідувальними роботами в межах Маневицько-Клеванської фосфоритової площі, в Донецькій області та ін.

1. Бардась В. А. Фосфорити Волині / В. А. Бардась. – Рівне, Надтир'я, 2002. – 130 с.
2. Брагин Ю. Н. Геолого-технические аспекты освоения месторождений фосфоритов Украины / Ю. Н. Брагин, С. В. Блажук. – Луцьк: Надтир'я, 1997. – 192 с.
3. Брагин Ю. Н. Зернистые фосфориты Украины / Ю. Н. Брагин. – Симферополь, Таврия, 2000. – 73 с.
4. Брагин Д. Ю. Опыт промышленной отработки Карповского месторождения зернистых фосфоритов / Д. Ю. Брагин, В. Н. Гавриленко, Ю. Н. Брагин // Мінер. ресурси України, 2003. - № 4. – С. 46-47.
5. Вещицкий В. А. Ресурси українських родовищ фосфоритів в аспекті сталого розвитку в агроecosистемах (аналітичний огляд) / В. А. Вещицкий // Мат-ли

Міжнар. наук.-практ. конф. “Фосфор і калій у землеробстві. Проблеми мікробіологічної мобілізації”. – Чернігів, 2004. – С. 6-8.

6. Гладушко В. І. Фосфорні добрива: екологічні аспекти виробництва і використання в Україні / В. І. Гладушко, І. М. Астрелін // Хімічна промисловість України. – 1996.

- № 6. – С. 37-42.

7. Гурський Д. С. Каміння родючості /Д. С. Гурський, Л. М. Шимків, М. В. Білошапський // Мінеральні ресурси України, 1996. - № 2. – С. 10-11.

8. Загальнодержавна програма розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://zakon.rada.gov.ua/laws/show/3268-17>.

9. Металіди В. С. Сировинна база фосфатів України / В. С. Металіди, І. В. Шепель // Мінеральні ресурси України, 1998. – № 4. – С. 14 – 19.

10. 10. Мінеральні ресурси України. – К., ДНВП «Геоінформ України», 2011. – 254 с.

11. 11. Сеньковский Ю. Н. Фосфориты запада Украины / Ю. Н. Сеньковский, В. В. Глушко, А. Ю. Сеньковский. – К.: Наукова думка, 1989. – 182 с.

12. 12. Шепель І. В. Перспективи розвитку та освоєння мінерально-сировинної бази фосфатів в Україні / І. В. Шепель, О. П. Клименко [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://geoproject.com.ua>.

Syvyj M. Phosphate raw materials in Ukraine, current condition and problems of effective use.

The current condition of phosphate raw materials investigation and development in Ukraine was analyzed. It is noted that perspectives of stocks growth and following operation are connected with explored plots of granular phosphorites in Volyn, Donetsk region, apatite – in Khmelnytskyi region, with commissioning Novopoltavske – apatite rare-earth elements deposits and others.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА И ВОЗРАСТЕ ПОРОД КОНГОРСКОГО МАС СИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Соболев И. Д.

Геологический институт РАН, Москва; dj-vanez@yandex.ru

Конгорский монцогаббро-диоритовый массив расположен в пределах Малоуральской зоны, входящей в состав Восточно-Уральской мегазоны Полярного Урала. Он является петротипом конгорского комплекса, выделяемого, наряду с другими плутоническими комплексами – ранне-среднедевонским собским (лагортинско-кокпельским) и средне-позднедевонским янаслорским, – в составе Малоуральской среднепалеозойской островодужной системы.

Впервые конгорский комплекс был выделен Ю.Е. Молдаванцевым в 1972 году как кварцеводиорит-гранодиоритовый. Впоследствии изучался Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарёвым, П.М. Кучериной, Д.Н. Ремизовым, О.А. Кондяйном, А.П. Прямоновым и другими геологами, при этом его наполнение и площади распространения рассматривались по-разному. Так, например, Р.Г. Язева и В.С. Бочкарев оставили название «конгорский комплекс» только за мелкими телами диоритов и габбро нормальной и повышенной щелочности, исключив из его состава роговообманковые гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты, поскольку предполагали, что габброиды этого комплекса — производные тоналитовой магмы, сформировавшей гигантский Лагортинско-Кокпельский батолит, и они представляют собой ее меланократовые расслоенные кумуляты [6]. По мнению Д.Н. Ремизова [3] конгорский комплекс вообще не стоит выделять как самостоятельный, а рассматривать эти породы как субщелочные эндоконтактные разности массивов, сложенных кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами лагортинско-кокпельского комплекса.

В пределах Малоуральской зоны известно около 20 массивов (6-20 км²) и множество мелких неггков, относимых к конгорскому комплексу. Для массивов характерны выраженные зоны закалки, породы имеют порфировидную структуру, свидетельствующую о мезоабисальных и гипабисальных условиях становления интрузий. Равномернозернистые разности развиты только в центральных частях крупных тел. Наблюдается горячий контакт с вулканогенно-осадочными толщами девона [5]. Петротипический Конгорский массив

субизометричной формы и размером 7×10 км расположен в бассейнах рек Макарузь и Хараматолоу. Наблюдаются его горячие контакты с кварцевыми диоритами собского комплекса [1].

Габброиды, относимые [1] к первой фазе комплекса, слагают незначительные объёмы Конгорского массива, в котором резко преобладают преимущественно равномернозернистые, реже порфировидные средне-крупнозернистые диориты, кварцевые диориты, монцониты, считающиеся [1] второй фазой комплекса. Дайки резко порфировидных монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов, относимые [1] к третьей фазе, секут породы второй фазы, их взаимоотношения с породами первой фазы не были установлены.

Габброиды первой фазы развиты очень локально и нами практически не охарактеризованы.

Преобладающие в массиве породы второй фазы конгорского комплекса характеризуются равномернозернистыми средне-крупнозернистыми, реже порфировидными структурами (рис. 1а). Порфировидные выделения представлены табличками зонального плагиоклаза и призматическими кристаллами роговой обманки, в центральных частях зерен которой часто присутствуют реликты клинопироксена. Основная масса сложена табличками плагиоклаза поздних генераций, роговой обманкой с реликтами клинопироксена, кварцем, иногда биотитом и калишпатом. Среди акцессорных минералов встречаются единичные зёрна циркона

Породы третьей фазы отличаются реликтовыми резко порфировидными текстурами (рис. 1б), в большинстве случаев сильно катаклазированы, вплоть до бластомилонитов. Основная масса мелко-среднезернистая, сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой. Порфировидные выделения представлены плагиоклазом и роговой обманкой, а в наиболее щелочных и кислых разностях (кварцевых монцодиоритах), значительная часть порфировидных выделений представлена биотитом, в них также увеличивается содержание щелочного полевого



Рис. 1а. Диорит второй фазы Конгорского массива при включенном анализаторе (среднее теч. р. Макарузь, шлиф S11/8-1).



Рис. 1б. Монцодиорит третьей фазы Конгорского массива при включенном анализаторе (среднее теч. р. Макарузь, шлиф S11/7-1).

шпата (до 20% от объёма породы). Среди аксессуарных минералов встречаются такие минералы как сфен, апатит и циркон.

Породы Конгорского массива относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам (рис. 2) и принадлежат в основном семействам монцонитов и диоритов.

Изученные нами монцониты, диориты и кварцевые диориты относимые ко второй фазе конгорского комплекса, характеризуются меньшими концентрациями SiO_2 , существенно пониженными содержаниями K_2O и P_2O_5 по сравнению с дайками монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов третьей фазы (рис. 3). Так же в них отмечаются широкие вариации содержания MgO – от 3,9 – 11,7%.

Породы второй фазы характеризуются К-На, в меньшей степени На-типом, а породы третьей фазы Ка-На-типом щёлочности (рис. 4).

Таким образом, в составе Конгорского массива выявляются две петрографические и петрохимические различные серии пород. Причины различия могут быть разными – это может быть и магматическая дифференциация в процессе эволюции крупного долгоживущего магматического очага, и, например, участие более глубоких магм на поздних этапах развития системы.

Результаты изотопного датирования также не помогают пока решить эту задачу. Возраст конгорского комплекса определялся по геологическим соотношениям как средне-позднедевонский. К-Аг возраст пород 1-й и 2-й фаз, определенный по монофракциям микроклина и амфибола, составил соответственно 331 ± 7 и 331 ± 5 млн. лет, возраст даек 3-й фазы по (по вкрапленникам К-На полевого шпата) – 310 ± 20 и 342 ± 3 млн лет [1]. До начала U-Pb датирования цирконов возраст

Конгорского массива на основании этих данных принимался ранне-среднекаменноугольным.

Выполненное позже U-Pb датирование отдельных зерен цирконов из габброидов и монцодиоритов конгорского комплекса (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) показало, что породы имеют возраст 400–404 млн лет. Эти цифры укладываются во временной интервал, определенный для пород собского (лагортинско-кокпельского) комплекса – $411.8 \pm 6.3 \dots 392.1 \pm 5.2$ млн лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [3,4].

Датирование Конгорского массива показало, что U-Pb возраст (SHRIMP II ЦИИ ВСЕГЕИ) индивидуальных зерен циркона из кварцсодержащего роговообманкового монцодиорита, отобранного А.П. Прямоносным из Конгорского массива на левобережье р. Хараматолоу ниже устья р. Макарузь и относимого им ко второй фазе конгорского комплекса, имеет широкий диапазон. Выделились две группы цирконов (в интервале 396–402 млн. лет и 363–380 млн. лет). Возраст цирконов первой группы попал в интервал, определенный для пород собского комплекса [3], и было сделано предположение, что они являются захваченными. Цирконы второй группы, по мнению этого коллектива исследователей, вероятно, кристаллизовались при формировании уже собственно конгорского комплекса. На основании этих данных возраст первой фазы конгорского комплекса условно был принят среднедевонским, а третьей фазы – позднедевонским¹.

¹ Шишкин М.А. Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2009)

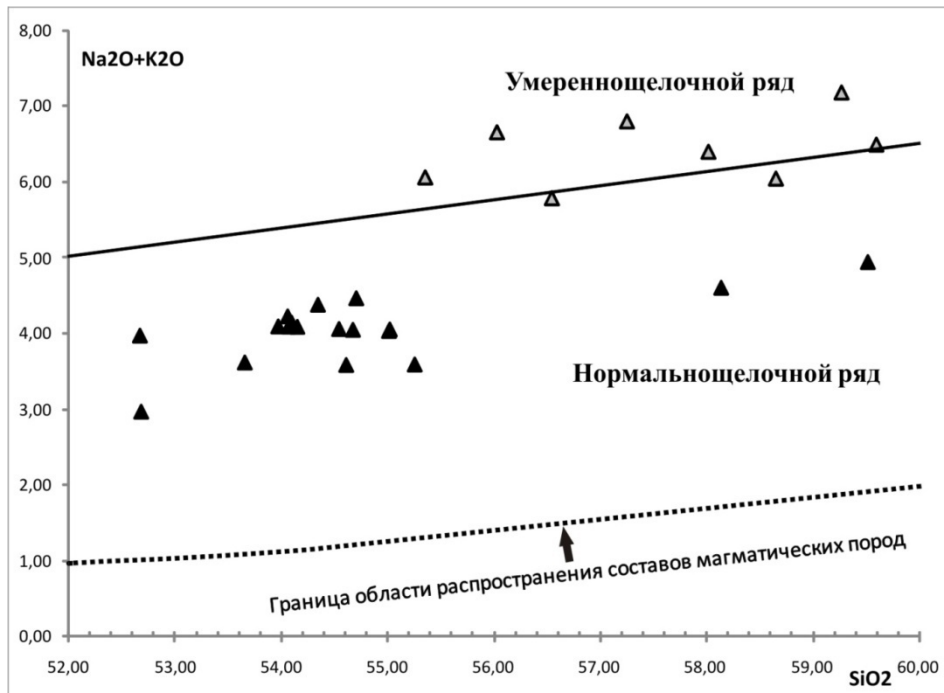


Рис. 2. TAS-диаграмма для интрузивных пород конгорского комплекса. Основа диаграммы по [2]. Маркеры: - составы пород второй фазы, - составы пород третьей фазы конгорского комплекса.

Нами были получены новые U-Pb датировки (LA-ICP-MS, Университет Калифорнии, Санта-Круз, США) для большого количества зёрен циркона (50 штук) (рис. 5) из монцогаббро Конгорского массива, отобранного на правом берегу в среднем течении р. Макаруз, в поле развития второй фазы конгорского комплекса. Мы получили диапазон 391 – 398 млн лет, в котором при детальном рассмотрении можно выделить два статистических максимума возрастов – 397–398 и 391–392 млн лет. Нами принимается аналогичный вышеописанному вариант интерпретации – первый пик может соответствовать захваченным цирконам собского комплекса, а второй пик – кристаллизации пород конгорского комплекса [5].

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта молодых учёных ГИН РАН 2012 года и средств совместного проекта УрО РАН и СО РАН № 12-С-5-1024.

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Под редакцией Л.Л. Подсосовой, А. П. Казака. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2001.

2. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

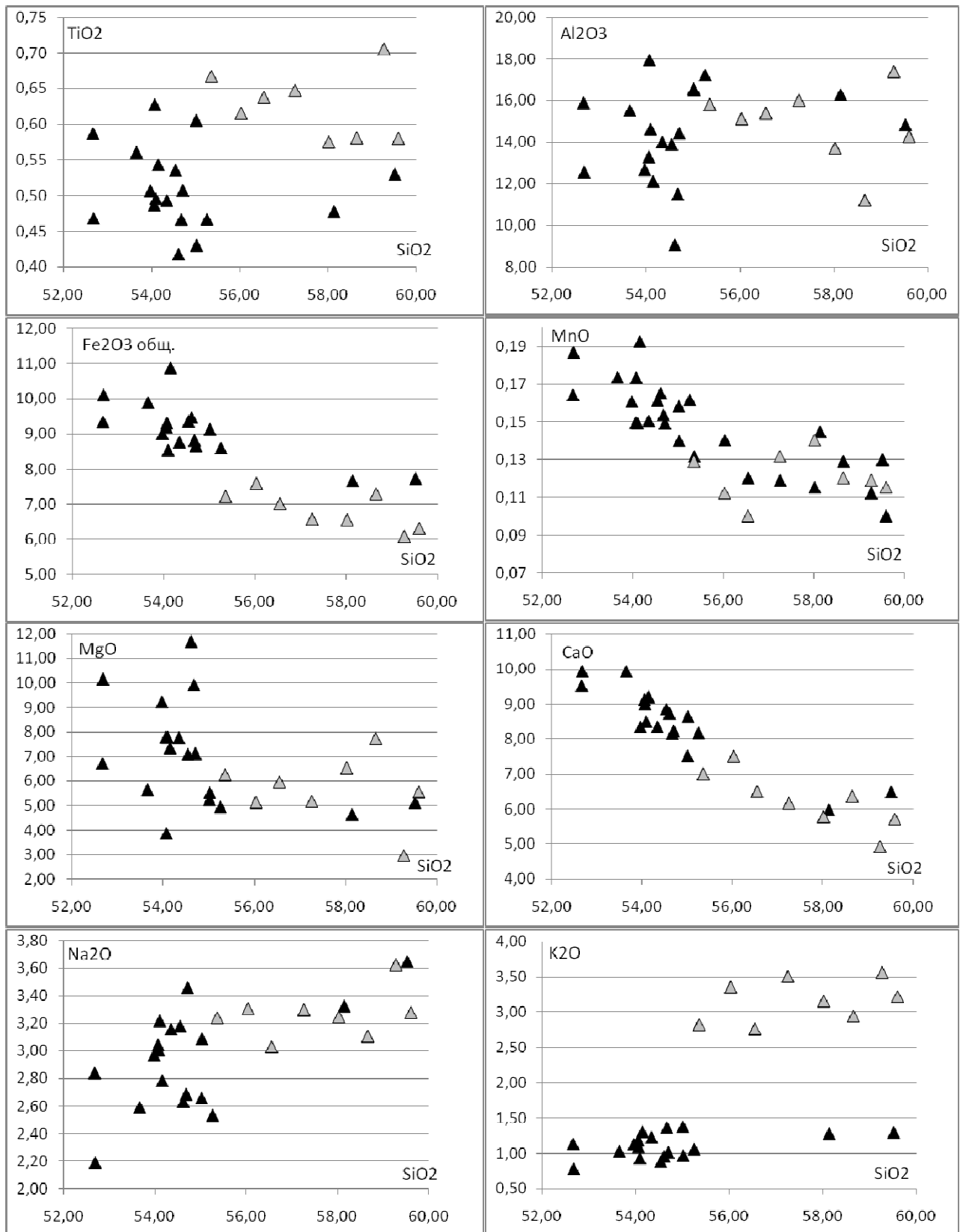
3. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Ремизова С.Т. Войкарская островодужная система Полярного Урала, 2010.

4. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Петров С. Ю., Носиков М. В. И др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2009.

5. Соболев И.Д., Хоуриган Дж.К., Соболева А.А. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из пород Конгорского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Тез. Докл. Сыктывкар: УрО РАН, 2012. С. 215-218.

6. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

Kongor pluton located in the Malyi Ural zone of the Polar Urals is petrotype of kongor complex. It consists of diorites, quartz diorites, monzogabbro, monzonites. Porphyric monzodiorites and quartz monzodiorites cut all these rocks, they are the youngest rocks in the pluton enriched of K₂O and P₂O₅. We have dated zircon from monzogabbro using LA-ICP-MS its U-Pb age is 391 – 398 Ma.



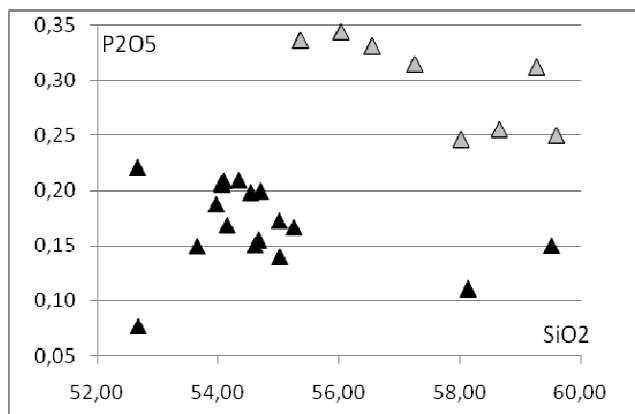


Рис. 3. Диаграммы Харкера для пород конгорского комплекса. Маркеры: \blacktriangle - составы пород второй фазы, \triangle - составы пород третьей фазы конгорского комплекса.

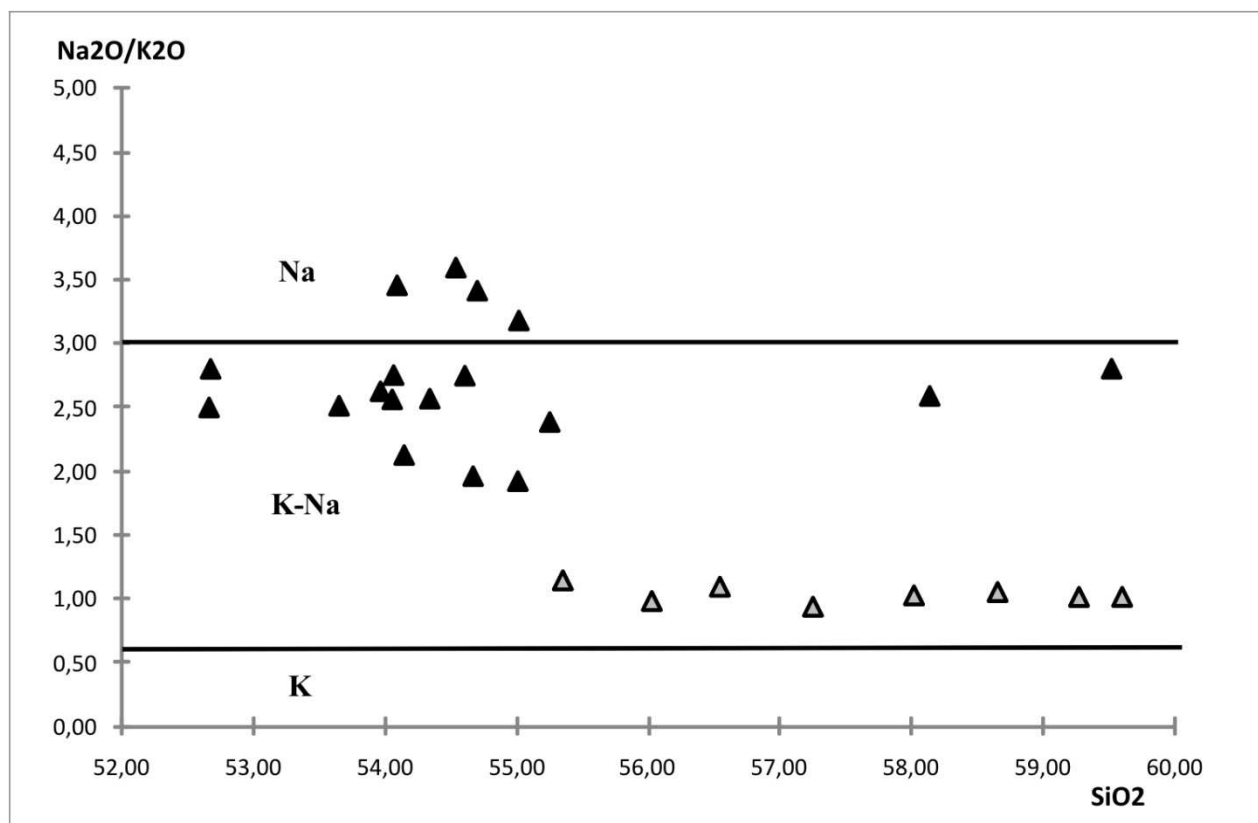


Рис. 4. Классификационная диаграмма по типам щёлочности для пород конгорского комплекса. Маркеры: \blacktriangle - составы пород второй фазы, \triangle - составы пород третьей фазы конгорского комплекса. Типы щёлочности обозначены соответствующими буквами: K (калиевый тип), K-Na (калиевонатриевый тип), Na (натриевый тип) [2].

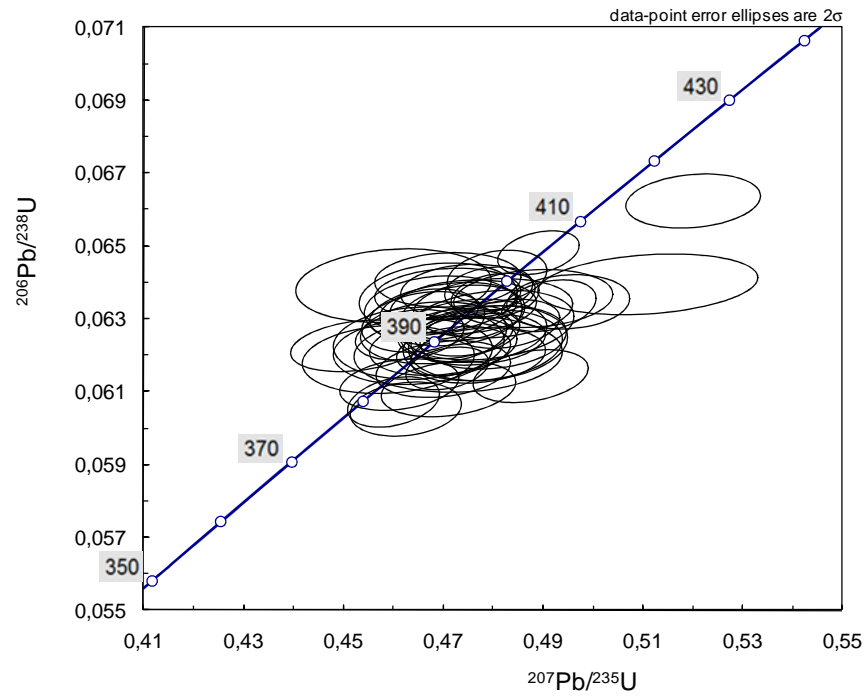


Рис. 5. Результати U-Pb датирования цирконов из монцогаббро Конгорского массива.

ВОЗРАСТ ПОКРОВНОЙ ФАЦИИ НАИБОЛЕЕ ПОЗДНИХ ВУЛКАНИТОВ ДОУРАЛИД ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Соболева А.А.¹, Удоратина О.В.¹, Кузнецов Н.Б.², Миллер Е.³, Гроув М.³

¹ – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ² – ГИН РАН, Москва, ³ – Стэнфордский университет, США

Магматические комплексы слагают значительные объемы в блоках доуралид, выведенных на поверхность на Полярном Урале. Вулканические породы широкого спектра составов от базальтов до риолитов, и сопутствующие им субвулканические образования формировались, начиная с позднего рифея до кембрия, они относятся здесь к бедамельской серии.

Изотопные цирконовые датировки для магматических пород из комплекса доуралид Полярного Урала содержатся в ряде работ [1, 3, 4, 6-10 и др.] и касаются в основном возраста гранитоидов и субвулканических риолитов. При этом возраст вулканитов бедамельской серии, относящихся к покровной фации, в достаточной степени остается неопределенным. О верхней границе формирования бедамельской серии можно судить только по изотопным датировкам субвулканических и предположительно экструзивных тел риолитов, выведенных на поверхность в южной части ядра этой антиклинали и прорывающих породы бедамельской серии и вышележащей енганепэйской свиты. Их возраст, полученный U-Pb методом по отдельным кристаллам циркона (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), составляет 547-555 млн лет [10]. Нами были изучены и продатированы вулканические породы (туфы) из самых верхов бедамельской серии и из основания вышележащей енганепэйской свиты, завершающей разрез доуралид на Полярном Урале и рассматриваемой многими исследователями в качестве вулканогенной молассы [2, 5 и др.].

Туфы из верхов бедамельской серии

В верхней части разреза бедамельской серии широко развиты литокристаллокластические туфы кислого и смешанного состава. Из псефитового туфа смешанного состава на правом борту долины руч. Левый Изъявож (67°11'47.2" с.ш., 64°30'14.1" в.д.) был отобран обр. 31/09. В составе литокластов преобладают вулканиты кислого состава с микрогранобластовой, фельзитовой, микропойкилобластовой структурами, размер обломков до 4 мм. Обломки

часто пластично-изогнутые, с зонами закалки, по-видимому, они падали в еще незастывшем состоянии. В фельзитах часто видна перлитовая отдельность и иногда присутствуют сферолиты овальной формы размером до 0.7 мм. Часто встречаются метавулканиты основного состава – долериты с афировой и порфировой структурами (вкрапленники плагиоклаза), базальты с аповитрофировой структурой и миндалекаменной текстурой. Кроме того, присутствуют обломки кварцитов, эпидот-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев, эпидозитов. Кристаллокласты представлены оскольчатыми, с заливами, зернами кварца размером до 1 мм и обломками табличек кислого умеренно соосюритизированного плагиоклаза размером до 0.5 мм. Цемент слагает 30-40 % объема породы, существенно серицитовый, с кварцем и хлоритом. Акцессорные минералы представлены цирконом и титанитом. Обломки кислых вулканитов часто имеют пластично-изогнутую форму, по-видимому, они падали в еще незастывшем состоянии, в некоторых видна фельзитовая корка закалки.

Цирконы обр. 31/09 - идиоморфные светлорозовые прозрачные бипирамидально-призматические зерна цирконового габитуса размером 80-320 (в среднем – 200) мкм с $K_{удл}$ 2-4, в среднем 2-2.5), прозрачные, с гладкими блестящими гранями. Католюминесцентные изображения демонстрируют наличие в них четкой осцилляционной зональности и часто встречающейся широкой однородной центральной зоны. Детритные ядра не проявлены, часто в кристаллах встречаются довольно крупные черные включения.

Было исследовано 10 зерен циркона. Результаты для одного зерна с высоким содержанием ^{204}Pb были отброшены, по 9 датировкам получился возрастной диапазон 540.1-571.6 млн лет. Средний возраст, рассчитанный для когерентной группы из 7 определений по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составил 554.7 ± 3.3 млн лет (Рис.1).

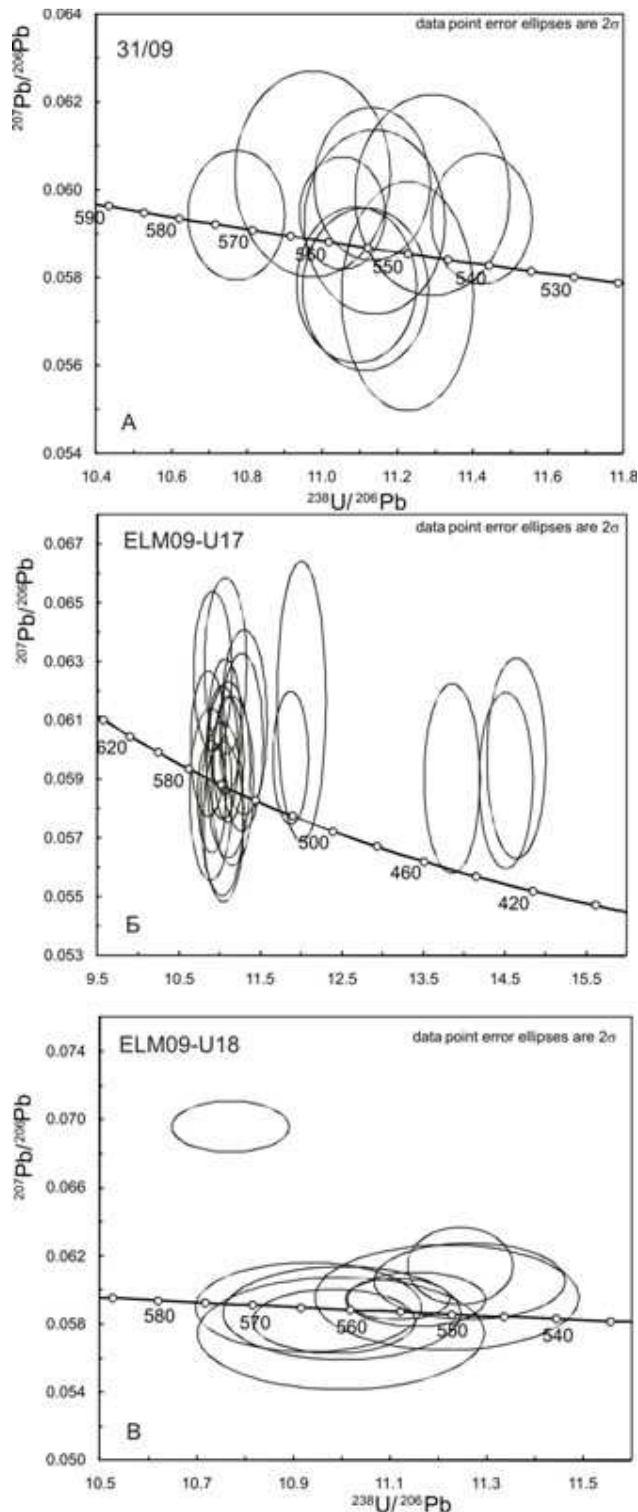


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования цирконов из туфов. А – обр. 31/09 из верхней части бедамельской серии, 554.7 ± 3.3 млн лет; Б – обр. ELM09-U17 из основания энганепэйской свиты, 558.7 ± 3.9 млн лет; В – обр. ELM09-U18, оттуда же, 552.0 ± 3.6 млн лет.

Туфовые прослои из нижней части энганепэйской свиты

В зоне контакта пород бедамельской серии и энганепэйской свиты на юге кряжа Энганепэ в русле руч. Правый Изъявож туфовые прослои встречаются в нижней части энганепэйской

свиты в толще глинистых алевролитов и аргиллитов. По-видимому, отложение терригенного материала происходило синхронно с последними всплесками вулканизма и накоплением в водной среде туфов. Из прослоев туфов были взяты две пробы - ELM09-U17 ($67^{\circ}12'44.0''$ с.ш., $64^{\circ}32'16.7''$ в.д.), ELM09-U18 ($67^{\circ}12'37.7''$ с.ш., $64^{\circ}32'16.7''$ в.д.) для датирования цирконов.

Мелкообломочные кристаллолитокластические туфы обр. ELM09-U18 отобраны из прослоя мощностью до 10-15 см, характеризующегося градиационной слоистостью. Литокласты сложены риолитами фельзитовой, микрогранобластовой, микросферолитовой и микропиклобластовой структуры, а также серицит-кварцевыми сланцами. Обломки размером до 3.5 мм остроугольные, неокатанные, некоторые ожелезнены с поверхности. Кристаллокласты, имеющие размер до 0.4 мм, представлены осколками зерен кварца и табличек кислого плагиоклаза. Обломки, среди которых преобладают литокласты, составляют около половины объема породы. Цемент микрозернистый кварц-серицитовый, возможно, содержит небольшое количество хлорита. В его составе присутствуют также мелкие зерна и агрегаты эпидота и сфена, отмечаются редкие зерна и скопления гематита.

Туфы из пробы ELM09-U17 более мелкообломочные и залегают в виде прослоя в аргиллитах.

Цирконы, выделенные из проб ELM09-U18 и ELM09-U17, однотипны. Это идиоморфные бипирамидально-призматические зерна размером соответственно 80-320 мкм ($K_{\text{удл}} 2.5-6$, в среднем 3-3.5) и 50-200 мкм ($K_{\text{удл}} 2.5-7$, в среднем 3-3.5), прозрачные, с гладкими блестящими гранями. Католюминесцентные изображения демонстрируют наличие в них четкой осцилляционной зональности и часто встречающейся широкой однородной центральной зоны. Детритные ядра отсутствуют, часто встречаются довольно крупные темные включения.

Датирование цирконов производилось на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США [12].

В обр. ELM09-U18 было проанализировано 9 зерен циркона, в одном из них был выполнен анализ в центральной и периферической частях зерен. Одно зерно с высоким содержанием ^{204}Pb было отбраковано, и оставшиеся 9 определений дали диапазон возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 544.2-563.2

млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный для когерентной группы из 6 точек по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составил 552.0 ± 3.6 млн лет.

В обр. ELM09-U17 было продатировано 14 зерен циркона, в 4 из них был выполнен анализ в центральной и периферической частях зерен в 2 или 3 точках. Результаты для двух зерен с высоким содержанием ^{204}Pb были отбракованы, и оставшиеся 14 определений дали диапазон 544.2–565.7 млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный для когерентной группы из 10 точек по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составил 558.7 ± 3.9 млн лет. Таким образом, полученные значения возраста для двух образцов практически одинаковы, учитывая погрешность определения.

Полученные результаты позволяют сделать два главных вывода. Бедамельская серия закончила формироваться к концу венда, возраст наиболее молодых вулканитов (туфов смешанного состава) составляет 554.7 ± 3.3 млн лет. Разрушение вулканитов и формирование существенно вулканомиктовых терригенных толщ началось уже на фоне последних всплесков вулканической активности, об этом свидетельствует наличие в низах энганепэйской свиты туфовых прослоев. Их возраст по цирконам определен как 552–559 млн лет, что в пределах погрешности совпадает с возрастом туфов из верхней части бедамельской серии.

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ РАН № 4 по проекту УрО РАН № 12–У–5–1013.

1. Андреичев В.Л., Литвиненко В.Л. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской плиты. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
2. Белякова Л. Т. Байкальская вулканогенная моласса севера Урала и Большеземельской тундры // Сов. геология, 1982. № 10. С. 68–78.
3. Моргунова А. А., Соболева А. А. Реликты корневой части позднерифейской примитивной островной дуги на севере поднятия Энганэпэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии КНЦ УрО РАН, 2007. № 12. С. 13–18
4. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Под ред. А.Ф. Морозова, О.В. Петрова, А.Н. Мельгунова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

5. Пучков В.Н., Раабен М.Е. Байкальская моласса на севере Урала. Докл. Акад. наук СССР, Том 204, №3, 1972. С. 689–692.

6. Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И., Кузнецов Н.Б., Гроув М., Соболев И.Д., Маурин М.В. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала // ДАН, 2012, том 442, № 4, с. 524–530

7. Хаин Е.В., Бибикина Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Матер. совещ. Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб.: Тема, 1999. С. 175–181.

8. Черкашин А. В., Шишкин М. А., Молчанова Е. В. Результаты абсолютного датирования петротипических массивов риолитов пожемского комплекса на участке Пожемавис // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. С. 74–77.

9. Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов В.Н. Государственная геологическая карта РФ 1 : 1000000 (третье поколение). Урал. сер. Лист Q-41 (Воркута). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб_картофабрики ВСЕГЕИ, 2005.

10. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 148–150.

11. Bacon, C.R., Grove, M., Vazquez, J.A., and Coble, M.A., 2012, The Stanford-U.S. Geological Survey SHRIMP ion microprobe—a tool for micro-scale chemical and isotopic analysis: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2012-3067, 4 pages (Available at <http://pubs.usgs.gov/fs/2012/3067/>)

The youngest volcanic rocks of the Preuralides in the Enganepe block (the Polar Urals) are tuffs of the upper part of Bedamel Formation. Their age according to U-Pb dating of zircons is 554.7 ± 3.3 Ma. Destruction of volcanic complexes and accumulation of volcanoclastic terrigenous sequences has already been started on the background of last episodes of volcanic activity. This conclusion is based on the presence of the thin tuff interlayers in the basement of terrigenous Enganepe Formation which lays on Bedamel Formation. The age of zircon from these interlayers is 552–559 Ma which is within the error coincides with the age of the tuffs of Bedamel Formation.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ им. ПИНИГИНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

Шарова Т.В., Ревинский Ю.А.

ВВЕДЕНИЕ

При решении важнейших вопросов стратификации и металлогении архейских кристаллических образований Алданского щита одной из актуальных проблем является установление первичной природы стратифицированных габбро-норитов. Эти образования, по мнению большинства современных исследователей, рассматриваются как первично магматические образования, хотя имеются сторонники их первично осадочного генезиса.

Термобарогеохимические методы исследования минералов, пород и руд в настоящее время находят широкое применение при решении ряда проблем геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Использование методов термобарогеохимии позволяет с высокой степенью достоверности произвести реконструкцию физико-химических условий формирования геологических объектов.

Месторождение им. Пинигина, расположено в пределах Верхне-Любкайского рудного поля в центральной части Алдано-Станового щита вблизи границы Амгинской коллизионной зоны с Нимнырским гранулит-ортогнейсовым террейном среди пород нимнырской свиты (AR^1_{mn}), в районе ее контакта с федоровской свитой (AR^2_{fd}).

Золоторудная минерализация локализована в базитах, относящихся к медведевскому магматическому комплексу. Протяженность тел достигает 7,5 км и более, мощность колеблется от 25 до 150 м. Внешне это темно-серые, среднезернистые, равномернозернистые, массивные породы, состоящие из ортопироксена (гиперстена) – 0-40%, клинопироксена (ферросалита) – 0-40%, амфибола – 0-25%, андезина – 45-60%, примеси биотита. Рассеянная вкрапленность магнетита, ильменита и титаномагнетита не превышает 2-5%. Среди аксессуарных минералов преобладает апатит в мелких призматических кристаллах. Средний размер зерен 0,3-0,5 мм. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, схема кристаллизации минералов боуэнская, это позволяет отнести базиты к ортопородам.

Рудные тела месторождения имеют пластообразную или линзовидную форму и

согласное с вмещающими габбро-норитами залегание. Они сложены зональными, линзовидными обособлениями сульфидно-пироксен-плагиоклаз-кварцевого состава. Мощность обособлений колеблется от первых сантиметров до 0,8-1,0 м, кварцевые «ядра» в центральных частях рудных тел в единичных случаях достигают первых метров [7].

Золотоносные обособления отличаются от вмещающих пород зональным строением, крупнозернистым сложением, кварцевым составом центральных частей линз, наличием в составе сульфидов, количество которых обычно 5-12%, но может достигать 50-60% и более.

Внешняя зона, контактирующая с габбро-норитом, сложена крупными (1,0-1,5 см) зернами ромбического и моноклинного пироксена, в интерстициях которых находится переменное количество ксеноморфных включений сульфидов (рис. 1). Следующая зона, мощностью от первых сантиметров до 12-15 см, сложена призматическими кристаллами олигоклаз-андезина, среди которых в подчиненном количестве встречаются идиоморфные зерна пироксенов. Центральная часть обособлений сложена крупными зернами кварца, в котором рассеяны идиоморфные зерна и агрегатные скопления пироксена и плагиоклаза, а также переменное количество крупных ксеноморфных выделений сульфидов. Мощность ядерной части колеблется от первых сантиметров до первых метров.

Золотоносные тела месторождения им. Пинигина, локализованные в базитах докембрийских комплексов Алдано-Станового щита, имеют признаки пегматоидных образований, выраженные в линзовидной форме, зональном строении и крупнозернистой структуре слагающих их минеральных агрегатов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведенные термобарогеохимические исследования, по методике, изложенной в работах В.Н. Труфанова [6], позволили выявить закономерности генезиса вмещающих и золотоносных пород. Исследования проводились с использованием вакуумных декриптографов типа ВД-5, совмещенных с газовыми хроматографами ЛХМ-8М.

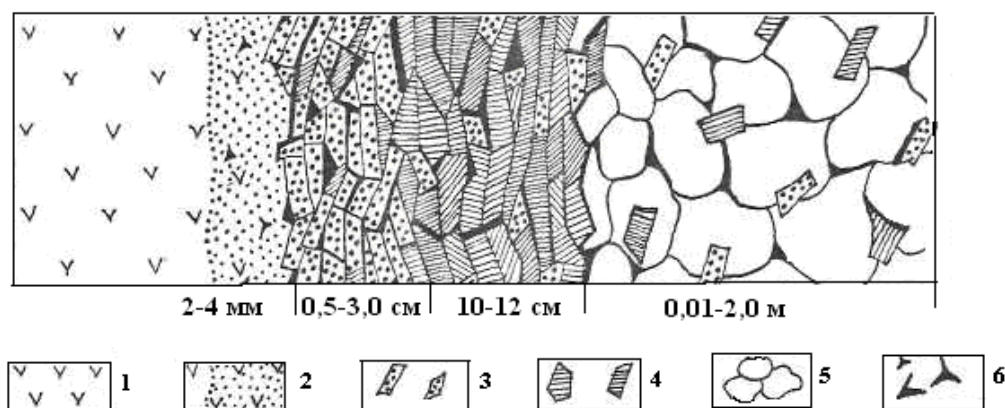


Рис. 1. Схема строения золоторудного пегматоидного тела

1 - нориты, габбро-нориты, амфиболовые габбро-нориты; 2 - околорудные изменения основных пород; 3 - идиоморфные зерна клино- и ортопироксенов; 4 - идиоморфные зерна антипертитового олигоклаза; 5 - кварц; 6 - рудные минералы: пирротин, пирит, леллингит, арсенопирит и др.

Вакуумно-декриптометрический метод базируется на регистрации эффектов газовой выделения, возникающих при деструкции систем «минерал-флюид» вследствие резкого возрастания давления в вакуолях включений после достижения температуры гомогенизации. Вакуумная декриптометрия и газовая хроматография проб габбро-норитов проводилась в режиме непрерывного (20°/мин) нагревания до 1000°C навесок массой 20-100 мг, помещенных в вакуумированную капсулу, с одновременной регистрацией эффектов газовой выделения и построением вакуумных декриптограмм и хроматограмм.

По вакуумным декриптограммам определялись температуры максимумов газовой выделения и рассчитывались энергетические F-показатели флюидоактивности габбро-норитов по формуле: $F = \frac{\Delta P * V}{Td}$ где ΔP – приращение давления в капсуле прибора ВД-5 с анализируемой пробой за счет выделения газовой фазы; V – объем выделившихся газов; Td – температура максимума декриптации.

Идентификация генетических типов включений осуществлялась с использованием рекомендаций изложенных в монографии Н.П. Ермакова[2], Э. Редера[4,5].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В порообразующих минералах габбро-норитов выявлен сложный спектр флюидных включений, таких как жидкие, газовые, газожидкие, многофазовые, расплавные. Анализ вакуумных декриптограмм габбро-норитов показывает, что они характеризуются достаточно сложной структурой, содержащей от трех до пяти эффектов выделения флюидных компонентов.

Природа эффекта в низкотемпературном (40-120°C) интервале связана с декрипацией наиболее низкотемпературных систем флюидных включений. Второй максимум регистрируется в интервале температур от 250 до 450°C, он связан с декрипацией газожидких (гидротермальных) и существенно газовых (пневматолитово-гидротермальных) систем флюидных включений, которые очевидно образовались в результате аутометаморфических процессов. Природа высокотемпературных (от 500 до 700°C) эффектов связана с декрипацией углекислотных, многофазовых и газожидких включений, представляющих собой реликты остаточных расплавов растворов, возникающих в процессе кристаллизационной и эманационной дифференциации первичных расплавов основного состава.

В связи с тем, что золотоносные тела в габбро-норитах имеют зональное строение, каждая из зон была подвергнута термобарогеохимическому анализу.

Пироксеновая зона находится на границе вмещающих габбро-норитов и золотоносных пегматитовых обособлений сульфидно-пироксен-плаггиоклаз-кварцевого состава.

К первичным включениям мы отнесли немногочисленные группы включений, расположенные равномерно в объеме минерала-хозяина. Большинство включений имеют неправильную и овальную форму, встречаются вакуоли неправильной формы (рис. 2). Включения в пироксенах относятся по составу к двух- и трех- фазовой разновидности (газовый пузырек; затвердевший расплав – в проходящем свете вещество бесцветно, показатель преломления близок «минералу- хозяину», в скрещенных николях изотропно, что характерно

для стекла; очень редко во включениях присутствует затвердевший сульфидный расплав)

Первично - вторичные (субсингенетические) в нашем случае относятся к самому распространенному виду – включениям сингенетических трещин залечивания в дораставших кристаллах. Они пересекают внутренние зоны роста кристаллов, но не выходят на их современную поверхность. Включения имеют неправильную и овальную форму. Наряду с существенно газовыми вакуолями здесь обнаруживаются и кристаллофлюидные включения.

Вторичные включения приурочены к многочисленным трещинам, пересекающим границы соприкасающихся зерен. Включения имеют неправильную и овальную форму. Они относятся к двухфазовой разновидности (водный раствор и газовый пузырек, жидкая углекислота и газовый пузырек), но часто к трехфазовой разновидности (водный раствор, жидкая углекислота и газовый пузырек) (рис. 2).

Декриптограммы пироксеновой зоны имеют несколько пиков газовыделения (рис. 3) с

максимумами в интервалах температур 80 – 120 C°, 200-280 C°, 300-400 C°, 400-680 C°. Первые три максимума газовыделения (низкотемпературные и среднетемпературные), характеризуются невысокими F - показателями флюидоактивности, соответственно 9-12 усл.ед., 3-6 усл.ед., 8-12 усл.ед. Природа этих эффектов связана с декрипацией вторичных (существенно газовых и газовой-жидких) и первично-вторичных (газово-жидких, углекислотных) включений. По данным газовой-хроматографического анализа в составе газов преобладают H₂O, CO₂ над газами H₂S, CH₄, N₂ в интервале температур от 300 до 500 C°.

Расчеты энергетического показателя систем флюидных включений показали, что наиболее интенсивным пиком на кривой декриптоактивности является четвертый, высокотемпературный эффект с F-показателем флюидоактивности 70- 76 усл.ед. Природа данного эффекта выделения флюидных включений связана с декрипацией первичных высокотемпературных, многофазовых включений.

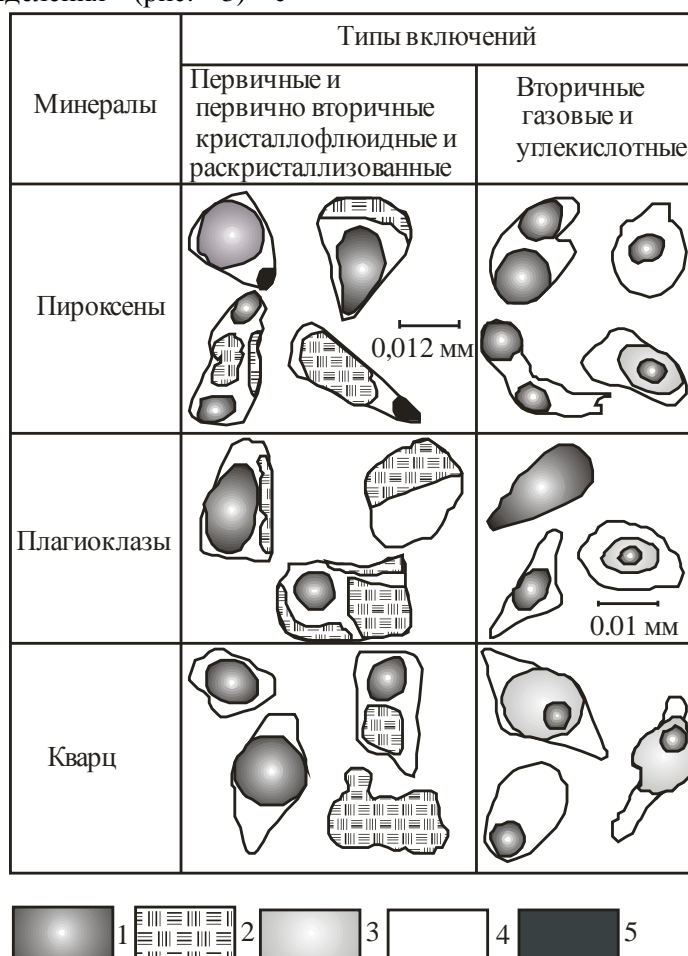


Рис. 2 Морфогенетические типы флюидных включений в минералах золотосных пегматитов из габбро-норитов месторождения им. Пинигина. 1.- газовый пузырек; 2.-твердое вещество; 3.- жидкая углекислота; 4.- водный раствор; 5.-расплав.

Давление среды минералообразования, до температуры $350\text{ }^{\circ}\text{C}$, определялось по диаграмме $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ С.Д. Малинина [3], а выше методом интерполяции. При температуре выше $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ давление составило более 800 бар.

Плагіоклазова зона, сложенная крупнозернистыми агрегатами плагіоклаза, содержащего переменное количество ксеноморфных выделений сульфидов, характеризуется присутствием преимущественно пирротина и пирита, реже – арсенопирита. Мощность зоны колеблется от первых сантиметров до 12-25 см.

Первичные включения в плагіоклазе габбро-норитов диагностировались по расположению вдоль кристаллографических зерен минерала, а также фазовому составу вакуолей (рис. 2). Большинство включений имеют форму негативных кристаллов и овальную, иногда встречаются вакуоли неправильно вытянутой формы. Они относятся по составу к трёхфазовой разновидности (газовый пузырек; затвердевший расплав-стекло; часто во включениях присутствует твердая фаза, представленная мелкими призматическими кристаллами, возможно силикатов).

В плагіоклазах также присутствуют первично-вторичные и вторичные включения. Морфология этих включений и фазовый состав обычно такой же, как и в пироксенах.

По данным С.Д. Великославинского [1] температура гомогенизации расплавных включений в пироксене метабазитов составляет $1285\pm 20^{\circ}\text{C}$, а температура гомогенизации в плагіоклазах составляет $1255\pm 15^{\circ}\text{C}$. Присутствие сульфидных расплавных включений также подтверждает вывод о том, что температура гомогенизации превышает 1000°C .

Декриптограммы существенно плагіоклазовой зоны имеют несколько пиков газовой выделения с максимумами в интервалах температур $40-140\text{ }^{\circ}\text{C}$, $240-280\text{ }^{\circ}\text{C}$, $300-400\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $500-580\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3). Наибольшими значениями F-показателем флюидоактивности характеризуются низкотемпературные включения $80-87$ усл.ед. и среднетемпературные включения с F-показателем $40-45$ усл.ед. Необходимо также отметить высокотемпературный эффект газовой выделения в интервале $500-580\text{ }^{\circ}\text{C}$ с величиной F-показателя, равным $9-12$ усл.ед.

Первый эффект, в нашем случае, связан с декрипацией вторичных газовой-жидких и существенно газовой включений. Природа среднетемпературных и высокотемпературных

эффектов связана с декрипацией первично – вторичных или сингенетических и первичных кристаллофлюидных, раскристаллизованных, многофазовых систем включений. В составе выделившихся летучих установлены следующие газы: H_2O , H_2S , CH_4 , N_2 . Давление среды минералообразования установлено в диапазоне 400-600 бар.

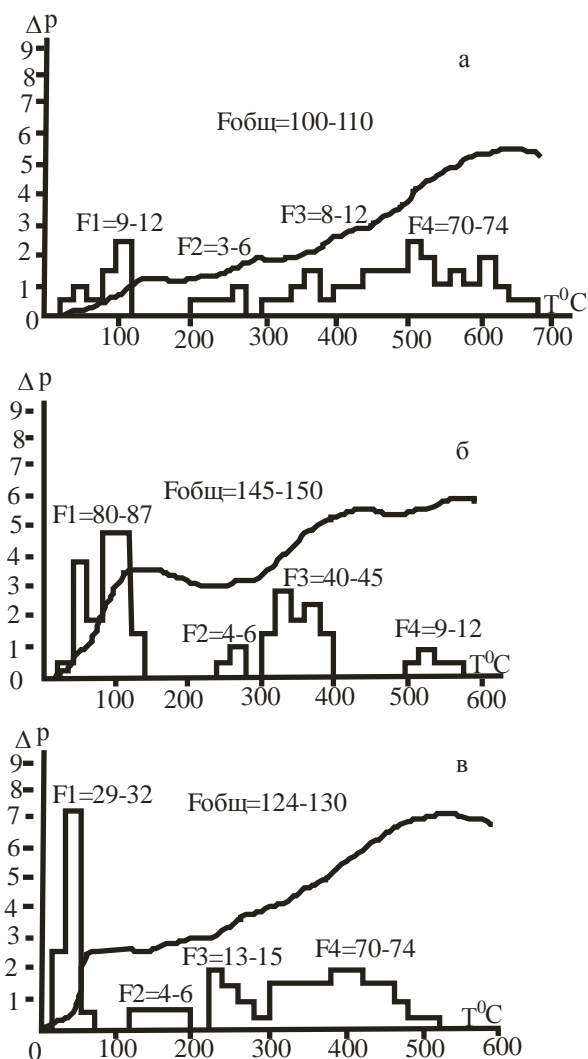


Рис. 3 Типовые вакуумные декриптограммы: пироксеновой зоны (а), плагіоклазовой зоны (б), кварцевой зоны (в)

Кварцевая зона. Ядерная часть золотоносных обособлений сложена сливным агрегатом крупных зерен кварца, мощность, которой прямо зависит от мощности обособления и колеблется от первых сантиметров до первых метров.

В кварцевом ядре пегматита обнаружены включения трех типов: газовые, газовой-жидкие, многофазовые (рис. 2). Первичные и первично-вторичные включения представлены существенно газовыми и многофазовыми вакуолями. Форма включений неправильно-

изометрическая, сложная, дендритовидная; размеры их редко превышают 0,03 мм. Существенно газовые включения на 95-98% объема заполнены газом. Гомогенизируются они в газовую фазу при температуре 500-530 °С. В жидко газовых включениях количество жидкости изменяется от 25 до 40%, а гомогенизация их происходит в газовую фазу в интервале температур 350-500 °С. Многофазовые включения состоят из газа (20-25%), жидкости (25-30%) и минералов – узников. Гомогенизируются они при температуре 350-370 °С.

Вторичные включения в кварце представлены газовой-жидкими вакуолями. Количество газа внутри включений не превышает 30-35%. В некоторых включениях, кроме газа и водного раствора, наблюдается небольшое количество (не более 15%) жидкой углекислоты.

Термобарогеохимические исследования показали, что на типовых декриптограммах выделяется до четырех максимумов газовыделения в интервалах температур 40-80°C⁰, 120-200°C⁰, 220-280°C⁰ и 300-520°C⁰ (рис. 3). Наиболее интенсивными пиками на кривой декриптоактивности является первый низкотемпературный эффект с F-показателем флюидоактивности 29-32 усл.ед и высокотемпературный эффект где F-показатель флюидоактивности равен 70-74 усл.ед. Природа эффектов в низкотемпературном интервале, вероятно, связана с декриптацией наиболее поздних вторичных углекислотных, газовой-жидких систем флюидных включений, а в высокотемпературном интервале связана с декриптацией первичных многофазовых систем включений. Давление среды минераллообразования установлено в диапазоне 300-500 бар. Согласно проведенным газовой-хроматографическим исследованиям состава флюидных включений преобладают H₂O, CO₂ над газами H₂S, CH₄, N₂ в интервале температур от 300 до 500 C⁰.

Результаты, полученные в ходе термобарогеохимических исследований, были нанесены на сводную диаграмму изменения F-показателя флюидоактивности по разрезу разведочной скважины № 50 до глубины 320 м (рис. 4). На рисунке четко видно, что для верхних и нижних частей разреза характерны максимальные значения F-показателя флюидоактивности, причем в первом случае эта закономерность присуща для вмещающих комплексов, а во втором для золотоносных габбро-норитовых тел.

Данные графика показывают, что максимальные значения F-показателей флюидоактивности в габбро-норитах связаны с декриптацией среднетемпературных (гидротермальных) и высокотемпературных (гидротермально – пневматолитовых и кристалл-флюидных) систем флюидных включений. Соответственно можно предположить, что золото месторождения им. Пинигина было сформировано в две продуктивные стадии золотого оруденения, высокотемпературную (500-700 C⁰) и среднетемпературную (300-450C⁰).

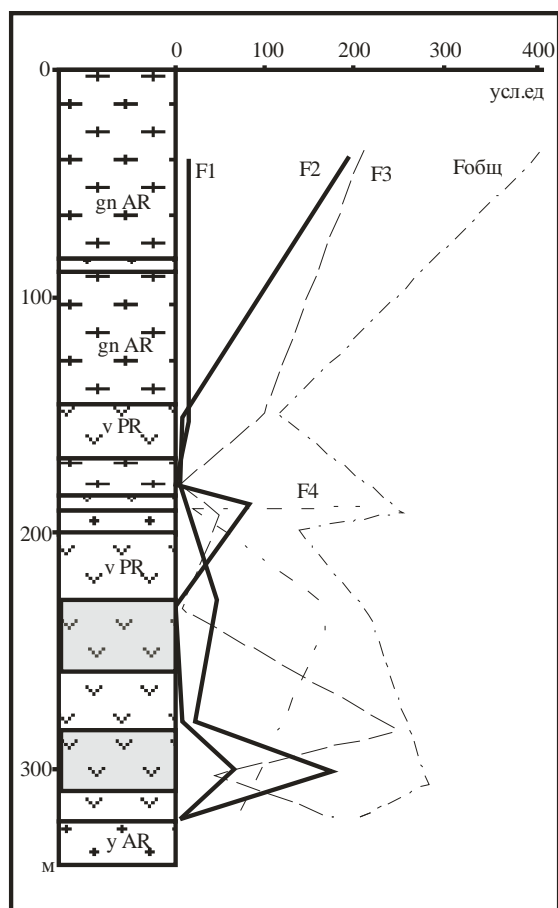
ВЫВОДЫ

1. Термобарогеохимические исследования показали сложный спектр флюидных включений в золотоносных пегматоидных телах. На вакуумных декриптограммах изученных проб устанавливаются низкотемпературные эффекты газовыделения (40-120°C⁰), связанные с десорбцией поровых флюидов и декриптацией низкотемпературных включений, среднетемпературные максимумы декриптации флюидных включений (300-450°C⁰), свидетельствующие о наложенных процессах минерало – и рудообразования, и высокотемпературные эффекты (450-700°C⁰), природа которых связана с декриптацией углекислотных, многофазовых и газовой-твердых включений, представляющих собой реликты остаточных расплавов-растворов, возникающих в процессе кристаллизационной дифференциации первичных расплавов основного состава.

2. Установленный состав выделяющихся газов позволяет предположить, что образование пород происходило под воздействием паров воды, углекислого газа и в меньшей мере азота, H₂S, CH₄.

3. Золоторудная минерализация месторождения им. Пинигина была сформирована в две продуктивные стадии: высокотемпературную (500-700 C⁰), при давлениях выше 800 бар и среднетемпературную (300-450C⁰) при давлениях 300-500 бар.

1. Великославенский С.Д. Метабазиты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. Наук. Санкт-Петербург, 1998. 43 с.



v PR 1 gn AR 2 y AR 3 F 4 v PR 5

Рис. 4 Сводная диаграмма изменения F- показателя флюидоактивности по разрезу скважины

1. габбро-нориты; 2. графит-гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы; 3. биотитовые граниты; 4. показатель флюидоактивности; 5. рудные тела

2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972.
3. Малинин С.Д. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях // Геохимия 1959, №3.
4. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах В 2-х т. Т.1. Перев. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
5. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах В 2-х т. Т.2. Перев. с англ. М.: Мир, 1987. 632 с.
6. Труфанов В.Н., Грановская Н.В. Грановский А.Г. и др. Прикладная термобарогеохимия. Ростов н/Д, 1992
7. Шарова Т.В. Вещественный состав и особенности генезиса золотого оруденения в докембрийских метаморфитах Алданского щита. // Известия Вузов Северо-Кавказский регион. Естественные науки 2006 № 4 стр. 102-103.

The article presents the results of thermobarogeochemical studies of gold-bearing pegmatoid bodies localized in the Precambrian mafic complexes of the Aldan-Stanovoi shield.

ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНИХ ФАЦІАЛЬНИХ ТИПІВ СЕРПУХОВСЬКИХ ТА ВІЗЕЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО КАРБОНУ ТА БАШКИРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО КАРБОНУ ЮЛІЇВСЬКО- СКВОРЦІВСЬКОЇ ЗОНИ

Шморг Я.С.

Інститут геологічних наук НАН України

Основні фаціальні типи візейських відкладів нижнього карбону. Горизонт В-25-26 представлений найбільш давніми осадовими утвореннями широко розвинутими в зоні і залягає безпосередньо на протерозойських породах фундаменту, «базальному прошарку» і корі вивітрювання виверженно-метаморфічного комплексу. Літологічно горизонт складений пачкою карбонатно-теригенно-глинистих порід. У верхній частині літологічної пачки по всій території розповсюджені вапняки, в нижній частині – аргіліти з прошарками пісковиків.

Сумарна товщина вапняків змінюється від 4,0 м (Скворцівська площа) до 29,0 м (Наріжнська площа). В загальному плані зростання товщини карбонатів відбувається в зоні з північно-заходу на південний-схід.

Карбонати представлені як щільними, так і газо- і водоносними. Порооди темно-сірого кольору, дрібно- і тонкозернисті, органогенно-детритові і глинисті, іноді з тонкогоризонтальною шаруватістю і дзеркалами ковзання, з багаточисельним перекристалізованим раковинним детритом (криноїдеї, остракоди, водорості, спікули, губки, форамініфери), частково піритизованими і окремненими, з рідкісними фосфатизованими органічними фрагментами і одиничними уламками кварцу алевроитової розмірності. Для них характерна доволі значна суміш дрібного вуглистого детриту і розсіяного піриту.

Зрідка зустрічаються сфероліти сидериту, спостерігається тонкі розгалужені тріщинки, заліковані бітумно-глинистою речовиною. Надмірний вміст карбонатів у розрізі горизонту свідчить про стійкий морський режим седиментації.

За даними промислово-геофізичних досліджень в розрізі горизонту виділяються проникні карбонатні утворення, очевидно, зумовлені розвитком тріщинних і каверно-тріщинних колекторів.

Сумарна товщина пісковиків змінюється від 1,4 до 19,0 м і в середньому по зоні складає 8-10 м. Причому, для пісковиків характерна зворотна залежність – ділянкам мінімального

вмісту вапняків відповідають максимальні значення уламкових порід.

Запісоченість розрізу в зоні відбувається в північно-західному напрямку. Максимальна сумарна товщина пісковиків зафіксована в свердловині №3 Скворцівської площі і складає 23,0 м. Виклинювання і заміщення пісковиків більш щільними глинистими породами відбувається в північно-східному (Юліївська площа, свердловини №№ 11, 3; Караванівська площа, свердловина №1) і південно-східному (Наріжнська площа, свердловини №№16, 13, 17, 12) напрямках.

Пісковики світло-сірі, сірі з темно-сірими плямами, різноманітної структури, переважно різнозернисті – від середньо- і дрібно-різнозернистий до крупно- і грубозернистих, гравелистих, останні частіше зустрічаються в нижній частині розрізу, середньо- і слабозцементовані.

Порооди переважно кварцові, зрідка аркозового складу. Уламковий матеріал напівобкатаний і кутастий, частково кородований. Акцесорні мінерали: циркон, турмалін, сфен, анатаз. Рудні – пірит, іноді у вигляді скупчень, лейкоксен. Цемент глинистий (каолінітовий, гідрослюди́стий) і карбонатний (анкеритів) з переважанням то одного, то іншого компоненту, іноді серицитовий, з плівками і примазками бітумоїдів. Тип цементациї плівково-поровий, ділянками зі значним розвитком або переважанням конформно-інкорпораційних контактів. В деяких шліфах спостерігаються численні тонкі розгалужені тріщинки з бітумоїдами.

Виходячи з петрографічних досліджень відклади літологічної пачки В-25-26 належать до морських утворень, а присутність в нижній частині грубозернистих порід вказує на трансгресивний цикл.

Сумарна проникна товща колекторів (пісковики+вапняки) в зоні змінюється від 0 (Юліївська площа свердловини №№11, 2, 9, 22; Наріжнська площа свердловина №7) до 12 м (Юліївська площа, свердловини №№12, 53). В

загальному плані ефективна товщина змінюється аналогічно товщині піщаних порід.

Максимальна пористість пісковиків складає 17,9% (Скворцівська площа, свердловина №3).

Товщина горизонту В-20-21 складає від 12,0 м (Скворцівська площа, свердловина №4) до 44 м (Юліївська площа, свердловина №15). Ділянки, які характеризуються підвищеними і пониженими значеннями товщини відкладів носять в зоні мозаїчний розвиток, що може бути пов'язано з активністю блоків фундаменту.

Літологічно горизонт складений аргілітовою пачкою з рідкісними прошарками і лінзами алевропіщаних порід і вапняків. Більшість піщаних тіл мають лінзоподібну форму, товщина їх складає 1-4 м. сумарна товщина піщаників змінюється від 0,8 м (свердловина №2 Наріжнська площа) до 29,6 м (свердловина №8 Юліївська площа). Слід відмітити субмеридіональну зону в районі свердловин №№ 7, 4, 51, 22, 23, 14, 4 Юліївського родовища, де сумарна товщина пісковиків підвищена і складає більше 8,0 м, при цьому вона приурочена до ділянки пониження в рельєфі морського басейну седиментації.

Пісковики горизонту дрібнозернисті, середньо-дрібнозернисті і дрібно-середньозернисті, щільні, середні і міцно зцементовані, за складом кварцові, світло-сірі, іноді буруваті – насичені вуглеводнями. Кластичний матеріал середньо- і добре відсортований, полуобкатаний і кутастий. Цемент карбонатно-глинистий і глинисто-карбонатний, плівково-порового, нерівномірно-згусткового типу цементації, ділянками відмічається розвиток конформно-інкорпораційних контактів між уламковими зернами. Для пісковиків горизонту характерні регенерація кварцу і корозія зерен, значний вміст акцесорних мінералів (турмалін, циркон, лейкоксен) поблизу тонких тріщин з бітумоїдами. В деяких свердловинах зустрічаються одиничні уламки форамініфер, сфероліти сидериту.

Подібні утворення характерні для прибережно-морських фацій.

Колекторами є газонасичені і обводнені пісковики товщиною 1-7 м, розкриті майже усіма пробуреними свердловинами.

Найбільш високими колекторськими властивостями характеризуються уламкові породи в свердловинах №№ 7, 9 Юліївського родовища і свердловин №№ 10 і 12 Скворцівського родовища. Розкритий розріз Наріжнського родовища складений більш щільними відмінами з різко погіршеними

фільтраційно-ємнісними властивостями. За висновками ГДС відкрита пористість піщаних відкладів змінюється від 4-5 % (свердловини №№ 18, 3, 16 Наріжнська площа) до 21 % (свердловина №1 Скворцівська площа). Пористість горизонту в плані змінюється аналогічно товщині пісковиків.

Проникна товщина пісковиків змінюється пропорційно їх сумарній товщині – від нульових значень на Наріжнському родовищі до 18,0 м в центральній частині зони на Юліївському родовищі і далі на північний-захід вона зменшується до 1,0 м (Скворцівське родовище).

Слід відмітити літологічну границю заміщення і виклинювання піщаних колекторів, яка проходить на південному сході у районі Наріжнсько-Караванівської площі.

Щільна частина розрізу горизонту В-20-21 представлена в основному аргілітами з прошарками і лінзами вапняків і алевролітів.

Літологічно горизонт В-16-19 представлений вапняками і аргілітами з лінзами пісковиків, які залягають в підшві. Карбонатні тіла мають лінзовидно-пластову форму, у верхній частині розрізу розвинуті вапняки пластової форми, що узгоджується з розвитком трансгресії моря. Серед вапняків в розрізі часто присутні малопотужні прошарки піщаних порід з карбонатним цементом, що утруднює їх виділення за даними ГДС. Сумарна товщина вапняків складає в основному 10-25,0 м, збільшуючись в північно-західному і південно-східному напрямках (свердловина №14 Скворці і свердловина №9 Наріжнська) до 25,0 м. Вапняки сірі до темно-сірих, тонко- і дрібнозернисті, органогенно-детритові, глинисті з перекристалізованими уламками криноїдей, остракод, водоростей і форамініфер, з домішкою вуглисто-детриту і піриту. На ділянках перекристалізації в порах і на контактах між зернами присутні плівки і примазки темної вуглеводневої речовини. Відклади належать до прибережно-морських фацій.

Нижня частина розрізу представлена переважно теригенними утвореннями. Піщані тіла товщиною 2-6 м мають лінзовидно-пластову форму залягання і характеризуються як щільними, так і газо- і водонасиченими відмінами. Піщані лінзи локалізовані у районі Скворцівської (свердловини №№ 1, 8, 10), Юліївської (свердловини №№ 23, 14, 4, 15) Караванівської (свердловини №2), Наріжнської площі (свердловини №№ 12, 17). Максимальна сумарна товщина піщаних тіл досягає 18,8-23,4 м (свердловина № 2 Караванівська, свердловина №1 Скворцівська).

Таким чином, в зоні спостерігається чергування ділянок збагачених і об'єднаних пісковиками, але в основному, пісчаний матеріал відкладався на моноклінальному схилі (Скворцівська, Юліївська площі).

Пісковики горизонту сірі до світло-сірих, іноді буруваті до коричнюваті від плівок і примазок вуглеводнів, різнозернисті, але переважно середньо-дрібнозернисті і дрібнозернисті, з середньо відсортованим напівобкатаним і кутастим кластичним матеріалом, за складом кварцові, з невеликою (4-10%) сумішшю польових шпатів, уламків порід і лусочок слюди. Цемент полімінеральний (карбонатний і глинистий в різних поєднаннях), часто з плямами-згустками безцементного зчленування зерен. Нерідко в порах спостерігається примазки і плівки вуглеводневої речовини. Зустрічаються вуглисті детрит і пірит. Акцесорні – циркон, турмалін.

Генетично відклади горизонту належать до прибережних фацій мілкого моря.

Сумарна товщина проникних відмін порід горизонту змінюється від 0 (Наріжнська площа, свердловини №№ 1, 2, 4, 9) до 18,2 м (Скворцівська площа, свердловина №1). В плані ділянки підвищеної ефективних товщин відповідають ділянкам підвищеного вмісту пісковиків в розрізі. Південніше свердловин №5 і №12 Юліївської площі спостерігається зона виклинювання і заміщення колекторів міцними непроникиними породами, що являє практичний інтерес з позиції існування літологічних екранів.

За лабораторними даними, найбільш високими фільтраційно-ємкісними властивостями наділені пісковики, де їх вміст в розрізі підвищений. У плані пористості проникних відкладів горизонту В-16-19, за даними ГДС змінюється від 4,0% (свердловина №4 Наріжнської площі, свердловина №14, Скворцівська площа) до 22% (свердловина №9 Юліївська площа) (рис. 2.17), газопроникиність до $166^0 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Погіршення колекторських властивостей може пояснюватися ущільненням і структурною зміною уламкових порід.

Основні фаціальні типи серпуховських відкладів нижнього карбону. Горизонт С-6 розкритий усіма пробуреними свердловинами, представлений теригенними відкладами з малопотужними прошарками вапняків. Повністю горизонт відсутній на Скворцівському родовищі і в свердловинах №№ 6, 7 Наріжнського родовища, де він розмитий.

Теригенні породи представлені водоносними пісковиками і алевролітами з прошарками ущільнених відмін.

Пісчані тіла товщиною 1,4-31,6 м мають лінзовидну і пластову форму залягання.

Сумарна товщина пісковиків змінюється від 0 до 60,2 м, закономірно збільшуючись по зоні з периферійними частинами (Скворцівська, Наріжнська площі) до центру (Юліївська площа, свердловини №№ 51, 22, 4).

Проникна товща теригенних відкладів змінюється від 0,8 (Наріжнське родовище свердловина №16) до 58,6 м (Юліївське родовище свердловина №22). В плані ділянки підвищених ефективних товщин відповідають ділянкам підвищеного місту пісковиків в розрізі.

Пісковики світло-сірі і сірі, переважно дрібнозернисті, середньо-, дрібнозернисті і дрібно-середньозернисті, за складом кварцові і олігоміктові, з обвугленими рослинними залишками, зцементовані глинистим, карбонатно-глинистим, карбонатним цементом з примазкою регенераційно-кварцового і баритового. Цемент плівково- і базально-порового типу. Акцесорні мінерали – циркон, турмалін, гранат, шпінель, пірит, лейкоксен. Відмічаються тонкі тріщинки з бітумоїдами. Присутність у свердловині №7 Юліївська глауконіту вказує на належність відкладів до морських фацій.

Більшість зразків мають достатньо високі ємнісно-фільтраційні параметри. У плані пористості пісковиків горизонту С-6 за даним ГДС пропорційна проникній товщині теригенних порід. Так, ділянки з найбільш значною проникною товщиною (свердловини №№ 22, 51, 12, 9, 4 Юліївського родовища) відповідають найбільш високі параметри пористості 16,2-20,2%.

Горизонт С-5 має товщину від 35 до 70 м, представлений чергуванням аргілітів і пісковиків з прошарками алевролітів і вапняків.

Алевроліти (прошарки до 5,5 м) представлені водоносними і газоносними різновидами, світло-сірі і сірі, темно-сірі, з тонко-горизонтальною шаруватістю, іноді брекчієподібні (Юліївська свердловина №8), слюдисто-кварцові, з відбитками вуглефікованих фрагментів і дрібним вуглистим детритом, частково піритизованим, з добре і середньо відсортованим кварцом кутастої і напівобкатаної, іноді серпоподібної форми.

Цемент гідрослюдисто-карбонатний і карбонатно-глинистий плівково-порового типу, спостерігаються конформні і регенераційні контакти між уламковими зернами. Зустрічаються плями і лінзовидні скупчення

карбонатно-глинистого складу і краплеподібні виділення ТУВ чорного кольору.

Пісковики горизонту С-5 мають пластову форму залягання, добре витримані по простяганню, представлені як газоносними, товщиною 2,4-11,5 м, так і водоносними – до 38 м відмінами.

Сумарна товщина пісковиків, як проникна, закономірно збільшується від Наріжниського і Скворцівського родовищ до центральної частини зони – Юліївське родовище, досягаючи максимальних значень вище 60 м (свердловина №11).

Пісковики світло-сірі, сірі і бурувато-сірі, від тонко- і дрібнозернистих до крупнозернистих гравелистих, з середньо- і погано відсортованим кластичним матеріалом, кутастим і напівобкатаним, частково регенованим і кородованим.

За складом кварцові, олігоміктові, мезо- і поліміктові з багаточисленними уламками порід (кварцитів, кременів, аргілітів, сланців), з обвугленими фрагментами рослин й дрібним вуглистим детритом, середньо- і міцноцементовані. Цемент карбонатний (кальцит, анкерит, сидерит) і глинистий (гідрослюдистий, каолінітовий) в різних співвідношеннях, з примазкою регенераційно-кварцевого і баритового. На деяких ділянках цемент майже повністю відсутній, тут спостерігаються конформно-інкорпораційні контакти між уламковими зернами. Тип цементації плівково- і базальнопоровий. Зустрічаються плівки і примазки ТУВ.

Відклади горизонтів С-5 належать до мілководноморських (барових і пляжевих) фацій.

Але в загальному спостерігається, як і в раніше викладеному матеріалі (горизонт С-5), мозаїчна картина зміни товщини.

Більшість із досліджених зразків має достатньо високі ємкісні параметри, хоча і небагато нижче ніж породи горизонту С-5.

Проникна товщина пісковиків вимірюється від 0-1 м (Скворцівська свердловина №8) до 20,2 м (Юліївська свердловина №1).

За даними лабораторних досліджень, пористість пісковиків складає 7,0-26,4% (Караванівська свердловина №2, Юліївська свердловина №23). Газопроникність досліджуваних зразків вимірюється в широких межах від 0,01 до $610,22 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ (Юліївська свердловина №5, Наріжниська свердловина №2).

Алеволіти, які залягають у вигляді прошарків товщиною 2,4-10,6 м, представлені як ущільненими, так і газонасиченими і

водоносними відмінами. Породи сірі з тонкогоризонтально-хвилястою шаруватістю, кварцеві і слюдисто-кварцеві, з добре відсортованим кластичним матеріалом, кутастим і напівобкатаним, частково кородованим, з рідкісними уламками перекристалізованих остракод, форамініфер і з відбитками великих фрагментів рослин.

Цемент глинистий і карбонатний, контактово-порового і порово-базального типів; ділянками спостерігаються конформно-інкорпораційні контакти між уламковими зернами. Зустрічають мікросфероліти сидериту і згустки ТУВ.

Вапняки (прошарки 2-6 м) темно-сірі до чорних, тонко-дрібнозернисті, піритизовані, в окремих ділянках перекристалізовані, з дрібним раковинним детритом. Трапляються одиничні округлі зерна глауконіту. Генетично це прибережно-морські відклади.

Основні фаціальні типи башкирських відкладів середнього карбону. У розрізі Наріжниського родовища в межах вапнякової товщі горизонтів Б-10, Б-11, Б-12 виділяються продуктивні пласти Б-10, Б-11а, Б-11б, Б-12а, Б-12б.

Продуктивний горизонт Б-10 залягає в середній частині башкирських відкладів. Загальна товщина горизонту змінюється від 33,4 м (св. № 2) до 95 м (св. № 21). Літологічно представлений пачкою вапняків, глинисто-аргілітовими породами та пластом пісковика, розвиненого в підшві горизонту. За даними ГДС, колекторами є газо- і водонасичені пісковики та вапняки. Пласт пісковика, за даними буріння свердловин, простежується на всій площі родовища і характеризується незначною товщиною від 1,0 м (св. № 4) до 3,4 м

Продуктивний горизонт Б-11 загальною товщиною 22 м (св. № 21) – 25 м (св. № 9) залягає в нижній частині башкирських відкладів і літологічно представлений чергуванням глинистих порід з прошарками пісковиків і вапняків.

В межах горизонту, за даними ГДС, виділяється два продуктивних пласта пісковиків Б-11а та Б-11б, які розвинені в покрівельній та в підшовній його частинах. Найбільш широко простежується пласт Б-11а; пласт Б-11б має більш обмежений розвиток.

Продуктивний пласт Б-11а загальною товщиною від 1,6 до 3,6 м простежується в свердловинах №№ 1, 2, 4, 21, розташованих в межах Наріжниського та Рогівського склепінь. В свердловині № 9 розріз пласта представлений ущільненими глинисто-алевролітовими породами.

Загальна ефективна товщина пласта змінюється від 1,2 м (св. № 2) до 1,8 м (св. № 1). Газоносний пласт в свердловинах №№ 1, 21 і водонасичений - в свердловині № 2 та свердловині № 4 Рогівського склепінного елементу.

Керновим матеріалом пласт не охарактеризований і його колекторські властивості визначені за даними ГДС.

Загальна товщина продуктивного пласта Б-116 по родовищу змінюється від 1,2 м (св. № 4) до 4,4 м (св. № 21). Ефективна товщина представлена як газонасиченими продуктивними відкладами в св. №№ 1 (2,0 м) та 21 (1,6 м), так і водонасиченими в св. № 9 (1,8 м).

В межах західної периклінальної частини Наріжниського підняття, на ділянці свердловини № 2, пісчані породи пласта повністю заміщені глинистими утвореннями, а в склепінній свердловині № 4 Рогівського елементу мають ущільнений характер. Відкрита пористість газонасичених колекторів, за даними ГДС, 13,0-13,5%, водонасичених – 12,5%, газонасиченість – 55,0-73,0%.

Керновим матеріалом продуктивний пласт Б-116 освітлений в свердловині № 2 (інтервал 3376-3390 м). Зразки відібрані з водонасичених пісковиків, пористість їх нижче граничних, лише один має пористість 10,7%.

Згідно макроопису гранулярні колектори представлені сірими і зеленувато-сірими дрібно- і тонкозернистими пісковиками, кварцовими, слюдистими, щільними.

Продуктивний горизонт Б-12 залягає в підшві башкирського ярусу. Загальна товщина горизонту в межах Наріжниського родовища 43-45 м. Літологічно горизонт представлений пачкою вапняків з пластом пісковика в середній частині. В межах горизонту, за даними ГДС, виділяються два продуктивних пласта – карбонатний Б-12а та пісчаний Б-12б, які чітко корелюються як в розкритих розрізах свердловин, так і по родовищу в цілому.

Максимальні ефективні товщини і показники фільтраційно-ємкісних властивостей спостерігаються в склепінній частині (св. № 1, 21).

Продуктивний пласт Б-12а залягає в верхній частині горизонту Б-12 і характеризується за даними ГДС мінливою загальною товщиною продуктивних прошарків від 0,6 м (св. № 9) до 2,2 м (св. № 21). Колекторами є газонасичені (св. №№ 1, 21) та водонасичені вапняки (св. №№ 2, 4 та 9).

За петрографічним описом, вапняки сірі, міцні, щільні, кристалічні з відбитками

обвуглених рослинних залишків. У шліфі порода складена дрібнозернистим кальцитом, іноді глинистим, місцями перекристалізованим, мікротріщинки виповнені середньодрібнозернистим кальцитом.

Керновим матеріалом продуктивна частина пласта Б-12а не освітлена, в лабораторії досліджувались лише глинисті, щільні зразки, тому, фільтраційно-ємкісні властивості колекторів характеризуються за даними ГДС. Пористість вапняків за даними ГДС – 6,5-7,5%. Газонасиченість продуктивних вапняків, за даними ГДС, 67-79% (св. №№ 21-1). Загальна ефективна товщина газонасичених колекторів у св. № 1 – 1,8 м, у св. № 21 – 2,2 м.

Продуктивний пласт Б-12б залягає в підшві горизонту і літологічно представлений пісковиками. В свердловинах №№ 1, 9 в підшві пласта виділяється прошарок вапняка.

Загальна товщина продуктивного пласта Б-12б по родовищу змінюється від 6,0 м (св. №№ 2, 9) до 17,0 м (св. № 1). Загальна ефективна товщина газонасичених колекторів у св. № 1 – 1,8 м, у св. № 21 – 2,2 м. Максимальна ефективна товщина газонасичених колекторів спостерігається в апікальній частині структури, св. № 1 – 12,0 м, знижуючись на крилах складки до 2,8 м (св. № 9).

Керновим матеріалом горизонт освітлений досить детально, причому як його продуктивна газонасичена частина (свердловина № 1), так і водонасичена (св. №№ 2, 4, 9). Лабораторними дослідженнями в газонасиченій частині охарактеризовані лише теригенні колектора, так як в відібраному керні в св. № 1 присутні лише пісковики, а з карбонатів керн не відбирався. За даними лабораторних досліджень відкрита пористість газонасичених пісковиків становить 10,7-14,5%, газопроникність – $1,07-1,35 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ (св. № 1). За результатами ГДС відкрита пористість газонасичених пісковиків коливається в широких межах: від 9,5% до 22,5%, газонасиченість – 62-85% (св. № 1 - № 21). Вапняки за ГДС мають пористість 7%, газонасиченість – 75% (св. № 1). За результатами гідродинамічних досліджень, проникність пласта – $5,8 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, коефіцієнт п'єзопроводності – 362, 2 см²/с.

За літологічним описом керна, пісковики пласта Б-12б середньозернисті, поліміктові з глинисто-карбонатним цементом, сірі, середньозцементовані, переривчасто-шаруваті з обвугленими рослинними залишками.

У шліфі пісковики мають поліміктовий склад: кварц 50%, уламки порід (кварцити, кремні, ефузиви, сланці) – 30%, польові шпати

(плагіоклази, ортоклази) – 5-7%, слюди (мусковіт, рідше біотит) – 12-15%. Уламки напівобкатані. Акцесорні мінерали: циркон, гранат, анатаз, апатит, пірит розсіяний по породі.

Цемент базально-порового типу, складений анкеритом, гідрослюдистим каолінітом.

Виходячи із вищевикладеного по Юліївсько-Скворцівській зоні, можна зробити наступні висновки:

1. В межах зони загальна товщина горизонтів В-25-26, В-20-21, В-16-19 (змінюються мозаїчно, що пов'язано з виявленням розломно-бокової тектоніки.

По верхньосерпуховських відкладах (горизонти С-6, С-5, С-4) активність блокування фундаменту дещо послаблена і виявляється тільки на окремих структурах. (Юліївське родовище).

2. Активізація порушень у візейських відкладах вплинула на фільтраціо-ємнісні параметри осадових порід, що обумовлено розвитком вторинної пористості, тріщинуватості, стилолітизації і кавернозності.

3. Пісковики верхньосерпуховських продуктивних горизонтів (С-6, С-5, С-4) утворились в дрібно водно морських умовах седиментогенезу, а карбонатно-теригенні відклади візейських продуктивних горизонтів (гор. В-16-19, В-20-21, В-25-26) у відносно віддалених від берегової лінії моря.

4. Газопроникна товщина горизонтів залежить прямо пропорційно від сумарної товщини піщаників, виключення складають окремі ділянки візейських відкладів, де ефективна товщина має підвищені значення в карбонатно-теригенних розрізах.

1. Закономерности размещения и прогнозирования значительных скоплений нефти и газа в ДДВ /Евдошук Н.И., Кабышев Б.П., Пригарина Т.М. и др. - Киев:Наукова думка.-1998. - 203с.

2. Истомин А.Н. Научно-теоретическое обоснование выявления крупных месторождений углеводородов в зонах сжатия (на примере ДДВ). - Питання розвитку газ. промисловості України. - Харків: УкрНДІгаз. - 1999. - С. 63 - 80.

3. Кабышев Ю.Б. Безводность разреза как критерий оценки перспективности ДДВ на нетрадиционный газ центральнобассейнового типа. - Нафта-Газ України. - Полтава: УНГА.-1998, т. 1. - С. 178 - 179.

4. Кабышев Ю.Б. Нова якісна оцінка перспективності ДДЗ на центральнобасейновий газ. - Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології.-Київ:2000, т.1. - С. 174 - 177.

5. Лукин А.Е. О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородногенерирующих систем) // Геол. журнал. - 1999. - №4. - С.30 - 42.

6. Нетрадиционные скопления газа центральнобассейнового типа - критерии выделения и перспективы в ДДВ/ Б.П.Кабышев, Б.Е.Лоу, А.Ю.Полутранко, Т.М.Пригарина, В.П.Слободян, Г.Ф.Ульмишек. - Нетрадиционные источники УВ сырья и проблемы его освоения. - С.-Петербург:ВНИГРИ. - 1997. - С. 121 - 122.

7. Нефтегазогенерационные свойства пород палеозоя ДДВ по данным пиролиза на установке "РОК-ЭВАЛ"/Кабышев Б.П., Кабышев Ю.Б., Кривошеев В.Т., Пригарина Т.М., Ульмишек Г.Ф. - Доповіді НАНУ - 1999.- №12.- С. 112 - 117.

8. Перспективність ДДЗ на нетрадиційний газ центральнобасейнового типу/Б.П.Кабышев, Б.Е.Лоу, Т.М.Пригарина, Ю.Б.Кабышев.-Нафтова і газова пром-ть. - 2000.-№2. - С.8 - 11.

9. Полутранко О.Ю. Умови формування нижньої зони газонагромадження у відкладах на стадіях пізнього катагенезу і метагенезу // Геологія і геохімія горючих копалин. - 2000.-№1.- С.83 - 89.

10. Сорокин А.Г. Плотные низкопроницаемые осадочные породы - резервный источник горючего газа. - Геология нефти и газа. - 1992. - №1. - С.18.

Filed lithological characteristics of the main facies types Serpukhov and Visean sediments of the Lower Carboniferous and Bashkirian deposits of medium-carbon Yuliyivsko Skvortsivskoyi zone Dnieper-Donets basin.

ГЕОЛОГИЯ СИМФЕРОПОЛЯ В ГЕОДИНАМИКЕ КРЫМА

Юдин В.В.

Национальная академия природоохранного и курортного строительства

Район Симферополя можно считать классическим для понимания геологии Крыма. Это связано с легкой доступностью обнажений и карьеров вдоль магистрального шоссе и дорог, хорошей изученностью обнажений различных комплексов и структур с многочисленными дискуссионными объектами. Знакомство с районом дает достаточно полное представление об основных геодинамических комплексах и о строении Горного - Предгорного Крыма. Важно подчеркнуть, что в окрестностях Симферополя проводятся ежегодные геологические практики для студентов многих ВУЗов отечества, а также научные и познавательные экскурсии. Они важны для научного туризма Крыма и должны быть убедительными для экскурсантов. Поэтому целью статьи является разрешение многолетних дискуссионных проблем и обоснование ранее пропущенных объектов.

Геологии и тектонике района посвящено настолько большое количество публикаций, что их перечень превысил бы объем статьи. В них изложены очень разные модели строения, отражающие смену теоретических концепций в геологии. Как следствие, геологические карты и разрезы района отличаются противоречивостью интерпретаций (рис. 1).

На первых этапах изучения в начале 19 века была выделена пологая моноклираль из мелкайнозойских отложений, которая перекрывает толщу битакских конгломератов, относимых тогда к перми - триасу. Под ними выделялись условно кристаллические породы. На юге они перекрывались конгломератами юрского или раннемелового возраста. Антиклинальная модель без каких-либо разрывов дала начало представлениям о Мезотаврическом кряже, которые бытуют и поныне.

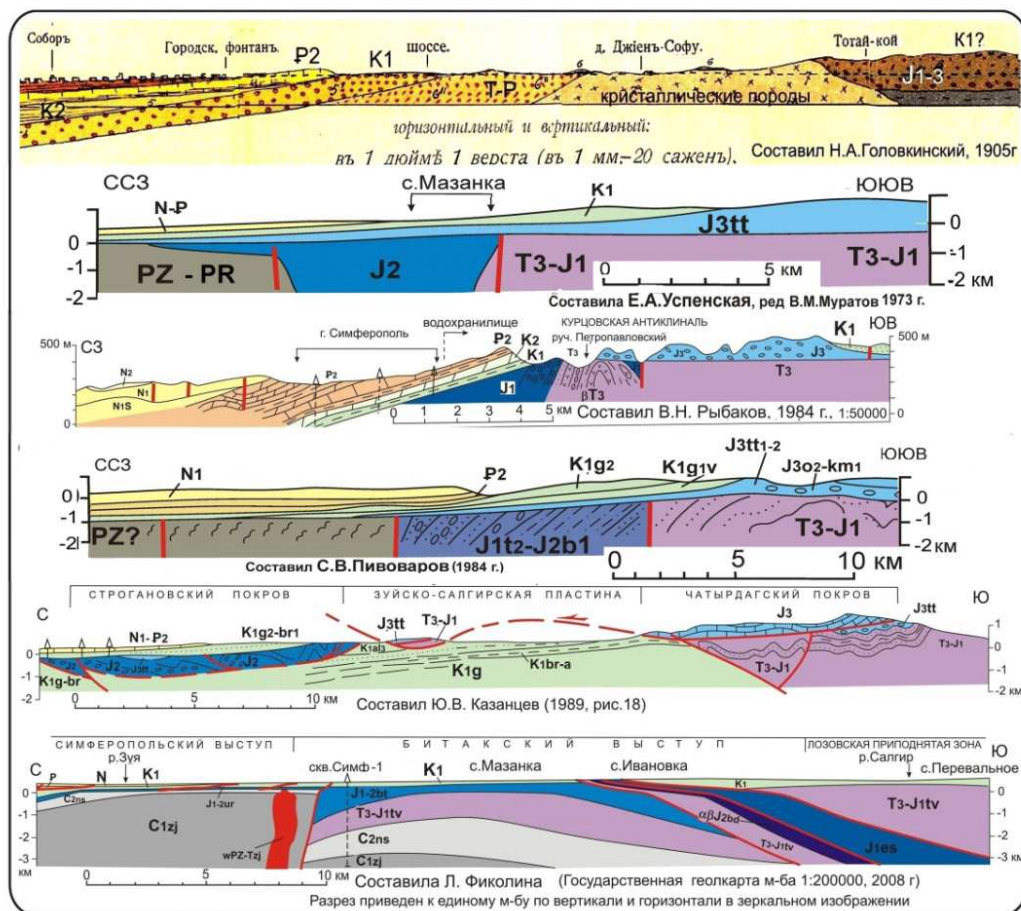


Рис. 1. Основные модели строения района Симферополя на разрезах

Впоследствии, согласно работам М.В. Муратова и его многочисленных последователей, с позиций разломно-блоковой концепции фиксизма, считалось, что битакские конгломераты образовались в грабене, имеют среднеюрский возраст и стратиграфически налегают на таврическую серию поздне триас-раннеюрского возраста [1]. В 80-е годы сходные модели, но с разным положением субвертикальных «разломов», включая и глубинные, разрабатывались практически всеми геологами. В последние 30 лет стала использоваться структурно-мобилистская модель Ю.В. Казанцева [4], который выделял здесь

надвиги и шарьяжи с корневой зоной на юге (рис. 1). Все эти модели были геометрически нереальными, поскольку не допускали выведение блоков и чешуй на этап осадконакопления, предшествовавший структурообразованию.

Существенно иная, сбалансированная карта с разрезами была составлена автором 20 лет назад на основе представлений актуалистической геодинамики. После уменьшения и стилизации до размеров, удобных для восприятия, они показаны на **рис. 2**. Ниже приводится описание геологических объектов района и их элементов с севера на юг.

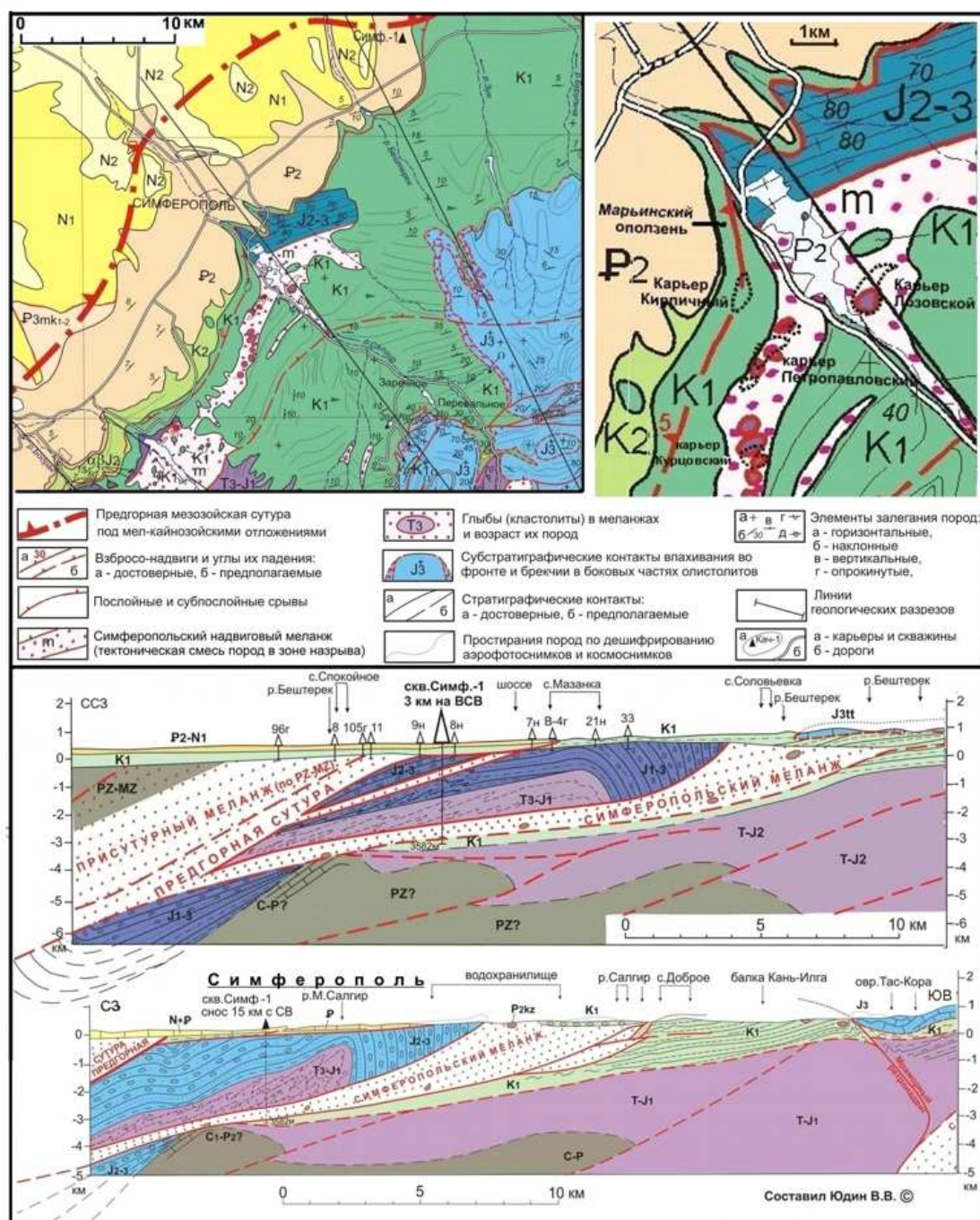


Рис. 2. Геологическая карта с детализацией и разрезы района Симферополя

Как видно на разрезах рисунка 2, под пологим мел-кайнозойским чехлом неокиммерид выявлены сложные структуры киммерийского структурного этажа с принципиально новыми объектами. К ним относятся надрегиональный коллизионный шов и крупная Симферопольская антиклиналь, подстилаемая одноименным шарьяжем с мощной зоной дезинтеграции пород.

Предгорная сутура с Присутурным меланжем обоснованы в северо-западной окрестности города [5, 6, 9]. Шов отражает высокоамплитудный надвиг с падением сместителя к северо-западу. Присутурный меланж, шириной 2,5-6 км, представлен зоной динамометаморфических сланцев, милонитов и бластомилонитов, полого падающей на север. Большинство исследователей считали его классическим «глубинным разломом» - сбросом, круто падающим к юго-востоку [1 и мн. др.]. В другой модели здесь интерпретировался надвиг южного наклона, по которому Горный Крым надвинут на Скифскую плиту [4].

На Симферопольском поднятии до основания чехла было пробурено более 30 скважин. Под ним были вскрыты метаморфизованные комплексы с пологими надвигами и мелкими лежащими складками. Крутые взбросы локальны и связаны с крыльями асимметричных антиклиналей. Осевые плоскости мелких складок наклонены под углами 0-50°. Породы интенсивно перетерты, передроблены и деформированы, широко развит будинаж. Первоначально толщ представляли собой в основном черные сланцы без грубообломочных разностей, которые динамометаморфизмом превращены в эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, графит-мусковитовые, кварц-карбонат-хлорит-талковые и другие милониты. Они отражают дислокации пологого надвигового меланжа с падением на север под углом 20-30°.

Скважинами здесь же были вскрыты, пронизанные трещинами и жилами, глыбы-кластолиты из габбро-диабазов и диоритов с тектоническими контактами. В 15 км к С-В от г. Симферополя в скв. №10 у с. Верхнее Курганное была перебурена глыба серпентинизированных пикритов. Гальки ультрабазитов, базитов и радиоларитов, переотложенные из меланжа в битакскую молассу, подтверждают наличие в коллизионной сутуре офиолитовой триады [5].

Возраст метаморфического комплекса ранее считался протерозойским или палеозойским [1 и др.] и даже раннепротерозойским (по Б.П. Полуховичу и др., 2008). Однако изотопные датировки динамометаморфических минералов в диапазоне 147-165 млн. лет, позволяют судить о длительном формировании тектонического

комплекса с конца ранней до конца верхней юры. О том же свидетельствует синхронный юрско-раннемеловой возраст молассы Битакского краевого прогиба и активно-окраинного магматизма в Равнинном Крыму. Без обоснования Предгорного коллизионного шва, было невозможно сбалансировать крымские структуры и привести их в соответствие с палеомагнитными данными, свидетельствующими о многостоткилометровой горизонтальной амплитуде коллизионной сутуры [5, 8].

Куэстовая моноклинал. Наиболее простой структурой на северо-западе Симферопольского района является зона выходов толщ мел-неогенового возраста, полого наклоненных на северо-запад под углами 5-8° (рис. 2). Юго-восточные обрывы куэсты, сложенные эоценовыми нумулитовыми известняками с локально подстилающими их сеноманскими мергелями, образуют Вторую гряду Крымских гор. Западнее верхнемеловые отложения постепенно наращивают мощность и полноту разреза, а восточнее – полностью размыты. Расположенная на севере города Третья гряда, состоит из миоценовых известняков с прослоями глин и песков, перекрытых суглинками, галечниками и песками плиоцена.

Подкуэстовый надвиг. Традиционно считалось, что моноклинал практически не нарушена разрывами. Исключение составляли противоречиво рисуемые поперечные субвертикальные «разломы» и сбросы по руслам рек. Нами вдоль всего Крыма в меловых отложениях основания куэсты обнаружены субпослойные надвиги, сопровождаемые локальными принадвиговыми складками [9, 10]. О неоген-четвертичном возрасте смещений свидетельствуют: характер рельефа, брекчирование в основании известняков, аномальная дислоцированность в глинистых толщах, смещение русел субширотных оврагов и др. Послойный срыв (флэт) связан с надвиганием с севера жесткой карбонатной пластины по пластичным толщам нижнего мела.

Деформации сместителя выражены в апт-альбских глинах легко доступного *карьера Кирпичного (рис. 3)*. Несмотря на значительную пластичность глин, в свежих выработках карьера видны субпослойные зоны надвигов и дуплексы с многочисленными зеркалами скольжения (рис. 3-Б, В). Флэт подстилается хорошо отмытым и уникальным в Крыму хардграундом из готеривских известняков с обилием фауны. Подрезка склона в комплексе с активным смещением по флэту привели здесь к активизации оползневых процессов.

Марьинский оползень, розташований в кілометрі севернее, відображає великі руйнування схилу гравітаційними процесами. В результаті зміщень тут деформовані декілька десятків будинків, дороги і знищена частина гаражів (рис. 4). Оползень виник внаслідок видобути глини в старому кар'єрі, нині залитому водою. На схилі

хорошо представлені всі елементи оползання, що робить його чудовим навчальним об'єктом. Крім пригрузки будівлями, обводнення і подрезки схилу в кар'єрі, активність зміщень обумовлена сучасними рухами по Подкузостовому надвигу. Внаслідок цього вся зона флэта не придатна для геостійкого будівництва.



Рис. 3. Карьер Кирпичный: общий вид и детализации

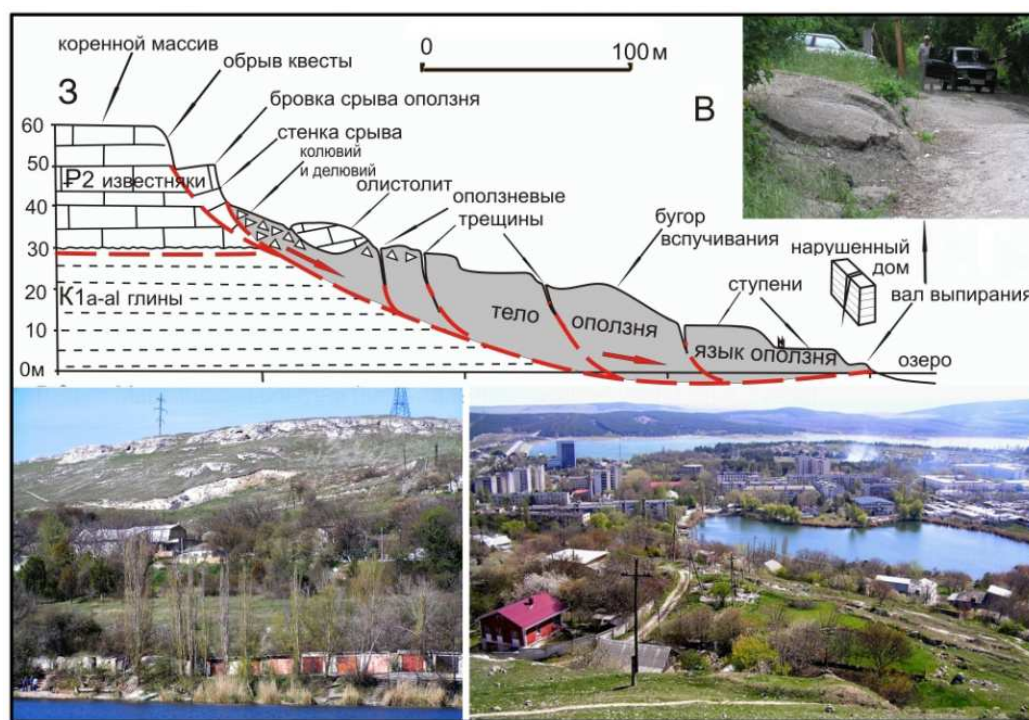


Рис. 4. Строение Марьинского оползня и его элементов

Севернее по простиранию (рис. 2) активность Подкуэстового надвига проявлена в брекчировании основания нумулитовых известняков и в смещении субширотного русла оврага в зоне контакта под г. Кара-Оба. Еще севернее, в бассейне р. Бештерек по данным сейсморазведки в нижнемеловом комплексе выявлена серия малоамплитудных надвигов и ретронадвигов. Они образуют чешуи и пологие складки, шириной от сотен метров до 2-х км. Структуры не прослеживаются в киммерийском этапе и подстилаются общим послойным срывом в основании чехла.

Моласса Битакского краевого прогиба обнажается в северной части Симферопольского водохранилища и по реке Салгир ниже плотины (рис. 5). Толща конгломератов, гравелитов и песчаников с олистостромовыми горизонтами имеет видимую около 5 км (рис. 2). Состав галек в полимиктовых конгломератах очень разнообразен. Это песчаники, различные магматические и метаморфические породы, кварц. Они аналогичны породам, вскрытым в скважинах севернее, в зоне Присутурного меланжа.

У поверхности орогенный комплекс залегает субвертикально, с четким северо-восточным простиранием и не смещен гипотетическими «разломами», включая глубокий Салгирско-Октябрьский (рис. 2).

Конгломераты слагают юго-восточное крыло крупной аллохтонной *Симферопольской антиклинали*. Ядро и северное крыло складки перекрыто мел-кайнозойскими отложениями. У спасательной станции водохранилища выходы битакских конгломератов резко обрываются и далее на юге отсутствуют. Столь мощная толща не могла выклинить в узкой зоне. В сбалансированной модели продолжение молассы предполагается в глубоком поднадвиге под Симферопольским меланжем (см. разрезы на рис. 2).

Глубинное строение разреза восточнее Симферополя расшифровано в последние годы по данным сейсморазведки и бурения [Юдин и др., 2006]. По интерпретации геолого-геофизических материалов с учетом полевых исследований, под мел-кайнозойским чехлом расположена крупная Симферопольская антиклиналь [5, 9]. Ранее она трактовалась, как грабен, моноклираль или синклираль (рис. 1). Впоследствии здесь был проведен дополнительный комплекс геофизических исследований и бурение параметрической скважины Симферопольская-1. Они позволили уточнить форму и строение складки на глубине. Ширина ее на меридианах рек Салгир и Бештерек составляет 10-11 км, с учетом поднадвиговой части - около 15 км и амплитуда - 2-3 км.



Рис. 5. Обнажения битакских конгломератов на берегу водохранилища и р. Салгир

Вдоль разреза через Симферопольскую антиклиналь отработаны два сейсморазведочных профиля. По ним четко выделяется перекрывающий слабо дислоцированный мел-кайнозойский чехол, мощностью 0,1-1 км. Внутреннее строение антиклинали распознается плохо из-за крутых падений и сложных дислокаций. Южнее, под южным крылом и зоной Симферопольского меланжа выделена поднадвиговая Ивановская антиклиналь, сложенная предположительно палеозойскими карбонатными отложениями (рис. 2). Разрез, вскрытый скважиной Симферопольская -1 описан в работе [12] и упрощенно показан на рис. 2. Под зоной меланжа, на глубинах 3280-3582 м скважина, вошла в поднадвиг, сложенный микрослоистыми черными, темно-серыми филлитами и глинистыми сланцами. В них по трем образцам керна определен раннемеловой возраст пород. Аналогичные по литологии и споро-пыльцевым комплексам нижнемеловые породы вскрыты бурением на Северо-Западном шельфе Черного моря, но не имеют аналогов в приповерхностных районах Предгорного и Горного Крыма, что подтверждает большую горизонтальную амплитуду Симферопольского шарьяжа.

Открытие поднадвиговой зоны - принципиально важный геологический факт. Он позволяет уточнить сбалансированную модель глубинного строения Предгорной зоны и понять ранее необъяснимые ее элементы. К ним относятся: развитые у поверхности глыбы палеозойских известняков; нижнемеловые породы, вскрытые в автохтоне; резкое «исчезновение» к югу мощной толщи битакской молассы и др.

Возраст битакской свиты, согласно определениям макрофауны, считался ранне-среднеюрским (тоар-аален-байосским) [1, 3 и др.]. Однако в верхней (юго-восточной) части разреза, нами обнаружены гальки радиоляритов. Применение химической мацерации, позволило выделить в них формы позднеюрско-раннемелового возраст [11]. Поэтому, вся толща молассы датируется как юрско-раннемеловая.

Нельзя не отметить парадоксальную ситуацию. Раннемеловые породы с четким угловым несогласием стратиграфически перекрывают битакские конгломераты и Симферопольский меланж (рис. 2). Но в составе меланжа и в верхах разреза битакских конгломератов также присутствуют фрагменты с раннемеловой фауной. Возможным объяснением тому может служить малая точность диагностики ярусов нижнего мела, а также интерпретация перекрывающего

комплекса мела как неоавтохтона, сформированного одновременно со структурообразованием. Другим возможным объяснением может быть унаследованная ремобилизация меланжа неоген-четвертичными движениями по Подкуэстовому надвигу.

Симферопольский меланж. Южнее спасательной станции на берегах водохранилища обнажен хаотический комплекс очень сложно дислоцированных пород. Разными исследователями здесь составлены десятки не похожих друг на друга вариантов карт и схем строения. В зоне выделялись: антиформа Мезотаврического кряжа с палеозойскими отложениями в своде (К.К. Фохт, 1901), осложненная Салгирская синклиналь (Б.П. Бархатов, 1955 г.), Курцовская антиклиналь (М.В. Муратов, 1960, В.Н. Рыбаков, 1984), полоса чешуй южной вергентности, Лозовская зона дислокаций, классический глубинный разлом (Т.С.Лебедев и др., 1963), тело из вертикальных блоков разновозрастных пород (Л.В.Дегтярева и др., 1979), тектоническое полуокно или клипп с надвинутыми чешуями вулканитов, олистостром и брекчий [4], шов-сутура Лозовской зоны смятия (В.С. Милеев и др., 2009) и т.д. Часть моделей приведена на рис. 1.

Интерпретация строения осложняется присутствием в зоне фрагментов экзотических пород, не известных в Крыму в коренном залегании ни у поверхности, ни по данным бурения под осадочным чехлом. Это многочисленные разновозрастные обломки и очень крупные глыбы осадочных и магматических пород, датируемых в диапазоне от нижнего карбона до нижнего мела включительно. Большинство исследователей по М.В. Муратову считали их олистолитами, сползшими с гипотетического горного сооружения, местоположение которого неизвестно.

Один из крупных экзотических объектов обнажен на острове Симферопольского водохранилища (рис. 6). Нормально осадочные, неметаморфизованные известняки, слагающие глыбу содержат фауну фораминифер казанского яруса верхней перми. По краям глыба осложнена клиньями из сложно дислоцированного матрикса по таврическому флишу. На противоположном левом берегу водохранилища среди перетертых пород присутствуют пластичные зелено-серые глины, характерные для нижнемеловых отложений (рис. 6). Выше у шоссе отмечались мелкие глыбы известняков с микрофауной карбона. Коренных массивов палеозойских карбонатных пород в Крыму нет. Поэтому в нашей интерпретации глыбы вынесены из

глубокого поднадвига, что помогает прогнозировать его строение в сбалансированном разрезе (рис. 2). Меланжевая интерпретация позволила объяснить противоречия разных вариантов предшествующих моделей строения и выделить вдоль берегов Симферопольского водохранилища и в Петропавловском карьере тектонотип Симферопольского меланжа. Его обоснование и описание приведено в ряде публикаций [5, 7, 9 и др.].

В зоне Симферопольского меланжа расположено несколько карьеров, дающих более полное представление о хаотическом строении микстита. Наиболее крупный, 200x1000 м, Лозовской карьер расположен на правом берегу водохранилища у с. Лозовое. Крупные кластолиты из магматических среднеюрских пород (диабазы, спилиты и др.) разрабатываются на щебень. Глыбы окружены перетертым матриксом из брекчированных и перетертых осадочных юрских пород.

Многочисленные детальные, геологические карты и разрезы этого участка с выделением противоречивых толщ, свит и серий приводили к тому, что каждый последующий исследователь составлял свою модель не похожую на предыдущую. Картируемые здесь литостратиграфические подразделения не отвечали требованиям их выделения из-за

отсутствия полного разреза, стратиграфических контактов в кровле и подошве, нормальных взаимоотношений с другими осадочными подразделениями, а также устойчивого распространения на площади. Примерами тому – эскиординская, петропавловская, курцовская, салгирская, саблынская, лозовская, ургулийская и другие “свиты”, а также слагающие их “толщи”.

Типичный пример тому – стратотип эскиординской свиты, состоящий из 4 толщ, выделенный А.С. Моисеевым в 1932 г. у с. Лозового и описанный как нормально-осадочный [1, с. 92-94]. Однако у “свиты” нет верхнего и нижнего стратиграфических контактов, в основании расположены тектонические брекчии с обломками не только триас-юрских, но и палеозойских и более молодых нижнемеловых пород [2]. Сам “разрез” состоит из хаотически расположенных фрагментов по-разному литифицированных пород, разделенных многочисленными разрывами. Тем не менее, эскиординская свита вошла в региональные стратиграфические схемы и до настоящего времени картируется по всему Горному Крыму как осадочное подразделение [3 и др.].

Петропавловский карьер является лучшим и наиболее доступным для ознакомления участком Симферопольского меланжа (рис. 7-А).



Рис. 6. Остров-кластолит Джиен Софу и матрикс меланжа на берегах водохранилища



Рис. 7. Петропавловский карьер и детализации его геологических объектов

В верхней его ступени можно видеть субгоризонтальное, с угловым несогласием, налегание на меланж конгломератов и известняков нижнего мела. В ряде участков видно, что стратиграфический контакт сорван послышным надвигом, выраженным брекчированием пород. В локальных участках раннемеловые известняки образуют тектонические чешуи и вздыблены до углов падения в 40-50° (рис. 7-Б)

Кластолиты имеют размеры от долей метра до нескольких и даже до первых сотен метров (рис. 7-В). Формы глыб изометричные и неправильные, реже угловатые, удлинённые, пластинообразные. Внутреннее их строение представлено разнопорядковыми катаклазированными обломками иногда почти без матрикса, отделёнными друг от друга зеркалами скольжения или тектоническими клиньями из алевролитов. Элементы залегания в кластолитах разнонаправленные, но с преобладающим восток-северо-восточным простиранием. Встречаются характерные для меланжей тектонические обдавыши и “закатыши” линзовидной и шарообразной форм.

Крупные глыбы состоят из прочных эффузивов, конгломератов, гравелито-

песчаников и известняков. Мягкие кластолиты из неполностью дезинтегрированного флиша и фрагментов осадочного разреза, обычно смяты в интенсивные изоклинальные складки или образуют дуплексы. Возраст глыб датируется по фауне от раннего карбона и поздней перми до триаса, юры и нижнего мела. В трещинах кластолитов и в матриксе развиты проявления многочисленных и очень разнообразных гидротермальных минералов: кварца, различных цеолитов, сульфидов, барита, кальцита, палыгорскита, хлорита и других. Причем крупные рудопоявления отсутствуют, что характерно для меланжей.

Матрикс представлен интенсивно перетертыми алевролитами, песчаниками и фрагментами флиша. Он интенсивно рассланцован, нарушен разрывами и складками, а местами превращен в милониты, полностью теряя свою первично осадочную текстуру (рис. 7- Г). Кливаж, рассланцевание и мелкие разрывы расположены хаотично, хотя местами также имеют преимущественно северо-западное падение.

В старом Петропавловском карьере, расположенном в 300 м восточнее действующего, расположен уникальный

отпрепарированный комплекс серии подводных излияний андезитобазальтовых подушечных лав и туффов. Породы залегают субвертикально с ВСВ простиранием, типичным для крымских структур. Кластолит имеет размеры 100х200 м и не прослеживается в прилегающих структурах. Возраст магматизма определяется как поздне триасовый или как среднеюрский.

Греческий карьер в настоящее время не разрабатывается и менее эффектен. В придорожном обнажении здесь можно наблюдать угловое стратиграфическое несогласие с налеганием нижнемеловых известняков на неровную поверхность круто падающих триасовых песчаников (Рис. 8). При детальном рассмотрении контакта видно, что он также тектонически сорван, что выражено зоной брекчирования, показанной на фото.

Курцовские карьеры находятся поблизости, на южной окраине с. Курцы, ныне Украинка (рис. 2). В старом карьере с небольшим озером вскрыт Симферопольский меланж с субвертикально рассланцованным матриксом и кластолитами. В 300 м южнее расположены два действующих карьера. Южный из них разрабатывает два крупных кластолита диабазов, окруженных перетертым матриксом (рис. 9-А).

Северный карьер диаметром 100 м лучше обнажен, легко доступен и имеет аналогичное строение. На рис. 9-Б показана его развернутая круговая панорама. Кластолиты из среднеюрских

интрузивных пород окружены здесь хаотически перетертым и брекчированным матриксом по среднеюрским алевролитам и песчаникам. Матрикс пронизан многочисленными взбросо-надвигами преимущественно северо-западного наклона (рис. 9-В). В северной стенке карьера вверх кластолита сохранился двухметровый измененный эндоконтакт, который западнее тектонически сорван.

Рассмотрение строения Симферопольского меланжа в карьерах и в естественных обнажениях позволяет выделить следующие его признаки, отличающие от гравитационно-оползневой олистостромы:

1. Сильно тектонизированный матрикс и тектонически переработанные ксеноблоки. Аномальный кливаж и милонитизация, свидетельствующие о переработке пород эндогенным тангенциальным сжатием.

2. Контакты, ограничивающие тело меланжа, имеют тектоническую природу. Верхний - в виде зоны милонитизации наблюдается в карьерах. Нижний - вскрыт по простиранию юго-западнее, в бассейнах рек Бодрак и Альма, где подстилается лежащими и дважды опрокинутыми принадвиговыми складками [9].

3. В зоне перемешаны породы очень разного состава и генезиса - от шельфовых известняков и песчаников до батического флиша, глубоководных спилитов и различных магматических пород.

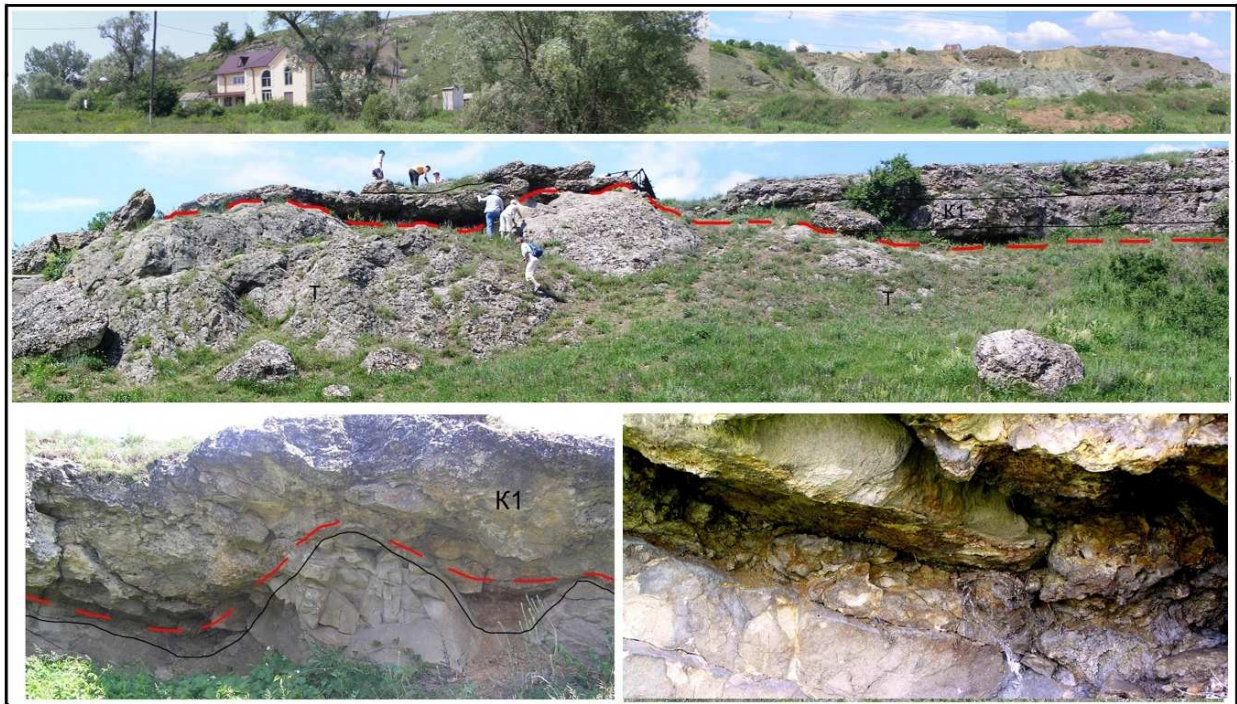


Рис. 8. Греческий карьер и сорванное угловое несогласие в основании нижнемеловых известняков



Рис. 9. Строение меланжа в Курцовских карьерах

4. В геологических разрезах существует очевидная связь микстита с надрегиональной Предгорной коллизионной сутурой (рис. 2), что типично для меланжей.

5. Среди триас-юрских пород матрикса есть более молодые обломки нижнемеловых известняков [2].

6. Присутствуют типичные для меланжа экзотические обломки очень большого стратиграфического диапазона, что не характерно для олистостром. Часть пород, слагающих обломки, отсутствует не только в современном эрозионном срезе, но по данным бурения и в зоне предполагаемого размыва и сползания олистолитов на Симферопольском поднятии.

7. На поверхности глыб развиты зеркала скольжения, а в них самих - клинья, заполненные тектонизированными алевролитами и песчаниками матрикса. Встречаются тектонические "закатыши" изометричной и шарообразной формы, характерные для меланжей.

8. Между кластолитами и в их трещинах развиты многочисленные гидротермальные минералы, свидетельствующие об эндогенном происхождении микстита.

Таким образом, в рассматриваемом районе выделяется тектонотип юрско-нижнемелового фронтального полимиктового вулканогенно-

осадочного автокластического Симферопольского меланжа, в котором перемешаны породы литодинамических комплексов шельфа и батиаля с возрастом от карбона до мела включительно. Меланж связан с мощной зоной брекчирования шарьяжа северного наклона (рис. 2). Ширина его выхода достигает 6 км. На юго-запад микстит прослеживается на 25 км; на востоке перекрыт нижнемеловой толщей, где идентифицируется бурением и по хаотической записи на сейсмопрофилях.

Южнее с. Лозовое Симферопольский меланж перекрыт мощной субгоризонтальной толщей полимиктовых конгломератов байраклинской свиты. Ее возраст считался позднеюрско-раннемеловым, затем позднеюрским и после дополнительных определений фауны уточнен, как низы раннего мела (рис. 1, 2). На юге конгломераты надвинуты на породы верхов раннего мела. В сместителе надвига песчаники разбиты на глыбы, размерами 2-3 м, окруженные матриксом из темно-серых глин. Вдоль зоны расположена линейная аномалия магнитного поля северо-восточного простирания и отмечается повышенная обводненность. Разрыв трассируется на 40 км и имеет северо-восточное простирание (рис. 2). Источником сноса байраклинских конгломератов были Палеокрымские горы, расположенные севернее. Об этом

свидетельствуют находки галек метаморфических и магматических пород, радиоляритов и, даже, хромитов из зоны Присутурного меланжа на Симферопольском поднятии.

Далее к юго-востоку до села Перевальное расположено широкое поле выходов глин с прослоями песчаников и известняков аптальбского возраста. Они полого наклонены к северо-западу под углами 5-20° (рис. 2). Локально в искусственных выработках здесь отмечаются небольшие надвиги и ретронадвиги, осложняющие моноклираль, а также отдельные олистостромовые горизонты.

Происхождение выходов нижнемеловых пород в широкой долине р. Салгир объяснялось по-разному. Считалось, что это или «Салгирский грабен», окруженный сбросами или древнее ингрессионное заполнение нижнемеловым морем юрского рельефа. Обе гипотезы не подтверждаются из-за отсутствия ограничивающих сбросов, структур растяжения, следов прибрежно-волновой деятельности и других признаков [9 и др.]. Важно отметить, что и в обнажениях и по данным бурения под нижнемеловыми породами в Салгирской долине верхнеюрские известняки повсеместно отсутствуют. Нижнемеловая толща со стратиграфическим несогласием повсеместно залегает на терригенных комплексах таврического флиша, средней юры и меланжа по ним (рис. 2). Известняки верхней юры составляют локальные массивы, расположенные гипсометрически выше, и перекрывают глины нижнего мела (рис. 2). Это привело к представлению о надвигании известняков с юга или с севера по высокоамплитудным шарьяжам. Но и эти гипотезы оказались некорректными из-за отсутствия реальных корней шарьяжа и признаков высокотемпературной переработки в его сместителе. Отсутствуют верхнеюрские известняки и севернее, в Предгорном и Равнинном Крыму. Поэтому традиционные в литературе представления о «Салгирском грабене» - несостоятельны. Сбросы северо-западного и меридионального простирания здесь отсутствуют, как и по-разному рисуемый «Салгирско-Октябрьский глубинный разлом», что отдельно рассмотрено в работе [9 и др.]. Кроме зон брекчирования с низкотемпературным кальцитом, по северной периферии Долгоруковского массива сверху отмечается и явно стратиграфическое наложение меловых пород на титонские известняки (рис. 2). Это объясняется эффектом «впахивания» массива в нижнемеловую толщу матрикса при его сползании к северу. То есть, все геологические

данные свидетельствуют о гравигенной природе верхнеюрских карбонатных массивов.

Таким образом, в окрестностях Симферополя расположены легко доступные для ознакомления тектонотипы основных геологических объектов Крыма. К ним относятся Симферопольский меланж, одноименная антиклиналь, Предгорная коллизионная сутура, Подкузостовый надвиг и стратотипические разрезы свит.

1. Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. М. Недра, 1969.- 575 с.
2. Дегтярева Л.В., Нероденко В.М., Комарова О.В., Михайлова И.А. О природе горизонта глыбовых известняков в окрестностях г. Симферополь // Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1979. №3.- С. 64-67
3. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Кримська серія. Група аркушів L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка /Фіколіна Л.А, Білокрис О., Обшарська Н. та ін. Київ, КП «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008.- 370 с.
4. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М. Наука, 1982.- 112 с.
5. Юдин В.В. Симферопольский меланж. // Докл. Российской АН, Москва, 1993, т. 333, № 2.- С. 250-252.
6. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма. // Геологічний журнал. Київ, 1995. № 3-4.- С. 56-61.
7. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. Симферополь, 2001.- 46 с.
8. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев, УкрГГРІ, 2008.- 117 с.
9. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь, ДИАЙПИ, 2011.- 336 с.
10. Юдин В.В. Подкузостовый надвиг Крыма. / «Полевые практики в системе высшего профессионального образования», IV Международная конференция. Тезисы докл. Крым, с. Трудолюбовка 29.07 - 6.08.2012. Симферополь, ДИАЙПИ, 2012.- С. 87-89.
11. Юдин В.В., Вишневская В.С., Курилов Д.В. Офиолитовые радиоляриты Крыма в геодинамике Мезотетиса //Доклады Академии наук, 2009, т. 429, №1. Москва.- С. 89-93.
12. Юдин В.В., Гошовский С.В., Еременко Г.К. Геологическая интерпретация скважины Симферопольская-1. В сборнике докладов VI Международной конф. «Крым-2005»: Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, изд-во ДОЛЯ, 2006.- С. 87-98.

Yudin V.V. Geology of Simferopol in geodynamic of Crimea.

Basic preceding models over of structure of district, photo, maps and cross-section, are brought. For realization of geological excursions and further study new tectonic objects are shown.

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ УМОВ ТЕРИТОРІЇ РОЗТАШУВАННЯ ХВОСТОСХОВИЩ ВО «ПРИДНІПРОВСЬКИЙ ХІМІЧНИЙ ЗАВОД» МІСТА ДНІПРОДЗЕРЖИНСЬК, ДНІПРОПЕТРОВСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Юськів Ю.В., Верховцев В.Г.

*Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії
наук України», Україна,*

ВО «Придніпровський хімічний завод» (ВО "ПХЗ") розташоване в м. Дніпродзержинськ функціонувало у період з 1949 по 1991 роки, основною діяльністю була переробка уранової руди (для виготовлення уранового оксидного концентрату), доменного шлаку та концентратів, що містять уран. Відходи зосереджувалися на суміжних територіях (в основному в ярах та балках, на верхній терасі Дніпра).

В наслідок діяльності ВО "ПХЗ" утворено сім хвостосховищ ("Західне", "Центральний яр", "Південно-східне", "Дніпровське", "Сухачівське" (I та II секції) та "Лантанова фракція"), два сховища відходів уранового виробництва ("ДП-6" та "База С"). У хвостосховищах накопичено близько 42 млн. т відходів переробки уранових руд загальною активністю $3,2 \cdot 10^{15}$ Бк (середня питома активність – 76 кБк/кг).

Хвостосховища уранового виробництва є постійно діючим джерелом радіоактивного і хімічного забруднення геологічного середовища в наслідок дії поверхневих і підземних вод шляхом міграції з атмосферними опадами і поверхневими водотоками токсичних і радіоактивних елементів (радіонуклідів).

Характеристика геологічної будови та гідрогеологічних умов розташування хвостосховищ уранового виробництва дає змогу оцінити збереженість та цілісність об'єктів.

Геоструктурне положення припадає в зону межування Українського кристалічного щита (УЩ) і Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), це зумовило формування складної тектонічної будови з численними розривними порушеннями і нерівностями поверхні кристалічного фундаменту [1, 2].

В формуванні геологічної будови території дослідження беруть участь докембрійські кристалічні породи, а також осадові відклади палеогену, неогену і четвертинної системи. Відтворення геологічної будови регіону за даними геолого-зйомочних робіт зображено на рис. 1.

Докембрійські породи представлені, переважно, гнейсами, гранітогнейсами, які фрагментарно перекриті дресвяно-щербинистою або глинистою корою вивітрювання потужністю 0-50 м, а також чохлом осадових відкладів палеогенової, неогенової і четвертинної систем.

Кристалічні породи мають нерівну поверхню і залягають на глибинах від декількох метрів в заплаві р. Дніпро і днищах крупних балок до 180 м і більш на вододілах.

Вони заглиблюються у північно-східному напрямку до р. Дніпро. Абсолютні відмітки покрівлі кристалічних порід у межах русла р. Коноплянка, хвостосховища «Дніпровське» та золонакопичувача ДМК переважно складають 30-52 м. При бурінні свердловин у межах хвостосховища та шламонакопичувачів Коксохімічного заводу (КХЗ) кристалічні породи не були вскрыті. Глибина залягання покрівлі кристалічних порід у районі р. Коноплянка – 2.9-11.2 м, за аналогією з суміжними ділянками біля р. Дніпро передбачувана глибина їх залягання складає близько 40 м. Потужність зони інтенсивної тріщинуватості кристалічних порід становить близько двох метрів.

На докембрійських породах та корі їх вивітрювання місцями (див. рис. 1) залягають палеогенові відклади, які представлені глауконітовими пісками та пилюватими зеленувато-сірими глинами харківського ярусу [3]. Потужність пісків коливається від 15 до 25 м, над пісками у вигляді окремих лінз залягають суцільні мулісті потужністю 0.7-2 м. Зеленувато-сіра глина виявлена свердловинами на глибинах 25-31 м (абсолютні відмітки 31.4-32.9 м). Повна потужність їх не встановлена, а та що вскрыта складає 1-2.5 м. Палеогенові відклади перекриваються нерозчленованими пісками сарматського та полтавського ярусів. Вище за розрізом залягають четвертинні алювіальні дрібно- та середньозернисті кварцові піски та суглинки.

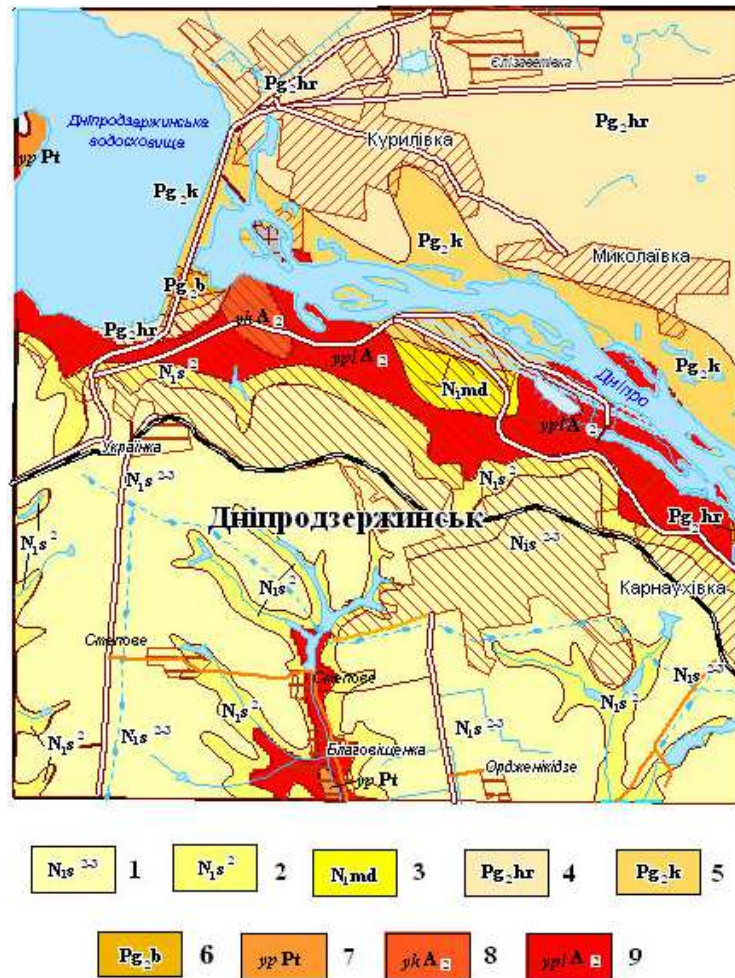


Рис. 1. Фрагмент карти геологічної будови міста Дніпродзержинськ масштабу 1:200000 [2].

1-5 – третинна система: 1-3 – неоген :1 – під'яруси верхнього та нижнього сармату (глини сіро-зелені гіпсоносні); 2 – ярус середнього сармату (вапняки, мергель, глини, піски різні з лінзами глин, рідко пісковики, трепели; 3 – яруси 1-й та 2-й середземноморський (піски, прошарки глин та бурого вугілля) 4-6 – палеоген: 4 – харківський ярус (піски, пісковики, глини, прошарки бурого вугілля); 5 – київський ярус (пісковики, мергель, піски руді, алевритові глини, трепеловидні та рідко конгломератовидні породи); 6 – буцацький ярус (піски різні, пісковики, глини каолінітові, буре вугілля, рідко боксити); 7 – протерозой (граніт рожевий, аплітоїдний та пегматоїдний дніпровський; 8-9 – архей: 8 – граніт сірий та рожево-сірий порфіритовий кіровоградський; 9 – плагіограніт рівномірно зернистий біотитовий (мігматити).

I-а надзаплавна тераса Дніпра, в межах якої розташовано більшість хвостосховищ, складена алювіальними дрібнозернистими кварцовими пісками, муловими відкладами та суглинками. Потужність алювіальних відкладів сягає 15 м. Потужність насипних та намивних ґрунтів на окремих ділянках складає до 24 м.

Гідрогеологічні умови району характеризуються наявністю водоносних горизонтів, поширених в техногенних, четвертинних алювіальних і лесових відкладах, неогенових, палеогенових і докембрійських тріщинуватих породах [6]. Особливості гідрогеологічних умов та розповсюдження водоносних відкладів в районі м. Дніпродзержинська наведено на рис. 2.

Техногенний водоносний горизонт сформувався в межах чаш і захисних гребель

хвостосховищ. Породини техногенного утворення, що накопичують воду за рахунок інфільтраційного живлення з атмосферних опадів, утворені з продуктів переробки уранового виробництва та представляють собою радіоактивні відходи, вуглисті і залізісті шлами, які складавалися методом гідронамиву, або сухим способом. Для них характерне переважання пилювато-глинистих фракцій з гідрофільними властивостями, які сприяють їх водонасиченню.

Практично безстічна будова поверхні хвостосховищ і шламонакопичувачів сприяє підвищеному інфільтраційному живленню техногенного горизонту. Розвантаження вод відбувається за рахунок гравітаційного вертикального перетоку в водоносні горизонти, що залягають нижче.

Водоносні горизонти в алювіально-делювіальних відкладах верхнього неоплейстоцену-голоцену та алювіальних відкладах середньо-верхнього неоплейстоцену і голоцену поширені в межах заплавної області та I-V надзаплавних терас річок Дніпра, Коноплянки та Сухої Сури. Характеристика водоносних відкладів цих горизонтів наведена в поясненнях до карти (рис 2), їх потужності в межах площі робіт змінюються від 2 до більше 20 м.

Коефіцієнти фільтрації водовміщуючих порід змінюються в широких межах і складають: 0,009 м/добу – для суглинків; 0,28-0,7 – для супісків, 1,83 – для пілуватих пісків, 1,0-27,4 м/добу – для пісків від дрібних до гравійних [1].

Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і перетікання з техногенного горизонту, що в розрізі залягання ґрунтів розміщений вище. Розвантаження відбувається в річки Коноплянка, Дніпро, а також в кристалічні породи, які залягають нижче за геологічним розрізом.

Водоносний комплекс у водольодовикових, озерно-льодовикових, льодовикових середньоплейстоценових відкладах та елювіальних і еолово-делювіальних середньо-верхньоплейстоценових відкладах є першим від поверхні в межах вододільного плато і схилів р. Дніпро. Він складений широкою гамою порід: пісками, суглинками, супісками та лесовими суглинками, які залягають на слабопрониклих верхньонеоген-нижньочетвертинних глинах. Горизонт безнапірний. Середній коефіцієнт фільтрації водовміщуючих ґрунтів складає 0,08 м/добу. Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і витоків з водопровідних комунікацій. Розвантаження горизонту відбувається в алювіальні або неогенові відклади, які залягають нижче.

Водоносний комплекс у міоценових відкладах приурочений до товщі різнорідних порід (вапняки, глини, піски різнозернисті, прошарки мергелю гравію та гальки), які залягають на глинистих відкладах палеогену або кори вивітрювання кристалічних порід. Горизонт безнапірний. Середній коефіцієнт фільтрації водовміщуючих порід складає 6,5 м/добу. Живлення горизонту здійснюється за рахунок дренавання ґрунтових вод лесового горизонту, інфільтрації атмосферних опадів, а також живлення з поверхневих вод в днищах балок,

у тому числі в горизонт на окремих ділянках можуть розвантажуватись води техногенного

горизонту з хвостосховищ.

Водоносний комплекс в кристалічних породах докембрію приурочений до дресвяно-щебенистої кори вивітрювання і зон тріщинуватості в кристалічному фундаменті.

Каолінова кора вивітрювання, що є місцевим водотривким шаром, поширена фрагментарно тільки в знижених ділянках кристалічного фундаменту і не перешкоджає тісному гідравлічному зв'язку між водоносними горизонтами в алювіальних відкладах і кристалічних породах. Горизонт напірний. Гідравлічний зв'язок між горизонтами забезпечує величину тиску до рівнів першого від поверхні водоносного горизонту. Розвантаження здійснюється в заплавах річок Дніпро і Мокра Сура. Спільність режиму рівнів, умов живлення і розвантаження водоносних горизонтів в алювіальних відкладах і кристалічних породах дозволяє об'єднати їх в єдиний водоносний комплекс.

Загальною особливістю гідрогеологічних умов району є той факт, що поширення основних водоносних горизонтів району та формування їх фільтраційних параметрів, а особливо для водоносного комплексу в кристалічних породах докембрію, визначили епейрогенічні блокові коливання земної та новітні тектонічні процеси, які обумовили поширення в межах ділянки досліджень зон тектонічних розломів та підвищеної тріщинуватості кристалічних порід, з якими можуть бути потенційно пов'язані підвищені фільтраційні витрати підземних вод та їх розвантаження у річкові системи Дніпра і Коноплянки.

Співставлення побудованої нами карти новітньої тектоніки регіону (рис. 3) з особливостями геологічних та гідрогеологічних характеристик території, а саме поширенням літологічних різновидів порід, водоносних горизонтів, їх фільтраційних параметрів показало що перед усім вони обумовлені новітньою та сучасною активністю лінійних та об'ємно-площових (кільцевих) структур.

Висновки

У геологічній будові території беруть участь докембрійські кристалічні породи, осадові відклади палеогену, неогену і четвертинної системи.

Гідрогеологічні умови характеризуються наявністю водоносних горизонтів поширених в техногенних, четвертинних алювіальних і лесових відкладах, неогенових, палеогенових і тріщинуватих докембрійських породах.

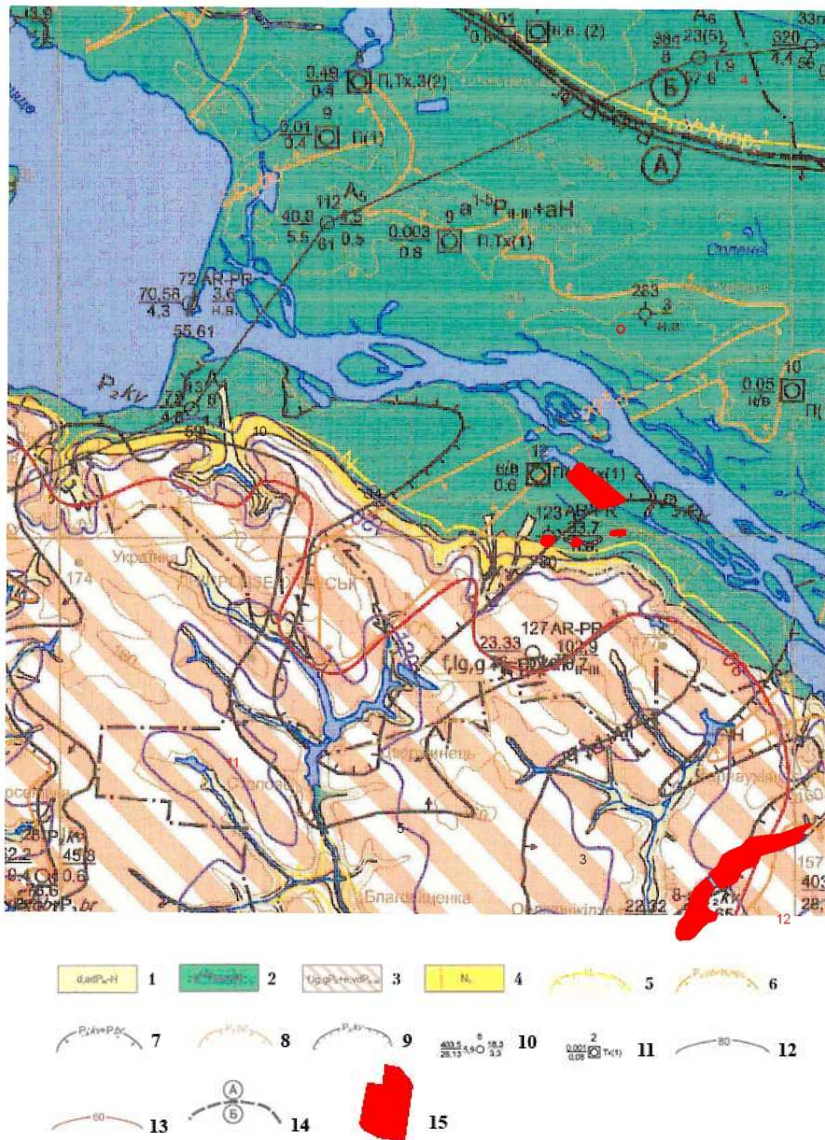


Рис. 2. Зведена гідрогеологічна карта, лист М-36-XXXV масштабу 1:200000 (Дніпродзержинськ)

Пояснення умовних позначень до рис. 2:

1-4 – Гідрогеологічні підрозділи, перші від поверхні водонасні горизонти і комплекси: 1 – Водонасний горизонт алювіально-делювіальних відкладів верхнього неоплейстоцену-голоцену (лесові суглинки буровато-сірого і зеленувато-сірого кольору, що донизу змінюються бурими шаруватими суглинками з домішками піщаного матеріалу). 2 – Водонасний горизонт в алювіальних відкладах I-V надзаплавних терас середньо-верхнього неоплейстоцену і голоцену (піски кварцові сірувато-жовті, різнозернисті). 3 – Водонасний комплекс у водольодовикових, озерно-льодовикових, льодовикових середньоплейстоценових відкладах та елювіальних і еолово-делювіальних середньовисхідно-плейстоценових відкладах (піски глинисті, різнозернисті, з гравієм, валунами кристалічних порід, суглинки, валунні суглинки, супіски, суглинки лесові)

4 – Водонасний комплекс у міоценових відкладах (вапняки органогенні та оолітові, глини, піски глинисті та дрібнозернисті пухкі, з гравієм та галькою прошарки мергелю; глини сірі, темно-сірі, зеленувато-сірі, лінзи вапняків; глини зеленого, смарагдового кольору з проверстками мергелю; глини піщані; алевроїти з глауконітом; піски різнозернисті з гравієм та галькою). 5-7 – Границі поширення водонасних горизонтів і комплексів, що залягають нижче перших від поверхні: 5 – Локально поширений водонасний комплекс у міоценових відкладах; 6 – Водонасний горизонт у відкладах київського і обухівського регіонарису еоцену та межигірського і берекського регіонарису нижнього олігоцену та новопетрівського регіонарису міоцену; 7 – Водонасний горизонт середньоеоценових відкладів. 8 – Водонасний горизонт у відкладах буцацького регіонарису еоцену. 9 – Границі поширення водотривких товщ. Водотривка товща відкладів київського регіонарису еоцену. 10 – Свідловина біля водопунктів зверху – номер на карті, знизу – абсолютна відмітка устя свідловини, м; ліворуч: чисельник – дебіт, м³/добу, знаменник – зниження рівня, м; за дробом – водопровідність (кг, м²/добу); праворуч: чисельник – глибина статичного рівня, м; знаменник – мінералізація води, г/дм³. 11 – Група водозабірних свідловин: зверху – номер за каталогом і геологічний індекс водонасного горизонту; ліворуч: чисельник – сумарний дебіт, тис. м³/добу, знаменник – мінералізація, г/дм³; праворуч – індекс типу води за використання, в дужках – кількість водозабірних свідловин у групі. 12-13 – Гідродинамічні показники: 12 – гідроізопіси ґрунтових вод у метрах абсолютної висоти; 13 – п'єзоізопіси водонасного комплексу еоценових, нижньоолігоценових, міоценових відкладів та водонасного горизонту тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію та їх кори вивітрювання у метрах абсолютної висоти. 14 – Гідрогеологічне районування, 15 – хвостосховища. Границя гідрогеологічних районів першого порядку: А – Гідрогеологічна область тріщинних вод УЩ; Б – Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн [5].

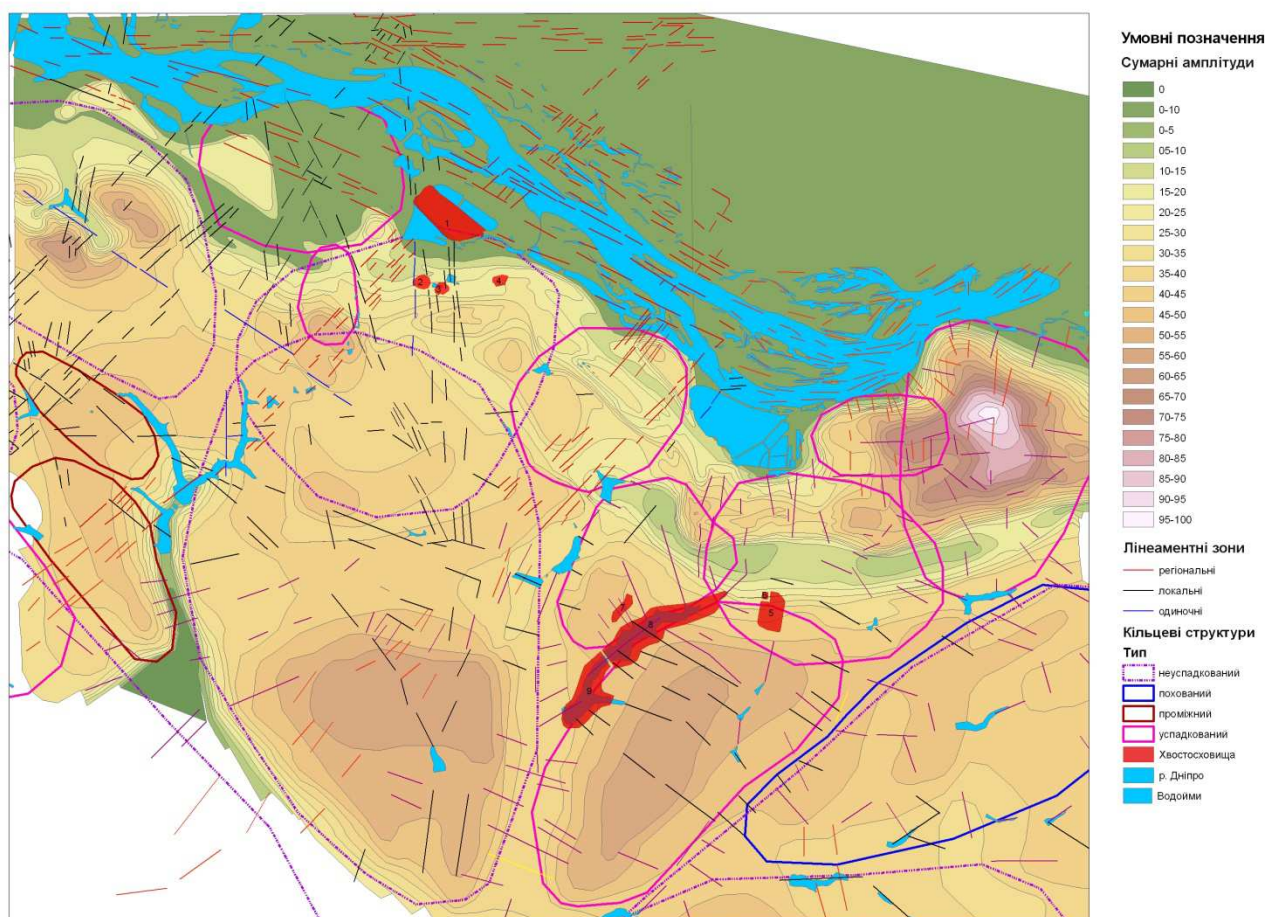


Рис. 3. Карта новітньої тектоніки в межах території розташування хвостосховищ колишнього ВО «ПХЗ». Сумарні амплітуди вертикальних рухів земної поверхні у четвертинному періоді, Хвостосховища: 1 - "Дніпровське", 2 - "Західне", 3 - "Центральний яр", 4 - "Південно-східне", 5 - "База С", 6 - "ДП-6", 7 - "Лантанова фракція", 8,9 - "Сухачівське" (I та II секції).

Неотектонічний план району характеризується наявністю активних на новітньому етапі розвитку лінійних та кільцевих структур. Лінійні структури усадковують більш давні та утворюють дві домінуючі системи, представлені прямолінійними сполученими і взаємно перпендикулярними зонами домінуючих напрямків ($0^\circ \perp 90^\circ$, $\pm 5^\circ$, $40-45^\circ \perp 310-315^\circ$), одну проміжну систему ($25-30^\circ \perp 295-300^\circ$) та два пригнічених напрямки ($15-20^\circ$ та $345-350^\circ$), кожен з яких має всього по одній зоні. Кільцеві структури класифіковані за морфо генетичними ознаками на усадковані, неусадковані, проміжні та поховані. В структурно-геологічному відношенні головним чином вони є ізометричними блоками фундаменту та локальними структурами осадового чохла.

Проведені польові дослідження [6] довели тісний взаємозв'язок між неотектонічними структурами та геолого-гідрогеологічними особливостями території.

1. Атлас. Геологія і корисні копалини України М 1:5 000 000. – К.: НАН України, Мінекоресурсів України,

2002.

2. Геологическая карта СССР (масштаб 1:200000), лист М-36-XXXV (Днепродзержинск) / Под ред. А.Н. Козловской. – М.: Мингео СССР, 1957.

3. Звіт по договору №860/Х з ІГН НАН України «Створення математичної моделі території Дніпродзержинського промислового вузла для оцінки змінності якості підземних вод в заплаві р. Дніпро» / Наук. керівник к.г.-м.н. С.Г. Ізмайлов. – Дніпропетровськ: Дніпропетровське відділення «УкрДІМР», 1999.

4. Звіт про НТП «Прогнозна оцінка виносу радіонуклідів із хвостосховищ водними шляхами з метою обрання технології приведення хвостосховищ в екологічно-безпечний стан» (заключний) Договір 1/09 з ДП «Бар'єр» від 09.06.2009 р. / Наук. керівник к.г.-м.н. О.С. Скальський – К.: ПП «Тео-Еко-Консалтинг», 2009.

5. Зведена гідрогеологічна карта, лист М-36-XXXV (Дніпродзержинськ) / Відп. виконавець М.М. Шурко. – Дніпропетровськ: КП «Південукргеологія», 2009.

6. Звіт по договору №86 від 30.11.2011 р. «Проведення робіт з вивчення параметрів підземного стоку та трансформації фізико-хімічних форм радіонуклідів уран-торієвого ряду в різних умовах ландшафтно-геохімічного середовища з метою параметризації прогностичних моделей і довготривалих ризиків» – Київ, ДУ «Інститут геохімії

навколишнього середовища НАН України», 2011 – 216 с.

Iuskiv Iu. V., Verkhovtsev V.G.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND
HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF
TERRITORY PLACEMENT TAILINGS SITES STATE
INDUSTRIAL ENTERPRISE «PRIDNEPROVSKIY

CHEMICAL PLANT» DNIPROPETROVSK,
DNIPROPETROVSKIY REGION.

The features of the geological structure and hydrogeological conditions Dneprodzerzhinsk and the surrounding area as a locations territory uranium tailings sites State Industrial Enterprise "Pridneprovskiy chemical plant" were described.

РЕГІОНАЛЬНА (ПРОВІНЦІЙНА) ЗОНАЛЬНА СХЕМА ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ ТЕРИТОРІЇ ПЛАТФОРМНОЇ УКРАЇНИ (ЗА МАКРОФАУНОЮ)

Якушин Л.М.

Біостратиграфічні дослідження на території платформної України ведуться понад 180 років, що сприяло створенню надійної стратиграфічної основи для подальших геологічних досліджень верхньокрейдової товщі.

Перша стратиграфічна схема верхньокрейдових відкладів України була прийнята МСК СРСР у 1971 році. У подальшому, численні роботи по палеонтологічному дослідженню викопної фауни та стратиграфії верхньокрейдової товщі дозволили в значній мірі вдосконалити цю схему, уточнити і деталізувати стратиграфічний поділ цих відкладів [1].

У 1993 році виходить останній друкований варіант схеми у вигляді графічного комплексу „Стратиграфические схемы докембрийских образований Украинского щита и фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения» [12].

Проте існує низка стратиграфічних проблем, вирішення яких сприятиме подальшим пошукам корисних копалин, а саме: створення регіональної (провінційної) зональної схеми верхньокрейдових відкладів досліджуваної території за макрофауною, уточнення та деталізація існуючих субрегіональних зональних схем для окремих структурно-фаціальних зон у межах України, модернізація кореляційної стратиграфічної схеми, тощо.

Проведені автором стратиграфічні дослідження для території платформної України, з урахуванням результатів останніх досліджень стратиграфії верхньої крейди, які були проведені у всьому світі дозволили істотно уточнити та доповнити існуючі уявлення про біостратиграфію верхньої крейди досліджуваної території та вирішити низку вищезначених проблем.

Нижче пропонується варіант регіональної (провінційної) схеми стратиграфії верхньої крейди для території платформної України, розроблений на зональній основі (за макрофауною) (рис. 1).

Важливим методологічним аспектом біостратиграфічного розчленування верхньокрейдових відкладів у межах Європейської палеобіогеографічної області (ЄПО) є використання трьох груп макрофауни:

амонітів, белемнітів і іноцерамів. Так, на думку Д.П. Найдіна „в пределах европейской палеобиогеографической области целесообразно выделять хронозоны: для сеномана – по аммонитам и иноцерамам, для сантона – по иноцерамам и белемнитам, для кампана и маастрихта – по белемнитам и аммонитам” [5].

За основу прийнята система зон, яку запропонували Д.П. Найдін, Л.Ф. Копасвич та В.Н. Беньямовський [6] для території Східно-Європейської платформи (СЄП) з доповненнями автора.

Сеноман.

Зона *Mantelliceras mantelli-Schloenbachia varians/Neohibolites ultimus/Inoceramus cripisii*. Об'єм – нижній сеноман.

Зона *Mantelliceras mantelli/Schloenbachia varians* характеризує верхню частину нижнього сеноману платформної України. Зональні види *Schloenbachia varians* (O r b.) та *Mantelliceras mantelli* (S o w.) зустрічаються разом у глауконітово-кварцових пісках західних районів Придністров'я і характеризують відклади верхньої частини зони *Mantelliceras saxbii* та зони *Mantelliceras dixoni* загальної стратиграфічної шкали.

Зона *Neohibolites ultimus* неодмінно виділялась на всіх стратиграфічних схемах території Західної України. Знахідки *Neohibolites ultimus* (O r b.) відомі з піщано-гезової товщі пилипчанської світи та пісків верхньої частини незвиської світи Волино-Поділля. За об'ємом зона відповідає нижньому під'ярусу сеноману північно-західної Німеччини [17] та Руської плити [8].

З іноцерамів найбільш характерними для зони, що виділяється є *Inoceramus cripisii* M a n t. Їх знахідки відмічені у різнофаціальних зонах по всьому нижньосеноманському розрізу. У дельтових вапняках Могилівського Придністров'я *Inoceramus cripisii* Mant. зустрічається разом з типовими середньосеноманськими *Acanthoceras rhotomagense* (Bgrt.) [11].

Зона *Acanthoceras rhotomagense/Inoceramus cripisii* відповідає середньому під'ярусу сеноману і характеризує нижню частину шарів іноцерамових вапняків. Рештки зонального середньосеноманського виду *Acanthoceras*

rhotomagense (B g r t .), встановлені на Волино-Поділлі та у Воронізькій обл. [8]. За знахідками в них зональних *Turrilites costatus* L a m. і *Turrilites acutus* P a s s y. зона підрозділяється на дві підзони: *Turrilites costatus* і *Turrilites acutus*, але з-за невизначеного стратиграфічного положення зональних видів у розрізі ці підзони виділяються умовно.

З іноцерамів найбільш характерними, як і для попередньої зони є *Inoceramus crispus* M a n t.

Зона *Inoceramus pictus*. Знахідки пізньосеноманського виду *Inoceramus pictus* M a n t. підтверджують існування на досліджуваній території відкладів аналогічних верхньому сеноману Північно-Західної Німеччини [17] та Руської плити [8].

Турон.

Амонітова зона *Gollignoniceras woolgari* розпочинає середній турон у міжнародній стандартній шкалі.

Знахідки цього виду-індексу відомі на Волино-Поділлі та окраїнах Донбасу. На Волино-Поділлі неподалік від с. Слобода-Ярошівська залишки амоніту *Collignoniceras woolgari* (M a n t.) знайдені у вапняках кремнеземистих білих, вік яких за даними авторів [9] – ранній турон.

На окраїнах Донбасу вищеназваний зональний вид зустрічається у верхньотуронських відкладах. Враховуючи знахідку вищеназваного амоніту у ранньотуронських відкладах Волино-Поділля, пропонуємо для території платформної України встановити амонітову лону *Collignoniceras woolgari*, яка охоплює стратиграфічний інтервал від середини раннього турону до кінця турону.

Зона *Mytiloides labiatus/Mytiloides kossmati*. Доцільність виділення зони *Inoceramus labiatus* у нижньому туроні Волино-Подільської плити була обґрунтована С.П. Коцюбинським ще у 1961 році [2]. Пізніше вік і обсяг зони *Inoceramus labiatus* зазнавали неодноразових трансформацій. Так, Д.П. Найдін [5] для верхньої частини нижнього турону Східно-Європейської платформи виділяє зону *Mytiloides subhercynicus-Mytiloides hercynicus*. Подальші стратиграфічні кореляції іноцерамової зони з зонами загальної шкали [21, 23 та 24] дозволили зіставляти зону *Mytiloides labiatus/Mytiloides kossmati* з трьома верхніми зонами нижнього турону загальної шкали *Pseudaspidoceras flexuosum*, *Watinoceras coloradoense* та *Mammites nodosoides* [8].

Зони *Inoceramus cuvieri* та *Inoceramus lamarcki* характеризують середньотуронські відклади Західної Європи [14]. Зональні форми іноцерамід *Inoceramus cuvieri* S o w. та

Inoceramus lamarcki P a r k. часто зустрічаються у відкладах Волино-Поділля, Донбасу, ДДЗ та на сході ЄПО.

У стратиграфічній схемі верхньокрейдових відкладів території України 1993 року зона *Inoceramus cuvieri* розпочинає середньотуронський під'ярус і відповідає нижній частині цього під'ярусу.

Зона *Inoceramus lamarcki* завершує середньотуронський під'ярус. Знахідки цього виду встановлені практично у всіх регіонах Східно-Європейської платформи.

Значних змін за останній час зазнав обсягу верхньотуронський під'ярус. У його нижній частині на стратиграфічних схемах Польщі [24] та Західного Казахстану [23] виділялась іноцерамова зона *Inoceramus costellatus*. За знахідками *Mytiloides striatoconcentricus* на сході ЄПО О.Г. Олфер'єв та О.С. Алексєєв над зоною *Inoceramus costellatus* у середній частині верхнього турону виділяють зону *Mytiloides striatoconcentricus*, а термінальний турон платформної частини Росії, на їх думку, завершує іноцерамова зона *Mytiloides scupini/Mytiloides incertus* [8], яка встановлена у розрізі Зальцгіттер-Зальдер у Німеччині І. Валашиком та К.-А. Трєгером [25] та Е. Кауфманном зі співавторами [20] над зоною *Mytiloides striatoconcentricus*. Зони *Inoceramus costellatus* та *Mytiloides scupini/Mytiloides incertus* на території російської частини Руської плити палеонтологічно не доведені і тому на стратиграфічній схемі О.Г. Олфер'єва та О.С. Алексєєва вони виділяються умовно, враховуючи те, що подібні зони встановлені як на заході так і сході ЄПО [20, 23, 26, 27].

Зональних видів іноцерамід, які характеризують зони верхнього турону Західної Європи та Росії на території платформної України не знайдено, тому у верхньотуронському під'ярусі пропонуємо виділяти іноцерамову зону *Inoceramus woodsi*, яка на підставі знахідок типових *Inoceramus woodsi* (B o e h m.) у верхньотуронських відкладах Східно-Європейської платформи традиційно виділялась на багатьох стратиграфічних схемах [12 та ін.]. Обсяг зони – верхній турон.

Зона *Inoceramus woodsi* завершує туронський ярус України.

Коньяк.

Зона *Cremnoceramus inconstans-Cremnoceramus waltersdorfensis*.

Традиційно на території Східно-Європейської платформи нижньоконьякському підярусу відповідала іноцерамова зона *Inoceramus*

schloenbachii (=Inoceramus deformis) [5 та ін.], а верхньоконьякському – Inoceramus involutus.

Після того, як Е. Кауфманн на заході внутрішнього басейну Північної Америки встановив, що біозона Inoceramus schloenbachii відповідає підшві зони Volviceramus koeneni [20], за якою, згідно рекомендаціям Міжнародної робочої групи по коньякському ярусу проводиться межа між нижньо- та середньоконьякськими під'ярусами, обсяг нижнього під'ярусу коньяку було переглянуто.

Згідно рекомендаціям тієї ж Міжнародної групи межу між туронським та коньякським ярусами запропоновано проводити за першою появою іноцераму *Cremnoceramus rotundatus* (sensu Troger). Відклади цієї зони були встановлені Е. Кауфманном зі співавторами у розрізі Зальцгіттер-Зальдер у Німеччині [20], О.Г. Олфер'євим у басейні р. Десни (Брянська обл., Росія) [8] та Марциновским зі співавторами на Мангишлаку [23].

На території платформної України наявності зонального виду *Cremnoceramus rotundatus* (sensu Troger) палеонтологічно не доведено. На думку С.П. Коцюбинського, для ранньоконьякського часу території Волино-Поділля найбільш характерними є *Cremnoceramus inconstans* var. *typica* R e n n g. та *Cremnoceramus waltersdorfensis* A n d. [3], відклади з якими за даними І. Валащіка та К.Вуда [27] складають зону *Cremnoceramus brongniarti*. На території платформної Росії зона *Cremnoceramus brongniarti* характеризує середину нижньоконьякського ярусу [8], приблизно на рівні зони *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* та *Cremnoceramus inconstans* Валащіка І. та Вуда К.

Отже, виходячи з стратиграфічного положення вищеназваних іноцерамід у коньякських відкладах для нижньої частини нижньоконьякського під'ярусу території України пропонується зона *Cremnoceramus inconstans-Cremnoceramus waltersdorfensis*, яка умовно зіставляється з зоною *Cremnoceramus rotundatus* загальної шкали.

Зона *Inoceramus schloenbachia-Cremnoceramus crassus* завершує нижньоконьякський під'ярус. Знахідки зональних видів відомі з нижньоконьякських відкладів Львівської мульди, окраїн Донбасу, Воронезької антеклізи, Мангишлаку та інших територій Східно-Європейської платформи. Ця зона еквівалентна за віком зоні *Cremnoceramus crassus-Cremnoceramus deformis* термінального нижнього коньяку платформної Росії та зоні

Cremnoceramus crassus crassus термінального нижнього коньяку США [28].

Зона *Volviceramus koeneni*. Згідно рекомендаціям Міжнародної робочої групи, межа між нижнім і середнім під'ярусами коньяку встановлюється за появою двостулкового моллюска *Volviceramus koeneni* (M ü l l.). Цей вид є також видом-індексом однойменної нижньої зони середнього коньяку Північної Європи, яка відповідає амонітовій зоні *Peroniceras tridorsatum* стандартної шкали [20].

На території СЄП зональний вид встановлений у Передкарпатському прогині, на півночі Львівсько-Люблінського прогину, Волинській монокліналі, на Поліссі і на окраїнах Донбасу.

Зона *Volviceramus involutus* завершує середньоконьякський під'ярус. Ця зона простежується на більшій частині Східно-Європейської платформи та відповідає біозоні *Cremnoceramus wandereri* (A n d e r t) [20]. У новому статусі вона зіставляється з амонітовою зоною *Gauthericeras margae* на схемі Я. Харденбола та ін. [18].

Зона *Magadiceramus subquadratus* завершує коньякський ярус. Межу між середнім і верхнім коньяком Міжнародна робоча група рекомендує проводити за появою двостулкового моллюска *Magadiceramus subquadratus* (S c h l ü t) [20], який є видом-індексом для встановлення зони у пізньому коньяку. На схемах Р. Марциновського та ін. [23] та Я. Харденбола та ін. [18] ця зона відповідає амонітовій зоні *Paratexanites serratomarginatus*.

На території платформної України знахідки *Magadiceramus subquadratus* (S c h l ü t) відомі з крейдових відкладів Волино-Поділля.

Сантон.

Зона *Sphenoceramus cardisoides* виділяється традиційно у нижньому сантоні Волино-Поілля. Зональним видом для ранньосантонських відкладів Західної Європи визначено іноцерамус *Cladoceramus undulatopticatus* (R o e m). Знахідки цього виду, відмічені у нижньосантонських відкладах Волино-Поділля [10], але тут потребує уточнення стратиграфічне поширення цього виду.

Рішенням Міжнародної робочої групи з встановлення Точки Глобального стратотипа границі (ТГСГ) за коньяк-сантонську межу рекомендовано прийняти першу появу іноцерамуса *Cladoceramus undulatopticatus* (R o e m). Проте, до сих пір остаточно не доведено співпадіння нижніх меж зон *Cladoceramus undulatopticatus* та *Sphenoceramus*

cardissoides у межах ЄПО, а також за її межами [15, 16, 19, 20, 22, 28 та ін.].

Зона *Gonioteuthis granulata/Sphenoceras patootensis* услід за Д.П. Найдіним [5] розглядається тут як віковий еквівалент верхнього сantonу. Залишки першого з видів-індексів зустрічається у крейді і крейдяних вапняках Волині, мергелях Львівської мульди і західного схилу Українського кристалічного масиву разом з типовим пізньосantonським *Sphenoceras patootensis* L o r, а також *Actinocamax verus* M i l l., *Liostrea boucheroni* (S o g.). Другий з видів-індексів трапляється дуже часто на Волино-Поділлі і окраїнах Донбасу. На стратиграфічній схемі, яка запропонована російськими колегами для території російської частини Руської плити у верхньому сantonі виділяється комплексна зона *Sphenoceras patootensis/Belemnitella praecursor praeprecursor*. Другий вид-індекс, на думку Д.П. Найдіна, і це було враховано авторами російської схеми більш характерний для Центральноруської провінції ЄПО, що розташована північніше по відношенню до Центральноєвропейської провінції, в межах якої знаходиться територія платформної України.

Кампан.

У нижньокампанському під'ярусі пропонуємо виділяти дві зони: (знизу уверх): *Gonioteuthis granulataquadrata/Belemnitella praecursor mucronatiformis* та *Belemnitella mucronata alpha*.

Зона *Gonioteuthis granulataquadrata/Belemnitella praecursor mucronatiformis* характеризує нижню частину нижнього кампану. Знахідки гоніотейтісів часто зустрічаються у Львівській мульді та на окраїнах Донбасу. Зона корелюється з зоною *Actinocamax laevigatus* та *Belemnitella praecursor mucronatiformis* сходу ЄПО [5], Східного Казахстану [13] та Мангишлаку [23]. На регіональній стратиграфічній схемі верхньокрейдових відкладів Руської плити [8] для нижньої частини нижнього кампану пропонується зона *Belemnitella praecursor mucronatiformis* у об'ємі, запропонованому Д.П. Найдіним для сходу ЄПО [5].

Зона *Belemnitella mucronata alpha* характеризує відклади термінального нижнього кампану території платформної України та за віком відповідає зонам *Gonioteuthis quadrata gracilis* та *Gonioteuthis quadrata gracilis/Belemnitella mucronata* термінального кампану Північно-Східної Європи на хроностратиграфічній схемі Я. Харденбола та ін. [18].

Зона *Hoplitolpacenticeras coesfeldiense/Belemnitella mucronata mucronata* приймається в обсязі, запропонованому Д.П. Найдіним для верхньокрейдових відкладів сходу ЄПО [5], що характеризує відклади нижньої частини верхньоконьякського під'ярусу. Залишки зональних амонітів зустрічаються у Львівській мульді, на південних окраїнах Донбасу, у Західному Казахстані та Саратовському Поволжі [4, 7, 13].

Зональний вид *Belemnitella mucronata* Schloth. також дуже часто зустрічається у середній частині кампану як Західної Європи і по всій території Східно-Європейської платформи.

Пропонуємо зону за віком відповідає амонітовій зоні *Hoplitolpacenticeras marroti* загальної шкали.

Зона *Belemnitella langei*. Відклади верхньої частини верхньокампанського під'ярусу характеризується присутністю белемнітів групи *langei*. На підставі філогенетичних змін в цій групі Д.П. Найдін виділяє знизу угору підзони *Belemnitella langei minor*, *Belemnitella langei langei*, *Belemnitella langei najdini* [6]. Ці підзони впевнено виділяються по всій території Східно-Європейської платформи. Присутні вони і на території платформної України.

Маастрихт.

Зона *Acanthoscaphites tridens* традиційно розпочинає маастрихтський ярус на території Східно-Європейської платформи та характеризує його нижній під'ярус.

За белемнітами у межах запропонованої зони виділяється дві підзони: *Belemnella lanceolata* та *Belemnella sumensis*. Нижня межа підзони *Belemnella lanceolata* співпадає з нижньою межею однойменної белемнітової зони для північно-західної Європи. Інтервал поширення другого виду-індексу на території платформної України визначається, як верхня частина нижньомаастрихтського під'ярусу.

Зона *Belemnitella junior/Spyridoceras tegulatus* пропонується для нижньої частини верхнього маастрихту. Вона завершує верхньокрейдовий розріз території платформної України. Перший вид-індекс є керівною формою нижньої частини верхнього маастрихту (біозони *Discoscaphites constrictus* (S o w.) на всій Східно-Європейській платформі. Стратиграфічний інтервал виду-індексу *Spyridoceras tegulatus* H a g. – верхній маастрихт, хоча деякі дослідники відмічають появу цього виду наприкінці раннього маастрихту. Запропонована зона за віком відповідає белемнітовій зоні *Belemnitella junior* північно-західної Європи.

Отже, за результатами уточненої стратиграфії та кореляції верхньокрейдових відкладів території платформної України та суміжних регіонів з урахуванням рішень Міжнародного стратиграфічного комітету та його робочих груп з питань стратиграфії верхньокрейдових відкладів вперше створено регіональну (провінційну) зональну схему верхньокрейдових відкладів регіону за трьома групами макрофауни: белемнітами, амонітиами та іноцерамами.

1. *Иванников А.В.* Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений платформенной Украины / А.В. Иванников, Е.С. Липник, Л.Ф. Плотникова, М.Я. Бланк, В.И. Гаврилишин, С.И. Пастернак, В.М. Нероденко, В.Г. Конашов, В.А. Матюшонок, Л.Ф. Гончарук, Т.В. Губкина, С.В. Розумейко, М.И. Карелов. – К. Ин-т. геологических наук АН Украины, 1991. – 31 с. – (Препринт / АН Украины. Ин-т. геологических наук ; 91-1).

2. *Коцюбинський С.П.* Зона *Inoceramus labiatus* в крейді Волино-Подільської плити / С.П. Коцюбинський // Геол. журн. – 1961. – Вип. 2. – С. 106-108.

3. *Коцюбинський С.П.* Видовий состав и стратиграфическое распространение иноцерамов в верхнемеловых отложениях Украины / С.П. Коцюбинський // Палеонтол. сб. – 1980. – № 17. – С. 45-50.

4. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) / В.А. Крашенинников // Вопросы микропалеонтол. – М.: 1978. – Вып. 21. – С. 42-161.

5. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология / [Найдин Д.П., Похиялайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А.]. – М.: Наука, 1986. – С. 11-18.

6. *Найдин Д.П.* Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области / Д.П. Найдин, В.Н. Беньямовский, Л.Ф. Копачев // Вестн. Моск. ун-та. – Сер. 4. – Геол. – 1984. – № 5. – С. 3-15.

7. *Найдин Д.П.* Региональные стратиграфические очерки. 1. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел / Д.П. Найдин, Н.С. Морозов // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. – М.: Недра, 1986. – С. 83-108.

8. *Олферьев А.Г.* Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы / А.Г. Олферьев, А.С. Алексеев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2003. – Т. 11. – 32. – С. 75-101.

9. *Пастернак С.И.* Первая находка *Colignoniceras woolgari* (Mollusca, Cephalopoda) в мелу Волино-Подолья / С.И. Пастернак, В.И. Гаврилишин // Палеонтол. сб. – 1977. – № 14. – С. 76-79.

10. *Пастернак С.И.* Волино-Подільля у Крейдовому періоді / Пастернак С.И., Сеньковський Ю.М., Гаврилишин В.И. – К.: Наук. думка, 1987. – 258 с.

11. Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України (без Карпат) / [Пастернак С.И., Гаврилишин В.И., Гинда В.А. та ін.]. – К.: Наук. думка, 1968. – 272 с.

12. Стратиграфическая схема верхнего отдела меловой системы // Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. Таблицы. – К., 1993.

13. Стратиграфические схемы меловых и палеогеновых отложений Казахстана. Пояснительная записка. Решения III Казахстанского межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Казахстана (Алма-Ата, 1986). Алматы: Информ. Центр геол., эколог. и природных ресурсов Респ. Казахстан. – 1996. – 106 с.

14. *Якушин Л.* Біостратиграфія верхньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини (за макрофауною) / Леонід Якушин // Палеонтол. зб. – № 39. – 2007. – С. 76-84.

15. *Amedro F.* Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle / Francis Amedro, Francis Robaszynski // Geol. France. – 2000. – № 4. – P. 39-56.

16. *Bailey H.W.* The Coniacian-Maastrichtian stages of the United Kingdom with particular reference to southern England / H.W. Bailey, A.S. Gale, R.N. Mortimore // Newsl. Stratigr. – 1983. – V. 12, №1. – P. 29-42.

17. *Christensen W.K., Diedrich C.P., Caplan U.P.* Cenomanian belemnites from Teutoburger Wald, NW Germany / W.K. Christensen, C.P. Diedrich, U.P. Caplan // Palaontol. Zeitschrift. – 1992. – Bd. 66. – S. 235-275.

18. *Hardenbol J.* Cretaceous biochronostratigraphy // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins / Jon Hardenbol, Tim Jacquers, M.B. Farley, Toni Jacquin, P. - C. de Graciansky, P.R. Vail. – SEPM Special Publication 60. – Oklahoma, 1998. – 786 p.

19. *Kaplan U.K.* Santonian ammonite stratigraphy of the Munster Basin, NW Germany / U.K. Kaplan, W.J. Kennedy // Acta geol. polonica. – 2000. – V. 50. – № 1. – P. 99-117.

20. *Kaufmann E.G.* The Coniacian stage and substage boundaries / E.G. Kaufmann, W.J. Kennedy, C.J. Wood // Bull. Geol. Soc. Denmark. – 1996. – V. 66. – Suppl. P. 81-94.

21. *Kennedy W.J.* Pueblo, Colorado, USA, candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the *Inoceramidae* (Bivalvia) / W.J. Kennedy, I.C. Walaszczuk, W.A. Cobban // Acta geol. Polonica. – 2000. – V. 50, № 3. – P. 295-334.

22. *Lamolda M.A.* The Santonian stage and substage Boundaries / M.A. Lamolda, J.M. Hancock // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. – 1996. – V. 66. – Supplement. – P. 95-102.

23. *Marcinowski R., Walaszczuk I., Olszewska-Nejbert D.* Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the

Mangyshlak Mountain, Western Kazakhstan / Ryszard Marcinowski, Ireneusz Walaszczyk, Danuta Olszewska-Nejbert // Acta geol. Polonica. – 1996. – V. 46, № 1-2. – P. 1-60.

24. *Walaszczyk I.* Turonian through santonian deposits of the Central Polish Uplands, their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy / Ireneusz Walaszczyk // Acta geol. Polonica. – 1992. – V. 42, № 1-2. – P. 1-122.

25. *Walaszczyk I.* The species *Inoceramus frechi* (Bivalvia, Cretaceous), its characteristics, formal status, and stratigraphical position / Ireneusz Walaszczyk, K.-A. Troger // Palaontol. Zeitschrift. – 1996. – Bd. 70, № 3-4. – S. 393-404.

26. *Walaszczyk I.* Inoceramids from Kreibitz-Zittauer area (Saxony and northern Bohemia), revision of Andert's (1911) descriptions / Ireneusz Walaszczyk // Palaontol. Zeitschrift. – 1996. – Bd. 70, № 3-4. – S. 367-392.

27. *Walaszczyk I.* Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary, based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany and the Slupia Nadbrzeżna section, Central Poland / Ireneusz Walaszczyk, Ch.J. Wood // Acta geol. polonica. – 1998. – V. 48, № 4. – P. 395-434.

28. *Walaszczyk I.* Inoceramid faunas biostratigraphy of the Upper Turonian-Lower Coniacian of the Western Interior of the United States / Ireneusz Walaszczyk, W.A. Cobban / Palaentology Spec. Papers, London. – 2000. – № 64. – 118 p.

The regional (provincial) zonal chart of Upper Cretaceous deposits of the Ukraine's platform territory has been first developed by three stratigraphic groups of macrofauna: belemnites, ammonites, inoceramids. The article is the complete version of the material posted in the form of abstracts at XXXIV session of Paleontologist Society in Dnipropetrovsk.

МІНЕРАЛОГІЯ ТА ГЕОХІМІЯ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО МИНЕРАЛАМ ТИМАН-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА.

Астахова И. С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Распределение химических веществ в земной коре являются дифференцированным и достаточно закономерным. Статистический подход в геохимическом анализе числа минералов позволяет количественно продемонстрировать взаимосвязь между химическими элементами, выявляет особенности дифференциации вещества, что в дальнейшем позволяет перейти к прогнозированию. Первые наработки в статистическом анализе приведены в работах П. П. Пилипенко (1930) и А. А. Саукова (1946). В своей работе А. С. Поваренный (1966) предложил разделить химические элементы по их распространенности в минералах на 5 групп: главные (O, H, Si), распространенные, редкие, очень редкие и весьма редкие. Статистический анализ минералогической информации по земной коре проведен С. М. Николаевым (2000), который проанализировал 4058 самостоятельных минеральных вида с входящими в них 73 химических элементов без учета элементов-примесей. Давно было отмечена корреляция числа минералов химического элемента и его распространенность в земной коре. Современные исследования установили линейную корреляцию между кларками минералообразующих элементов и количеством минералов, доказав, что с уменьшением распространенности элементов в земной коре возрастает удельная численность соответствующих минералов [4,7,8].

На 2012 г. в кадастре Европейского Северо-Востока России насчитывается более 619 минеральных видов и 129 химических разновидностей. В сводный список минералов не вошли объекты со структурой дальнего порядка (минералоиды) и органические минералы. Проведение статистической обработки региональной минералогической информации заключалось в выявлении корреляционных связей между химическими элементами и количеством минералов на территории Тиман-Североуральского сегмента, в сравнительном анализе с установленными показателями по организации с земной корой. Для анализа минералы региональной сводки были

сгруппированы по главным металлам, предложенной А. Г. Бетехтиным [1]. Однако в природе минералы имеют переменный состав с широким пределом изоморфизма, поэтому подсчет строился на присутствие элемента в теоретической формуле. В основу проводимых расчетов легла методика, предложенная А. А. Ярошевским, в работе которого рассмотрены геохимические аспекты минералогии Земли [8,9]. Так, в группе оливина с общей теоретической формулой $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_4$ обычно выделяют форстерит Mg_2SiO_4 , оливин $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_4$ и фаялит Fe_2SiO_4 . То есть, железо концентрируется в двух минеральных видах (оливин, фаялит) и магний – в двух (оливин, форстерит). Большие трудности в расчетах были связаны с редкими и рассеянными элементами. Редкие земли зачастую изоморфно входят в структуру минералов и образуют структурно-химические разновидности, поэтому в сводном кадастре учитывались все химические разновидности, обнаруженные в исследованном регионе. Так, титанит (сфен) имеет общую формулу $\text{Ca}(\text{TiO})[\text{SiO}_4]$, однако на Приполярном Урале установлена его Y разновидность кейльхауит с формулой $(\text{Ca}, \text{Y})(\text{TiO})[\text{SiO}_4]$.

Анализ накопления и рассеяния химических элементов в минералах Тиман-Североуральского региона относительно земной коры дает возможность выявить металлогенетическую сущность региона. Основные породообразующие элементы (Ca, Fe, Al, Na, Mg), а также редкие химические элементы (Mo, Sr, Y, TR, B, Be, Li) образуют силикаты и кислородные соли, с меньшим распространением в оксидных соединениях. Основными концентратами металлов (Cu, As, Pb, Sb, Zn, Bi, Ag, Te, Se, Co, Ni) являются халькогенные соединения. В оксидной форме наиболее часто встречаются минералы Mn, Ti, U, Cr, Th. В самородной форме или в соединении с другими простыми веществами установлены Hg, Pt, Au.

Для минералов Тиман-Североуральского региона не наследуется линейная зависимость, установленная для земной коры, поэтому

химические элементы можно разделить на группы:

1. **Избыточные элементы**, образующие аномальное число минералов относительно земной коры (Al, Bi, Ag, REE, Y, Mo, Cr, Co, Ni, Pt, Au, Cd, W, Nb, Ta, немного ниже выявлены для Fe, Mn, Be, Th, Hg и Sb).
2. **Дефицитные элементы** для изучаемой части стратифицированной коры являются Ca, Na, Mg, Cu, As, Ti, Pb, Sb, Zn, U, B, Ba, V, Sr, Se, Be, Sn, Zr и Li.

Избыточность числа минералов отдельных элементов может быть объяснена несколькими фактами. Во-первых, появление большого разнообразия минералов того или иного элемента обусловлено химическим свойством самого элемента (кларком). Так, на территории Тиман-Североуральского региона наибольшее число минералов установлено для алюминия с весовым кларком 8% (по А. А. Белоусу, 1976) и железа с весовым кларком 3,6% (по А. А. Белоусу, 1976). Однако, избыточность установлено и для элементов с низким кларковым значением. Большое разнообразие минералов установлено для редкоземельных элементов с весовым кларком 0,0036% (по А. А. Белоусу, 1976). Данный факт замечен в работе В. И. Силаева, который указывает на то, что уменьшение распространенности элементов в земной коре удельная численность соответствующих минералов, наоборот, увеличивается [4].

Во-вторых, можно предположить, что разнообразие, то есть обнаружение большого числа минералов может быть связано с промышленным значением металла и с формированием крупных месторождений. Вследствие этого на данных объектах высокая степень изученности. Это объясняет избыточность хрома, платины, золота, серебра, марганца, кобальта, никеля и др. Так, широкое распространение альпинотипных ультрабазитов на Полярном Урале, в которых концентрируется промышленные концентрации хрома, позволило выявить более 290 минеральных видов и их разновидностей [2].

В-третьих, кристаллизацию большого числа минералов определенного металла можно связать с высокой степенью геохимической дифференциации вещества, с разнообразием разновозрастных геологических процессов, формирующих особенности строения изучаемого участка земной коры. Так можно объяснить избыточность золота. В пределах Полярноуральской минералогической провинции значительные концентрации данного металла

формируются на разных уровнях организации вещества. Например, на рудопроявлении Озерное (Полярный Урал) выявлен новый тип золото-платинометалльного оруденения. На данном объекте установлено, что при формировании массива золота совместно с другими благородными металлами и медью накапливалось в магнезиальных породах (клинопироксенитах). Далее при гидротермально-метасоматических процессах, которые были связаны с внедрением и остыванием габбровых интрузий, формировалась и накапливалась золото-медно-сульфидная минерализация, это привело к рассеянию золота в сульфидную форму (в частности, халькопирит), а низкотемпературные изменения пород привели к перераспределению и накоплению золота в тектонических зонах [3]. Аналогично можно объяснить и высокие концентрации висмута, вольфрама и молибдена фиксируемые в минералах вольфрам-молибденовой формации, которая пространственно связана с проявлением кислого магматизма. Распространение элементов в основном происходит по минералам жильных и рудных тел месторождений и проявлений Полярного и Приполярного Урала.

Остальные элементы в разной степени дефицитные. Являясь самыми распространенными элементами в земной коре, кальций, магний и натрий недостаточно образуют минералов в исследуемом геотопосе. Можно предположить, что такие показатели указывают на слабую изученность минералов данных элементов, а также с климатическими особенностями региона. Так, отсутствие достаточного количества медной минерализации связывают с многолетней мерзлотой, затрудняющей просачивание метеорных вод. В качестве основных закономерностей гипергенной минерализации медистых песчаников, сульфидных стратиформных месторождений выдвигаются образование кислородных солей, а не сульфатов и карбонатов, как на месторождениях этого типа на Южном Урале [5]. Попадание урана, тория в разряд дефицитных элементов, скорее всего, связано с отсутствием развития данных минерализаций на исследуемой территории. Дефицит ртути-, свинец-, титаносодержащих и мышьяковистых минералов связано с образованием локальных проявлений минерализаций. Так, разнообразие минералов лития, бора и бериллия и их парагенетические ассоциации в природе устанавливается в гранитных пегматитах Южноуральской провинции, где основными минералами данных

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

елементов являються сподумен, зльбаїт, кукеїт, петаліт, шерл, дравіт, оленіт, данбуріт, хризоберилл, фенакіт, берилл і др.

С допомогою програми Excel побудована карта-нагрузок обнаружения металлов в минералах

Тиман-Североуральского сегмента, с помощью которой можно выявить особенности металлогении отдельных провинций (рис. 1).

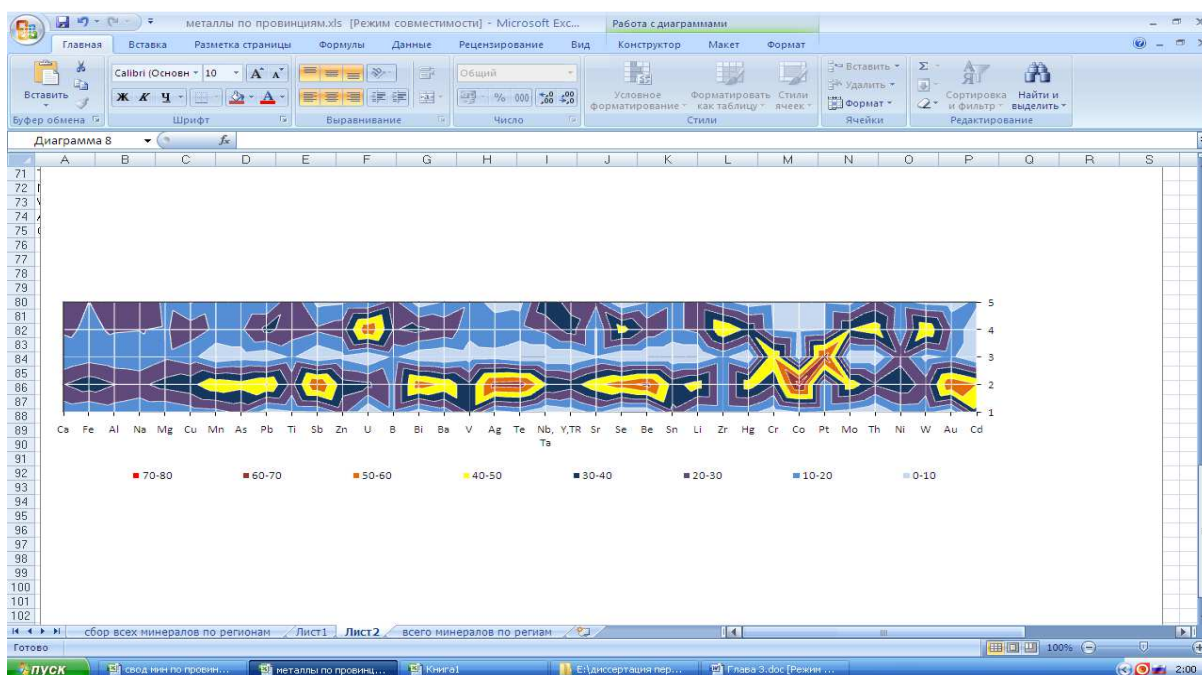


Рис. 1. Карта-нагрузок встречаемости металлов в минералах Тиман-Североуральского региона. Минералогические провинции: 1 – Пайхой-Южноновоземельская, 2 – Полярноуральская, 3 – Войкаро-Щучинская, 4 – Ляпинская, 5 – Канино-Тиманская

Установлены особенности распределения химических элементов по минералогическим провинциям Тиман-Североуральского региона. Пайхойско-Южноновоземельская провинция характеризуется достаточно большим разнообразием минералов кристаллохимических классов с высоким показателем структурной организации вещества, которые указывают на достаточную степень дифференцированности вещества и проявление различных геологических процессов. В провинции развиты литофильно-халькофильный ряд элементов с разнообразием минералов Sn Co, Cd, As, Ba и V. Войкаро-Щучинская минералогическая провинция, в строении которой участвуют ультраосновные горные породы отличается высокой концентрацией фермиических элементов с преобладанием минералов Pt и Cr. Полярноуральская провинция отличается кристаллохимическим разнообразием минералов, с концентрацией наиболее разнообразных химических элементов с преобладанием фермиических (Au, Be, Te, Ag, V, Bi, Mo, Mn, Sb, Fe). В геохимической специализации Ляпинской минералогической провинции провинций преобладают халькофильные элементы (Se, Pb, Mo, W, Mn, Al, PЗЭ). Канино-Тиманская

провинция на фоне бедных эндогенных процессов и преобладание в строении структуры наиболее молодых горных пород. Данную территорию можно рассматривать как территорию, перспективную на Ti, Fe, Nb, Ta, полиметаллы.

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: КДУ, 2008. 736 с.
2. Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
3. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Генералов В. И. и др. Новый тип золото-платинометалльного оруденения на Полярном Урале // Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2010. № 2. С. 48–53.
4. Силаев В.И. Начальные теоремы из области общей филогении минералов // Мир минералов, кристаллов и наноструктур. Сыктывкар, 2008. С.19-36.
5. Тихомирова В. Д. Минералогия окисленных руд в месторождениях медистых песчаников на севере Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 40 с.
6. Ярошевский А. А. Минералогия химических элементов // Геология,

геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. М.: ООО «Связь-Принт», 2002. Т. 2. С. 352–354.

7. Ярошевский А. А. Число минералов различных химических элементов: статистика и некоторые закономерности // Записки ВМО. 2003. Т. 132, №1. С. 3–16.
8. Ярошевский А. А. Число минералов различных химических элементов: статистика 2007 // Записки ВМО. 2008. Т. 137, №2. С. 36–42.
9. Ярошевский А. А. Минералогия земной коры // Природа. № 1. Москва, 2005. С. 35 – 44.

Distribution of chemical elements on minerals of the Timan-North Urals region.

The variety of minerals indicates the chemical properties of the elements (clark) and variety of geological processes. The metallogeny of the Timan-North Urals region is revealed. In Paykhoy-Novaya Zemlya, Lyapinsky, Kanino-Timansky provinces minerals of lithophile-halkophile series were found. Voykaro-Shchuchyinsky and Polyar Uralsky mineralogical provinces have a high concentration of lithophile-femic elements.

СУЧАСНІ ТЕХНОЛОГІЇ ОБЛАГОРОДЖЕННЯ ДОРОГОЦІННИХ КАМЕНІВ

Белєвцев О.Р., Грушинська О.В., Смельянов І.О.

ДГЦУ, 04119, м.Київ, вул. Дегтярівська 38-44, (044) 492-93-23, belevtsev@gems.org.ua

У природі відносно рідко зустрічаються камені з яскравим забарвленням, прозорі та чисті, які придатні за показниками кольору, блиску, характеру малюнку та іншими властивостями до використання у ювелірних виробках [1, 3, 6, 9, 12]. Переважна більшість природних каменів мають непривабливе забарвлення (занадто світле, занадто темне або з негарним відтінком) та/або містять тріщини та включення, що сильно знижує їх ювелірні якості. Саме некондиційні сорти дорогоцінних каменів – слабо забарвлені, з невиразним малюнком тощо, поширені в природі значно більше. Крім того важливо підкреслити, що багато дорогоцінних каменів з часом втрачають інтенсивність забарвлення. Особливо цей процес прискорюється під впливом сонячних променів. Такі зміни в інтенсивності забарвлення фіксуються в топазах, фенакітах, аметистах, кунцитах, турмалінах та інших мінералах. Для збереження властивостей таких мінералів вже з давніх часів розроблялись різні прийоми та методи їх облагородження та підтримки їх стану. Інтенсивність забарвлення тріщинуватих каменів, особливо смарагдів, посилювали, проварюючи кристали в маслі у мідному посуді. Існували й інші способи фарбування самоцвітів, відомі ще з часів Давнього Риму. Природно, що протягом багатьох століть люди намагалися штучно покращити зовнішній вигляд каменя і напружували для цього певні прийоми і технології.

Промислове фарбування агатів здійснювали вже в XVIII столітті. Червоний колір отримували додаванням оксидів заліза, а чорний – глюкозним і цукровими розчинами з тривалою витримкою і підігрівом. Для отримання світло-зеленого забарвлення застосовували азотнокислий нікель. Халцедони і агати фарбували в сині кольори теплим розчином жовтої кров'яної солі з наступною обробкою залізним купоросом.

Досягнення сучасної науки і розвиток техніки дозволили в значній мірі досягти цієї мети і створити ефективні технології облагородження дорогоцінних каменів. Ці технології широко увійшли в ювелірну практику і спрямовані на поліпшення естетичних і вартісних властивостей природних, а іноді і синтетичних каменів.

Під терміном «*облагородження*» зазвичай розуміють спеціальні процеси обробки каменю, за винятком огранування і полірування, які покращують його зовнішній вигляд (колір, чистоту), міцність, підвищують його цінність або роблять камінь придатним для використання в ювелірних виробках [2, 5]. Облагородженням або обробленим називають природне каміння, яке пройшло будь-яку обробку без суттєвих змін хімічного складу та фізичних властивостей з метою надання йому більшої привабливості.

Властивості, отримані каменем в результаті облагородження, можуть бути нестійкими, тобто зовнішній вигляд облагородженого каменю може змінюватися з часом. Облагородження вважається стійким, якщо камінь не змінює свій зовнішній вигляд (колір і/або чистоту) при нормальному носінні (в ювелірному виробі), огрануванні, поліруванні або чищенні. До найбільш важливих методів облагородження відносяться: термічна обробка, опромінення, термодифузійне фарбування, просочення різними речовинами тощо [2, 5, 7-8].

Процес вибору технології облагородження того чи іншого виду дорогоцінних каменів і навіть однакового типу (з одного й того ж родовища але з різних його зон), як правило, вимагає проведення попередніх експериментальних досліджень.

У практиці, що склалася серед фірм-виробників дорогоцінного каміння, останні з метою недопущення конкурентів, тримають результати досліджень та розроблені технології облагородження дорогоцінних каменів у секреті. У зв'язку з цим, в світовій та вітчизняній навчальній та спеціальній літературі здебільше наводиться опис лише загальних принципів технологічних процесів облагородження дорогоцінних каменів без деталізації їх технологічних режимів, опису каталізаторів чи хімічних домішок, що сприяють наданню їм покращених ювелірних властивостей.

Термічна обробка (відпал).

Термічна обробка – нагрів у спеціальних печах з наступним охолодженням – дозволяє поліпшити природний колір або прозорість дорогоцінних каменів [5, 21]. Цей вид обробки каміння застосовується дуже широко, оскільки

допомагає покращити колір, змінити відтінок або покращити прозорість дорогоцінних каменів. Фізичні процеси, які відбуваються в мінералах під час термічної обробки, досить різноманітні.

Температура нагрівання може бути різною і залежить від матеріалу. Нагрівання кристалу до певних температур стимулює процеси валентного перетворення іонів-хромофорів, руйнування деяких «дефектних» (радіаційних) центрів забарвлення, дисоціації продуктів розпаду твердих розчинів чи, навпаки, створення самостійних мінеральних фаз у вигляді мікрровключень, що «забарвлюють» безколірну матрицю [10]. Іони-хромофори — структурна одиниця молекули, яка відповідає за її оптичні властивості, поглинання й випромінювання світла. Хромофор відповідає за колір речовини, звідки й походить його назва (від дав.-гр. *χρῶμα* — колір, фарба та дав.-гр. *φορέω* — носій).

Майже всі хромофори відносяться до одного з двох класів:

- фрагменти органічних молекул з подвійними зв'язками (в тому числі системами спряжених подвійних зв'язків) та/або гетероатомами;
- комплекси з іонами перехідних металів.

Варіюючи параметри відпалу, можна руйнувати одні і зберігати інші центри

забарвлення. Зазвичай, чим довше вплив робочої температури, тим ефективніше облагородження, що пояснюється дифузійним характером процесів і необхідністю витримки для зміни стану домішок.

Камені, призначені для відпалу, поміщають в спеціальну піч, де відбувається їх нагрівання (температура відпалу може перевищувати 2000°C) з подальшим їх охолодженням. Важливими параметрами термічної обробки є [21]:

- середовище, в якому відбувається відпал (відновне, окислювальне, нейтральне);
- швидкість нагріву та швидкість охолодження;
- час витримки при максимальній температурі.

Багато ювелірних каменів, такі як танзаніт, аквамарин, циркон, аметист піддаються відпалу вже протягом декількох десятиліть, причому облагородження є невід'ємною частиною виробничого процесу. У більшості випадків при продажу таких каменів факт облагородження не афішується.

У таблиці 1 наведені узагальнені дані щодо зміни кольору деяких прозорих мінералів після термічної обробки [7-8, 21].

Таблиця 1 - Результати зміни кольору каменів після термічної обробки

| Назва каменів | Перетворення забарвлення |
|-----------------|--|
| Берил | Із жовтувато-зеленого на блакитне, з оранжевого на рожеве |
| Сапфір синій | Із світло-синього на темно-синє, додається або знімається астеризм |
| Рубін | Послаблюється фіолетовий відтінок, додається або знімається астеризм |
| Димчастий кварц | Часто стає безбарвним, зеленувато-жовтим |
| Аметист | З фіолетового на жовте, коричневе, зелене або безбарвне |
| Циркон | Буре на безбарвне або блакитне, зелене на блакитне або жовте |
| Турмалін | Синє або синьо-зелене на зелене, червоне на більш ясне або безбарвне |
| Танзаніт | Із сіруватого чи коричнюватого на фіолетово-синє |

Існує така група каменів, для якої факт відпалу істотно впливає на вартість дорогоцінних каменів. До таких належать, наприклад, рубіни, сапфіри та діаманти.

У разі сапфірів і рубінів термічна обробка застосовується для видалення включень рутилу («шовку»), одержання зірчастого ефекту, фарбування або видалення небажаних відтінків. Наприклад, сапфіри Шрі-Ланки і Кашміру сіруватого кольору вважалися непридатними для огранування, однак при нагріванні до 1600-1900°C в певних умовах такі камені набувають синього забарвлення [21].

На початку 1999 року на ринку з'явилися алмази, які пройшли новий вид обробки (НРНТ-метод). Даний метод полягає у витримванні

алмазів при високих тисках (до 7 ГПа) і високих температурах (до 2100°C) (НРНТ - High Pressure High Temperature) з використанням апаратури, що застосовується при синтезі монокристалів алмазу (високобарний синтез в метал-вуглецевих системах) [11]. Новим методом звичайно облагороджуються тільки алмази з жовто-коричневим або коричневим відтінком. Результат НРНТ-обробки залежить від фізичного типу алмаза.

Нижче розглядаються нові технології термічної обробки дорогоцінних каменів [21]:

- з заповненням каменю природною пастою (fracture filled);

- з заповненням каменю скломасою (led-glass filled);
- термодифузійного фарбування.
- берилієвого нагрівання (Beryllium Heated).

Технологія термообробки із заповненням каменю речовиною.

Технологія термообробки із заповненням каменю речовиною (fracture filled) застосовується в основному для корундів [20-21]. Оскільки велика частина сировини природних корундів не дуже високої якості, то великі кристали піддають зазначеному методу обробки.

Готується заповнювач на основі того ж типу корунду, який підлягає обробці. Для виготовлення пасти її розмелюють в мікроскопічний пил з іншого кристалу корунду. Оброблюваний камінь запікається в цій пасті протягом тривалого часу в печі при температурі 1400-1450°C. Волога, що перебуває всередині каменю, розчиняє всі доступні для розчинення природні включення, а зріджена в пасті фракція заповнює порожнини, що утворюються, витісняючи зайву вологу у повітря.

Такі камені, як правило, ненабагато дешевші необроблених. Даний метод останнім часом вкрай рідко застосовується, виключення роблять тільки для дуже великих, потенційно унікальних каменів.

Технологія термообробки з заповненням каменю скломасою.

Метод заповнення каменю скломасою (led-glass filled) схожий на попередній, проте паста готується на основі скла. Всі пустоти та тріщини заповнюються скломасою. Вироби з такими каменями не можна паяти, бо вони можуть розпадатися через різний градієнт температурного розширення скла і власне корунду. Робота [17] містить відомості про те, що гарні результати при заповненні тріщин можна отримати при застосуванні суміші кремнію і свинцю. У якості домішок до скломаси можуть також використовуватись натрій, калій, кальцій, а також оксиди металів, типу ванадію чи вісмуту. Термічна обробка таких сумішей, в залежності від виду каменебарвної або ювелірної сировини, здійснюється при температурах 900-1400°C.

Технологія термообробки із застосуванням ефекту термодифузії.

Найбільшого поширення даний метод облагородження отримав стосовно корундів [18]. Проте метод застосовується також для поліпшення природного кольору інших каменів, найчастіше рубінів і сапфірів та інших мінералів [14-16]. Методика облагородження полягає в

тому, що при нагріванні в поверхневий шар каменю вводяться барвники. Це призводить до того, що колір каменю стає більш насиченим.

Цей метод має один суттєвий недолік - згодом камінь не можна полірувати, оскільки існує ризик пошкодити або видалити пофарбований шар.

Процес дифузійного облагородження проводиться в кілька етапів. Спочатку огранений, але не до кінця відполірований корунд поміщають в тигель, що містить оксиди алюмінію, титану та оксиди іонів-хромофорів (присутність титану збільшує дифузійну здатність і забезпечує рівномірність розподілу забарвлення). Потім тигель нагрівають до 1600-1800°C і витримують при цій температурі протягом декількох днів або тижнів. За цей час атоми речовин-добавок проникають в структуру корунду, обумовлюючи виникнення тонкого поверхневого пофарбованого шару (глибиною близько 0,1 мм).

Технологія берилієвого нагрівання.

Технологія берилієвого нагрівання (Beryllium Heated) часто використовується для обробки сапфіру з метою отримання жовтих або оранжевих відтінків [13]. Сапфір часто видобувається разом зі шпінеллю, турмаліном та хризобериллом. Ці мінерали впливають на колір сапфіру, якщо нагрівання відбувається разом з сапфіром. Важливим етапом перед стандартною процедурою нагріву є сортування каменів. При такому нагріванні, хризоберилл виділяє незначні випаровування берилію. Швидше за все, вони виконують функцію каталізатору, що спричиняє протікання термохімічної реакції в атомній структурі корунду. З тих пір, як це явище було виявлене, процедуру стали використовувати для отримання жовтих і оранжевих сапфірів. Проте процес зміни кольору досі залишається недостатньо вивченим.

Технологія термічного розпилення.

Розпилення або «поверхнєве фарбування» (Diffusion) це процедура, суть якої полягає в додаванні частинок заліза або титану під час стандартного процесу нагрівання каменю. Зазвичай воно використовується в корундах, при цьому розпилені частинки утворюють найтонший шар. Як правило, цей шар додає каменю певного відтінку. Ця процедура не складна, але поверхні зірчастих або звичайних сапфірів, які зазнали впливу цього процесу, вимагають надзвичайно обережного поводження, тому що розпилений шар в товщину складає всього одну десятю міліметра. Після цієї процедури, камінь може втратити свою привабливість при дряпанні, поліруванні,

повторному огрануванні або іншому пошкодженні розпиленого шару. Аналогічним способом оброблюються безбарвні кварци для отримання «містичних» різновидів. Крім того, це один із способів обробки кварцових друз, для досягнення бажаних відтінків.

Технологія опромінення дорогоцінних каменів.

Опромінення дорогоцінного каміння – це процес, при якому коштовний камінь штучно опромінюється для покращення його оптичних властивостей [4, 7]. Високий рівень іонізуючого випромінювання може змінити атомну структуру решітки кристалів дорогоцінних каменів, яка в свою чергу призводить до зміни оптичних властивостей в ній. У результаті, колір коштовного каменя може бути значно змінений або видимість його включень може бути зменшена. Цей метод широко використовується в ювелірній промисловості. Процес проходить в спеціальній камері ядерного реактора для нейтронного бомбардування, прискорювача частинок для бомбардування електронами або за допомогою опромінення каменя радіоактивним ізотопом кобальт-60. Опромінення дає змогу надати дорогоцінному камінню певних кольорів, які не існують або дуже рідкісні в природі.

Термін **опромінення** включає в себе і бомбардування субатомних частинок, і використання всього спектра електромагнітного випромінювання, у тому числі (у порядку зростання частоти і зменшення довжини хвилі): інфрачервоне випромінювання, видиме світло, ультрафіолетове випромінювання, рентгенівські промені та гамма-промені.

Опромінення, що пов'язане з ядерним реактором, може призводити до того, що дорогоцінне каміння буде отримувати наведену радіоактивність за рахунок коротко живучих радіонуклідів. Тому, як правило, опромінені зразки каменебарвної сировини відкладаються на кілька місяців, для позбавлення залишкової радіоактивності.

Зазвичай даний метод облагородження застосовується для зміни кольору дорогоцінних каменів, таких як алмаз, топаз, кварц, берил. Каміні піддаються впливу одного або декількох типів випромінювання: ультрафіолетового, рентгенівського, гамма-випромінювання, або впливу потоку енергетичних частинок: електронів, протонів, нейтронів, альфа-частинок. Важливим параметром процесу облагородження є доза опромінення.

Для алмазів даний метод часто застосовується в поєднанні з подальшим відпалом. Розвиток зазначеного методу обробки пов'язан з

надзвичайною рідкістю кольорових алмазів, а між тим пофарбований алмаз доброї якості більш ніж на 25% дорожче своєї безбарвної різновиди. Нещодавно в міжнародній пресі повідомлялося про полеміку в Швейцарії з приводу оцінки одного каменя (60 000 або 600 000 фунтів стерлінгів), яка ставилася в залежність від того, піддавався алмаз опроміненню чи ні.

Найбільш поширеними в даний час є опромінення нейтронами в ядерному реакторі або електронами високих енергій. Отримане забарвлення: блакитне, блакитно-зелене або темно-зелене. Після відпалу забарвлення алмазів змінюється (в залежності від фізичного типу алмазу) на янтарно-жовте, коричнево-червоне або синьо-зелене.

У результаті впливу різних видів опромінення забарвлення алмазів змінюється, що супроводжується варіацією спектра абсорбції та ЕПР. Внаслідок утворення змішаних атомів і вакансій прозорі безбарвні або жовті алмази набувають густого темно-зеленого, а профарбовані індивіди - чорного кольору. Сірі різновиди при γ -опроміненні перетворюються у блакитні. Один з досить рідкісних відтінків колірної гами алмазів при опроміненні - зеленувато-блакитний (смарагдовий).

Топази, як правило, піддаються опроміненню з метою фарбування їх у блакитний колір. Блакитний топаз дуже рідко зустрічається в природі і майже завжди є результатом штучного опромінення. Топази, що надходять на ринок, найчастіше зазнають опромінення гамма-випромінюванням, електронами високих енергій або нейтронами з подальшим відпалом [4, 19]. Топази в залежності від типу та режиму опромінення можуть бути пофарбовані в різні відтінки коричневого і блакитного кольору. Однак при γ -опроміненні придбане забарвлення є нестійким і при впливі сонячного світла впродовж декількох місяців значно слабшає. Так, швидко сформований при γ -опроміненні (потужність експозиційної дози 0,01 А/кг) світло-коричневий колір вицвітає протягом 1-2 діб, а при більш тривалому впливі опромінення темно-коричневий колір слабшає при витримці зразків на сонячному світлі протягом декількох тижнів.

Жовті індивіди при опроміненні набувають коричневого кольору, який також швидко вицвітає. У той же час, деякі безбарвні топази з Бразилії і Мексики при опроміненні набувають стійкого коричневого забарвлення. Деякі опромінені темно-коричневі топази при частковому знебарвленні на світлі набувають димчастого забарвлення.

Генероване γ -опроміненням забарвлення зникає в процесі відпалу зразків при 200°C. Стійке блакитне забарвлення іноді виникає при відпалі (250°C) забарвлених в оливковий або зеленувато-коричневий колір топазів. Відпал до 250°C (впродовж 1 доби) не впливає на блакитне забарвлення, знебарвлення природних і опромінених блакитних топазів відбувається при 500°C. Природний блакитний топаз, який вицвів на світлі, не відновлює первісного забарвлення. Потужність експозиційної дози насичення блакитного і коричневого забарвлення складає 0,8 А/кг.

Опромінення широко застосовується для отримання димчастих, зеленувато-жовтих кварців з безбарвних, а також аметистів з блідо забарвлених цитринів. Подальший відпал при 350-500°C дозволяє отримувати цитрин, зелений і безбарвний кварц з аметисту і блакитний, зелений і безбарвний кварц з димчастого при температурі відпалу 140-380°C.

Камені, які піддавалися штучному опроміненню в цілому не виявляють видимих ознак цього процесу. В таблиці 2 наведено приклади зміни кольору при опроміненні дорогоцінного каміння [8]

Таблиця 2 – Результати зміни кольору каменів після опромінення

| Назва каменів | Перетворення забарвлення |
|---------------|--|
| Берил | Безбарвне на жовте, голубе на зелене, бліде забарвлення на синє типу <i>Максіс</i> |
| Корунд | Безбарвне на жовте, рожеве на типу <i>падпараджа</i> |
| Алмаз | Безбарвне на синє, зелене, чорне, жовте, рожеве та ін. |
| Кварц | Безбарвне, жовте, зеленувате на димчасте, аметистове або аметринове |
| Скаполіт | Безбарвне, жовте на пурпурне або коричнево-оранжеве |
| Топаз | Безбарвне на жовте, оранжеве чи блакитне |
| Турмалін | Безбарвні чи блідо забарвлені зразки на жовті, рожеві, червоні, сині на пурпурні |
| Циркон | Безбарвне на коричневе та червонувате |

Технологія «заліковування» тріщин.

Просочення (заповнення тріщин). При просоченні відбувається заповнення тріщин, що виходять на поверхню каменю, для чого застосовуються різні фарбувальні і безбарвні речовини (олії, смоли, рідке скло). В результаті покращується забарвлення і міцність каменю, а також зовнішній вигляд тріщинуватих каменів (тріщини стають менш помітними). Найчастіше цей метод застосовується для берилів, корундів, алмазів, жадеїта, опалів, бірюзи і деяких інших.

Олія просочується до середини каменя через тріщини, які досягають поверхні каменя, і візуально покращує чистоту і забарвлення смарагду. На жаль, результати такої обробки не дуже стійкі, камені вимагають спеціального догляду, і нерідко - повторного промаслення.

Заповнення тріщин у алмазах – це відносно новий процес, призначений для підвищення чистоти огранованих алмазів шляхом заповнення розколів і тріщин, які досягають поверхні каменя матеріалом з високим показником заломлення. Така обробка може потенційно змінити чистоту каменів з SI до VS.

Сьогодні методи поверхневого та об'ємного просочення з ціллю профарбовування, заліковування дефектів, структурного

зміцнення та стабілізації знаходять все більш широке застосування.

Заповнення тріщин гумою. Дуже часто зустрічаються смарагди гарного кольору, непоганої чистоти, але з такою сильною тріщинуватістю, що практично неможливо зберегти камінь цілим. Такі смарагди крім промаслення заповнюють спеціально підготовленою безбарвною гумою, яка працює і як клей, і як амортизатор при механічних навантаженнях. Як мінімум 50% всіх смарагдів на світовому ринку заповненні гумою.

Поверхнева дифузія. Застосовується в основному для виробництва блакитних сапфірів. Поверхня каменю покривається тонкою плівкою на основі легкоплавких оксидів металів з вмістом іонів титану і ванадію. Потім камінь поміщається в піч, де при прожарюванні плівка руйнується, а іони ванадію і титану проникають в поверхневі шари каменю. При цьому природно забарвлюється тільки поверхня, на глибину не більше ніж в кілька десятків мікрон. Фарбування надійне, колір вже ніколи не зміниться.

Інші методи. Крім перерахованих вище методів облагородження існує безліч інших більш-менш поширених. До них, наприклад, відносяться такі способи облагородження

ювелірних каменів, як: свердління лазером алмазів з метою видалення включень, покриття ювелірних каменів різними видами лаків, емалей, барвників, фольги або напилення (нарощування) плівок для поліпшення зовнішнього вигляду та/або отримання кольору [7].

1. Буканов В.В. Цветные камни: Энциклопедия. - Санкт-Петербург: Изд-во: Otava Book Printing Ltd (Финляндия), 2008. - 416 с.
2. Кафтanova Ю. Советы по облагораживанию натуральных камней. Ювелирное производство. - 2007. - № 1(5). - С. 52-60.
3. Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. - М., Изд. Земля, 2000. - 582 с.
4. Комов И.Л. Радиационная минералогия и геохимия. - К.: Наукова думка, 2006. - 439 с.
5. Куликова С.А. Справочник эксперта геммолога и оценщика ювелирных изделий. - М.: АО «Клио», 2000. - 111с.
6. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. М., "Высшая школа", 1971.
7. Лисиченко Г.В. та ін. Проведення комплексного аналізу сучасних методів облагородження дорогоцінних каменів (опромінення, вплив високого тиску і нагріву, відпал, тощо) та розробка концепції щодо інформаційного та інструментального забезпечення процесів облагородження дорогоцінних каменів. Звіт про науково-дослідну роботу. Державна установа "Інститут геохімії навколишнього середовища НАНУ" – Київ, 2012 – 85 с.
8. Мозоль С.В., Курилюк Ю.Л. Облагороджені коштовні камені на ювелірному ринку // Коштовне та декоративне каміння. - №1(15).-1999.- С.13-18.
9. Основи мінералогії України: підручник // О.Матковський, В.Павлишин, Є.Сливко. - Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. - 856 с.
10. Платонов А.Н. Природа окраски самоцветов / А.Н. Платонов, М.Н. Таран, В.С. Балицкий. - М.: Недра, 1984. - 195 с.

11. Прихна А.И. Аппарат высокого давления для синтеза сверхтвердых материалов // Сверхтв. материалы. — 1993. — № 3. — С. 14—18.
12. Ферсман А.Е. Рассказы о самоцветах. - М: Наука, 1974. - 252 с.
13. John L. Emmett, Kenneth Scarratt, Shane F. Beryllium diffusion of ruby and sapphire. Gems of Geology. Summer 2003. pp.84-135. <http://lgdl.gia.edu/pdfs/su03a1.pdf>
14. Koivula J.I., Kammerling R.c. {1988} Gem News: New evidence of treatment in Umba sapphires. Gems of Geology, Vol. M, No.4. - P.251.
15. Koripella C.R., Kroger F.A. {1986}. Electrical conductivity, diffusion of iron and the defect structure of $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3\text{Fe}$. Journal of Physics and Chemistry of solids, vol.47, No. 6 pp.565 576.
16. Kvapil J., Perner B., Sulovsky J., Kvapil J. {1973}. Colour centre formation in corundum doped with divalent ions. Kristall and Technik, Vol. 8, No. 1-3, pp.247-251.
17. Pardieu Vincent. Lead Glass Filled/Repaired Rubies - Asian Institute of Gemological Sciences. 2005 - P.24. [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://www.fielddgemology.org/Ruby_lead_glass_treatment.pdf
18. Schmetzer K., Bank H. {1981}. The colour of natural corundum. Neuse Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, No. 2, W. 59-58
19. S. Salama, A.I. Helal, M.A.M. Gomaa et al. Coloring of Topaz after Irradiation // Tenth Radiation Physics & Protection Conference, 27-30 November 2010, Nasr City - Cairo, Egypt.
20. Themelis T. Flux-enhanced ruby&sapphire. USA, A&T Publishers, 2004. - 74 p.
21. Themelis T. The heat treatment of ruby&sapphire. Second edition. A&T Publishers, 2010. - 384 p.

The article reviews current treatment methods of gemstones (irradiation, influence of high pressure and heating, annealing etc.) and determination of the most effective methods of gemstone treatment which are in use throughout the world and domestic jewellery market as well.

ГЕМОЛОГІЧНЕ ДОСЛІДЖЕННЯ ГРАНАТІВ ЕФЕКТОМ ЗМІНИ КОЛЬОРУ З РОДОВИЩ ПІВДЕННОЇ ТАНЗАНІЇ ТА МАДАГАСКАРУ

Беліченко О.П., Гаєвський Ю.Д.

Державний гемологічний центр України

Гранати з ефектом зміни кольору є одними з найбільш незвичайних і рідкісних дорогоцінних каменів на світовому та українському ринку ювелірного каміння. Основними постачальниками гранатів з ефектом зміни кольору ювелірної якості до 1997 року були родовища Шрі-Ланки і Танзанії. Інтерес до гранатів з «олександритовим» ефектом різко зріс з відкриттям нових родовищ в Кенії, південній Танзанії біля Тундур (Tunduru) та особливо на Мадагаскарі в районі Бекілі (Bekily) [1, 2]. Так, наприклад, гранати ювелірної якості з Мадагаскару, що характеризуються зміною кольору від зеленувато-блакитного при денному освітленні до пурпурового при штучному освітленні рекламуються на ринку коштовного каміння як перші «блакитні» гранати [3].

В гемологічну лабораторію ДГЦУ для проведення експертизи приватним колекціонером було надано 13 огранованих

зразків гранатів – 6 з Мадагаскару та 7 з розсипних проявів р. Рувума (південна Танзанія).

Завдання експертизи - провести гемологічне дослідження наданих зразків, визначити їх хімічний склад та мінералогічну назву.

Гранати з південної Танзанії характеризуються зміною кольору від блідо-коричневого, рожево-коричневого при денному освітленні до темно-оранжево-червоного, блідо-фіолетово-червоного при штучному (рис. 1). Колір наданих гранатів з Мадагаскару змінюється від жовто-зеленого і сіро-зеленого при денному освітленні до рожевого і темно-фіолетово-червоного при штучному освітленні (рис.2).

Дослідження проводилися гемологічними методами з використання стандартного гемологічного обладнання (рефрактометр, каратні ваги з гідростатичною приставкою, ультрафіолетова лампа, імерсійний мікроскоп), гемологічні характеристики наведені в таблиці 1 і 2.



а б

Рисунок 1 – Гранати з південної Танзанії з ефектом зміни кольору.: а – при денному освітленні; б – під лампою розжарювання.



а б

Рисунок 2 – Гранати з Мадагаскару з ефектом зміни кольору.: а – під лампою розжарювання; б – при денному освітленні.



До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Хімічний склад наданих зразків був визначений за допомогою енергодисперсійного рентгенофлуоресцентного спектрометра ElvaX в лабораторії ДГЦУ (таблиця 3 і 4).

Результати досліджень.

Тільки за гемологічними характеристиками досліджених зразків назву гранатів визначити дуже складно в зв'язку з суперечливими значеннями показника заломлення та густини. Показниками заломлення коливаються від 1,773-1,783 (південна Танзанія) до 1,773-1,783 (Мадагаскар). Густина зразків обох місцевостей не має суттєвих відмінностей і є досить високою (3,84-4,02). Але ці характеристики добре корелюють з великим вмістом спесартинової компоненти у цих гранатах.

За хімічним складом всі гранати належать до гранатів піроп-спесартинового ряду з незначною кількістю уваровітового, андрадитового та grosularового компонентів.

В гранатах з південної Танзанії вміст піропового компоненту становить від 23,61 до 30,99 мол.%, спесартинового від 46,94 до 53,21 мол.%. Для них характерна значно менша, порівняно з зразками з південного Мадагаскару кількість кальцію (CaO – 4,75-5,15%), ванадію (V_2O_3 – 0,09-0,13 %), хрому (Cr_2O_3 – 0,10-0,20%).

В гранатах з Мадагаскару вміст піропового компоненту становить від 24,54 до 30,18 мол.% і спесартинового від 48,19 до 53,59 мол.%. Гранати з Мадагаскару характеризуються достатньо високим вмістом ванадію (V_2O_3 – 0,24-0,29 %) та хрому (Cr_2O_3 – 0,29-0,41%), а також звертає на себе увагу дуже незначна кількістю заліза, що є досить рідкісним явищем в гранатах взагалі.

Таким чином можна припустити, що підвищена кількість ванадію і хрому впливає на появу зеленої компоненти кольору при денному освітленні в гранатах з Мадагаскару. В свою чергу блідо-коричневий і рожево-коричневий колір гранатів з південної Танзанії, який є досить рідкісним для цих мінералів, можливо пов'язаний саме з низьким вмістом цих елементів.

1. Вишневський О.А., Мацюк С.С., Симоненко Х.В. “Олександритовий” ефект у гранатах піроп-спесартинового складу // Записки Українського мінералогічного товариства. – 2007. - т.4. - с. 81-83.

2. Платонов А. Н. Природа окраски мінералів. – Киев: Наукова думка, 1976. – 284 с.

3. Schmetzer K., Bernhardt H-J. Garnets from Madagascar with a color change of blue-green to purple // Gems and Gemology. – 1999. – 35. – 1. – 192–201.

Таблиця – 1. Характеристики гранатів з розсіпних проявів р. Рувума (південна Танзанія)

| | |
|--------------------------------------|---|
| Назва каменів | гранат |
| Кількість, шт. | 7 |
| Колір каменя при денному освітленні | Блідо-коричневий, рожево-коричневий |
| Колір каменя при штучному освітленні | Темно-оранжево-червоний, блідо-фіолетово-червоний |
| Маса каменя, ст | 0,93-5,54 |
| Форма/тип огранування | овал/змішаний, круг/змішаний |
| Показник заломлення | 1,766-1,769 |
| Густина, г/см^3 | 3,87-3,95 |
| У/ф опромінення, довгі/короткі хвилі | інертний/інертний |
| Наявні мінеральні включення | короткі голчасті кристали рутилу |

Таблиця 2 - Характеристики гранатів з Мадагаскару

| | |
|--------------------------------------|--|
| Назва каменів | гранат |
| Кількість, шт. | 6 |
| Колір каменя при денному освітленні | Блідо-жовто-зелений, темно-сіро-зелений |
| Колір каменя при штучному освітленні | Рожевий, темно-фіолетово-червоний |
| Маса каменя, ст | 0,083-0,13 |
| Форма/тип огранування | круг/змішаний |
| Показник заломлення | 1,773-1,783 |
| Густина, г/см^3 | 3,84-4,02 |
| У/ф опромінення, довгі/короткі хвилі | інертний/інертний |
| Наявні мінеральні включення | голчасті кристали рутилу, циркон (?), газово-рідинні включення |

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Фермана

Таблиця 3 - Хімічний склад гранатів з розсипних проявів р. Рувума (південна Танзанія)

| | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Маса, ст | 0,93 | 0,933 | 1,00 | 1,08 | 1,15 | 1,38 | 5,54 |
| Форма огранування | круг | круг | круг | круг | круг | круг | овал |
| Оксиди ваг. % | | | | | | | |
| SiO ₂ | 38,94 | 39,01 | 38,82 | 39,01 | 39,07 | 39,06 | 38,86 |
| Al ₂ O ₃ | 22,67 | 23,23 | 21,15 | 22,57 | 21,21 | 22,89 | 22,13 |
| FeO* | 4,55 | 3,72 | 4,26 | 4,12 | 4,69 | 3,58 | 4,21 |
| CaO | 4,75 | 5,00 | 4,86 | 5,15 | 4,83 | 4,98 | 4,86 |
| MgO** | 6,08 | 5,76 | 8,09 | 6,81 | 8,14 | 6,25 | 5,99 |
| MnO | 22,76 | 23,02 | 22,58 | 22,13 | 21,74 | 22,99 | 23,64 |
| V ₂ O ₃ | 0,09 | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,13 |
| TiO ₂ | 0 | 0,02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,10 | 0,20 | 0,12 | 0,14 |
| Мінальний склад: | | | | | | | |
| Піроп | 24,26 | 23,44 | 30,99 | 26,76 | 30,94 | 25,04 | 23,61 |
| Альмандин | 10,18 | 8,49 | 6,23 | 9,08 | 8,53 | 8,05 | 9,31 |
| Спесартин | 51,60 | 53,21 | 49,15 | 49,41 | 46,94 | 52,33 | 52,94 |
| Уваровіт | 0,34 | 0,26 | 0,24 | 0,21 | 0,40 | 0,25 | 0,29 |
| Андрадит | 0,51 | 0,36 | 4,75 | 0,31 | 2,81 | 0,38 | 0,43 |
| Гросуляр | 13,11 | 14,20 | 8,63 | 14,23 | 10,53 | 13,96 | 13,40 |

Таблиця 4 - Хімічний склад гранатів з Мадагаскару

| | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Маса, ст | 0,114 | 0,083 | 0,119 | 0,12 | 0,136 | 0,132 |
| Форма огранування | круг | круг | круг | круг | круг | круг |
| Оксиди ваг. % | | | | | | |
| SiO ₂ | 39,70 | 39,64 | 39,43 | 39,68 | 39,46 | 39,66 |
| Al ₂ O ₃ | 22,45 | 22,07 | 22,33 | 21,99 | 21,50 | 22,29 |
| FeO* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 6,93 | 7,41 | 7,48 | 7,13 | 7,77 | 7,17 |
| MgO** | 7,07 | 7,24 | 6,2 | 7,21 | 8,0 | 7,24 |
| MnO | 23,13 | 22,83 | 23,83 | 23,14 | 22,51 | 22,91 |
| V ₂ O ₃ | 0,29 | 0,28 | 0,29 | 0,27 | 0,28 | 0,24 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,17 | 0,12 | 0,08 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,29 | 0,40 | 0,33 | 0,41 | 0,35 | 0,41 |
| Мінальний склад: | | | | | | |
| Піроп | 27,93 | 28,15 | 24,54 | 28,10 | 30,18 | 28,27 |
| Альмандин | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Спесартин | 51,92 | 50,44 | 53,59 | 51,24 | 48,19 | 50,83 |
| Уваровіт | 0,61 | 0,82 | 0,69 | 0,85 | 0,70 | 0,85 |
| Андрадит | 0,70 | 1,02 | 0,87 | 1,02 | 0,88 | 1,16 |
| Гросуляр | 18,56 | 19,28 | 20,08 | 18,45 | 19,82 | 18,73 |

Примітка. * Вміст заліза визначалося у вигляді FeO. ** У зв'язку з малою чутливістю спектрометру MgO визначався розрахунковим методом.

Examination of uncommon on the Ukrainian jewellery market colour-change garnets from southern Tanzania and Madagascar has been carried out in the laboratory of the State Gemological Centre of Ukraine. Gemological

features and chemical composition of the provided samples were determined as well as their comparison was fulfilled.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАВЛЕНИЯ ВОДОСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА В ПРИСУТСТВИИ ФЛЮИДА NaCl: ЭКСПЕРИМЕНТ ПРИ 2.5 И 6.0 ГПА.

Бутвина В.Г., Сафонов О.Г.

ИЭМ РАН, г. Черногловка, butvina@iem.ac.ru

Перидотиты и эклогиты являются распространенными породами мантии. Изучение закономерностей плавления данных пород при воздействии разных условий является ключевым моментом в изучении состава и петрологических характеристик мантии. Хорошо известно наличие флюидной составляющей в мантии [1,2,10]. Из работ, посвященных изучению расплавных включений в перидотитовых и эклогитовых породах мы видим, какой разнообразных химизм может быть у летучих компонентов. Разный состав летучих компонентов по-разному должен влиять на кривые солидуса перидотитов и эклогитов. Воздействие водного и водно-углекислого флюида на плавление перидотитов и эклогитов наиболее широко изучено в экспериментальном плане [3,4,9,11]. Из изученных приведенных здесь экспериментальных работ видно, что водный флюид понижает температуру плавления пород.

Петрологические и геохимические данные, накопленные с 1980-х годов показывают, что NaCl является важной составляющей флюидов и карбонатитовых расплавов, циркулирующих в мантии вплоть до глубин ее переходной зоны. Свидетельствами активности хлоридов в процессах преобразования перидотитов и магмообразовании на глубинах 45 - 75 км являются находки Cl-содержащих апатитов, амфиболов и слюд, а также водно-солевых включений в минералах нодулей шпинелевых перидотитов в базальтоидах различных геотектонических обстановок и тектонически внедренных в кору массивов верхнемантийных перидотитов [5,6,8]. Эти данные побуждают к экспериментальным исследованиям влияния хлоридных компонентов во флюидах на процессы петрогенеза в перидотитовой мантии. Большинство известных на сегодняшний день экспериментальных работ, включающих системы с участием флюидов H₂O-хлорид при P-T условиях мантии, сконцентрировано на изучении стабильности хлорсодержащих минералов, перераспределения хлора между минералами, флюидами и расплавами и растворимости минералов в водно-солевых флюидах [12]. Лишь одна работа посвящена влиянию водно-хлоридных флюидов на фазовые отношения в

перидотитах при P-T условиях верхней мантии [7]. Указанные эксперименты проводились с несодержащими Al силикатами. При наличии Al в системе возможно активное взаимодействие щелочных хлоридов с силикатами с образованием новых калий-натровых глиноземсодержащих (и хлорсодержащих) фаз, таких как флогопит и/или амфибол. Их появление, очевидно, должно повлиять на процесс плавления комплексных перидотитовых ассоциаций. С целью изучения влияния NaCl на преобразование богатого Al₂O₃, CaO, Na₂O водосодержащего перидотита и, в частности, на стабильность граната, пироксенов и амфибола в нем проведены эксперименты по взаимодействию модельного перидотита $For_{57}En_{17}Prp_{14}Di_{12}$ (+0.8 мас. % Na₂O) с флюидом H₂O-NaCl при давлениях 2.5 и 6.0 ГПа и температурах 850-1450°C.

В качестве стартового материала для экспериментов использовались смеси окислов, Mg(OH)₂ и жадеита (mg): SiO₂ (37,04); Al₂O₃ (3,66); CaO (3,62); Mg(OH)₂ (48,30); MgO (4,14), NaAlSi₃O₆ (3,24). В эту смесь добавлялся NaCl в количестве 1.7 (при 2.5 ГПа) и 0.8 мас. % (при 6.0 ГПа), что при указанном содержании воды (15 мас.%) в системе соответствует молярным долям $X_{NaCl} = NaCl/(NaCl+H_2O)$ во флюиде 0.1 и 0.05 соответственно.

Эксперименты при 2.5 ГПа были проведены на установке «цилиндр-поршень» с использованием NaCl ячейки диаметром 1/2 дюйма, оснащенных графитовыми нагревателями и вставками из мягкой керамики в качестве передающей давление среды. Опыты при 6 ГПа проводились на установке высоких давлений НЛ-13Т. В экспериментах использовались платиновые ампулы с толщиной стенки 0.2 мм. Продукты опытов изучались на электронном микроскопе CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) с энергодисперсионным микроанализатором INCA-Energy-250.

При 2.5 ГПа эксперименты в системах перидотит – H₂O и перидотит – H₂O-NaCl были проведены в интервале температур 850-1100°C (таблица 1). Как и следовало ожидать, первые эксперименты в системе пиролит - H₂O показали, что количество расплава закономерно увеличивается с ростом содержания флюида в

системе (также как и в экспериментах по плавлению эклогита [3]). В опытах при 2.5 ГПа в отсутствие NaCl, в субсолидусе указанного перидотита сосуществуют форстерит, паргасит-чермакитовый амфибол, гранат, клинопироксен и ортопироксен.

Плавление начинается при температурах порядка 900°C и приводит к исчезновению граната (рис.1). Амфибол же остается стабильным выше солидуса вплоть до температуры 1000°C. Добавление NaCl приводит к понижению

температуры плавления водосодержащего перидотита ниже 900°C, не влияя (или даже расширяя) область стабильности Ca-Na амфибола с расплавом. Такое влияние NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите обусловлено, с одной стороны, растворимостью Cl в обогащенном Ca и Na расплаве, а с другой – влиянием Na, стабилизирующего амфибол. Эти факторы, по-видимому, перевешивают влияние хлоридов на активность воды во флюиде.

Таблица 1. Условия проведения и продукты опытов по взаимодействию модельного водосодержащего (15 мас.% H₂O) перидотита с флюидами H₂O и H₂O-NaCl при 2.5 ГПа.

| № опыта | NaCl, мас. % | NaCl/(NaCl+H ₂ O) | T, °C | Время (часы) | Фазовый состав продуктов опытов |
|---------|--------------|------------------------------|-------|--------------|---------------------------------|
| PHN-10 | 0 | 0 | 800 | 43 | Fo+Cpx+Opx+Grt+Amp |
| PHN-15 | 0 | 0 | 830 | 28.5 | Fo+Cpx+Grt+Amp |
| PHN-1 | 0 | 0 | 900 | 67 | Fo+Cpx+Grt+Amp+L (рис.1) |
| PHN-12 | 0 | 0 | 930 | 47 | Fo+Cpx+Grt+Amp+Q |
| PHN-5 | 0 | 0 | 950 | 50 | Fo+Cpx+Opx+Amp+Grt+Q |
| PHN-2 | 0 | 0 | 1000 | 29 | Fo+Opx+Cpx+Amp+Q |
| PHN-6 | 0 | 0 | 1050 | 36 | Fo+Opx+Q |
| PHN-3 | 0 | 0 | 1100 | 47 | Fo+Opx+Cpx+Amp+Q ⁽¹⁾ |
| PHN-7 | 1.7 | 0.1 | 850 | 117 | Fo+L |
| PHN-8 | 1.7 | 0.1 | 950 | 71 | Fo+L |
| PHN-11 | 1.7 | 0.1 | 800 | 48 | Fo+Opx+Q |
| PHN-13 | 1.7 | 0.1 | 850 | 45.5 | Fo+L |
| PHN-14 | 1.7 | 0.1 | 780 | 32 | Fo+L |
| PHN-9 | 15 | 0.5 | 800 | 45 | Fo+L |

Примечание: ⁽¹⁾ Q – продукты закалки расплава.

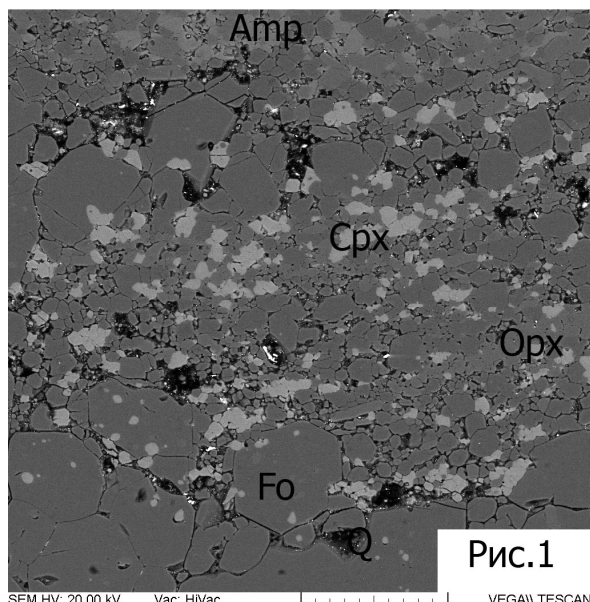


Рис.1

Рис. 1. Соотношения фаз вблизи солидуса модельного перидотита, содержащего 15 мас. % H₂O, при 2.5 ГПа. Ассоциация Fo+Cpx+Opx+Amp+Q в продуктах опыта при 900°C (опыт PHN-1; Таблица 1).

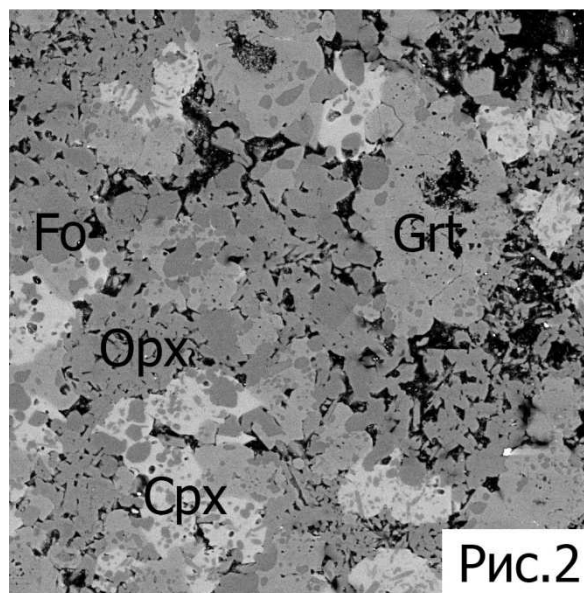


Рис.2

Рис. 2. Соотношения фаз вблизи солидуса модельного перидотита, содержащего 15 мас. % H₂O, при 6.0 ГПа. Ассоциация Fo+Cpx+Opx+Grt в продуктах опыта при 1150°C (опыт PHN6-5; Таблица 2).

Таблица 2. Условия проведения и продукты опытов по взаимодействию модельного водосодержащего (15 мас.% H₂O) перидотита с флюидами H₂O и H₂O-NaCl при 6.0 ГПа.

| № опыта | NaCl, мас. % | NaCl/ (NaCl+H ₂ O) | T, °C | Время (часы) | Фазовый состав продуктов опытов |
|---------|-----------------|----------------------------------|----------|--------------|---------------------------------|
| PHN6-6 | 0 | 0 | 1100 | 100 | Fo+Cpx+Opx+Grt |
| PHN6-5 | 0 | 0 | 1150 | 105 | Fo+Cpx+Opx+Grt (рис.2) |
| PHN6-1 | 0 | 0 | 1240 | 120 | Fo+Opx+Cpx+Grt+Q |
| PHN6-4 | 0 | 0 | 1250 | 120 | Fo+Cpx+Opx+Grt+Q |
| PHN6-2 | 0 | 0 | 1300 | 120 | Fo+Opx+Amp+Q |
| PHN6-7 | 0 | 0 | 1340 | 120 | Fo+Cpx+L |
| PHN6-8 | 0 | 0 | 1400 | 120 | Fo+Cpx+Q |
| PHN6-3 | 0 | 0 | 1450 | 90 | Fo+L |
| PHN6-14 | 0.8 | 0.05 | 1050 | 120 | Fo+Cpx+Opx+Grt+L |
| PHN6-12 | 0.8 | 0.05 | 1150 | 120 | Fo+Cpx+Opx+Grt+L |
| PHN6-11 | 0.8 | 0.05 | 1200 | 120 | Fo+Cpx+Opx+Grt+L |
| PHN6-10 | 0.8 | 0.05 | 1250 | 90 | Fo+Cpx+Grt+L |
| PHN6-9 | 0.8 | 0.05 | 1300 | 120 | Fo+L |
| PHN6-16 | 0.8 | 0.05 | 1350 | 130 | Fo+Cpx+L |
| PHN6-15 | 0.8 | 0.05 | 1400 | 120 | Fo+L |

Примечания: ⁽¹⁾ Q – продукты закалки расплава.

При 6.0 ГПа эксперименты в системах перидотит – H₂O и перидотит – H₂O-NaCl были проведены в интервале температур 1050-1450°C (таблица 2). В отсутствие NaCl плавление начинается при температурах порядка 1200-1300°C. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления примерно на 100-150°C (см. таблица 2). В субсолидусе сосуществуют форстерит, клинопироксен, ортопироксен, гранат (рис.2). Амфибол в результате экспериментов при высоком давлении встречается в виде закалочных кайм вокруг ортопироксена.

Итак, проведенные эксперименты позволяют сделать следующие выводы о влиянии NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите:

(1) Хлорид натрия понижает температуру солидуса водосодержащего перидотита. При 2.5 ГПа она составляет примерно 900°C, что на более чем 100°C ниже температуры солидуса водосодержащего перидотита без NaCl. При 6.0 ГПа она составляет примерно 1250°C, что на более чем 100°C ниже температуры солидуса водосодержащего перидотита без NaCl.

(2) Присутствие в системе 1.7 мас. % NaCl приводит к постепенному исчезновению богатых Al₂O₃ фаз: граната, глиноземистого ортопироксена и амфибола исходной ассоциации, а стабильной становится ассоциация клинопироксена и оливина. Добавление NaCl приводит к понижению температуры плавления водосодержащего перидотита ниже 900°C, не влияя (или даже расширяя) область стабильности Ca-Na амфибола с расплавом, который остается стабильным выше солидуса вплоть до

температуры 1000°C. Такое влияние NaCl на фазовые соотношения в водосодержащем перидотите объясняется, с одной стороны, растворимостью Cl в обогащенном Ca и Na расплаве, а с другой – влиянием Na, стабилизирующего амфибол.

Работа выполнена при поддержке: МД – 222.2012.5, РФФИ 12-05-31017_мол_а

1. Буланова Г.П., Шестакова О.Е., Лескова Н.В. (1980) Джерфишерит в сульфидных включениях из алмаза // ДАН СССР. Т. 255. № 2. С. 430-433.
2. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. (1993) Природный алмаз – генетические аспекты. Новосибирск: ВО «Наука», 168с.
3. Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Литвин Ю.А. Экспериментальное исследование плавления эклогита с участием флюида H₂O-CO₂-KCl при 5 ГПа // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 3. С. 365-369.
4. Сафонов О.Г., Левыкина О.А., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. (2005) Жидкостная несмесимость и фазовые равновесия в хлорид-алюмосиликатных расплавах при 4-7 ГПа. Доклады РАН, Т. 400, № 3, С. 1-5.
5. Agrinier P., Mével C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // Earth Planetary Science Letters. 1993. V.120. P. 187–205.
6. Andersen T., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 88. P. 72-85.
7. Chu L., Enggist A., Luth R.W. Effect of KCl on melting in the Mg₂SiO₄-MgSiO₃-H₂O system at 5 GPa. Contrib Mineral Petrol. (2011) V. 162. P. 565–571.

8. Hartmann G., Wedepohl K.H. Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 11-86.
9. Litasov K.D., Ohtani E. Solidus and phase relations of carbonated peridotite in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-CO}_2$ to the lower mantle depths // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2009. – V.177. – P.46–58.
10. Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. (2004) Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 146, P. 696-714.
11. Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A. (2007) Melting relations in the chloride–carbonate–silicate systems at high-pressure and the model for formation of alkalic diamond–forming liquids in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 253. P. 112-128.
12. Stalder R., Kronz A., Simon K. Hydrogen incorporation in enstatite in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 156. P. 653-659.

In order to investigate an influence of alkali-chloride components on modification and partial melting of the Al_2O_3 , CaO , and Na_2O -enriched water-saturated peridotite, and stability of garnet, pyroxenes, and amphibole in it, in particular, experiments on interaction of the model CMAS pyrolite $\text{Fo}_{57}\text{En}_{17}\text{Prp}_{14}\text{Di}_{12}$ (+1.7 and 0.8 wt. % Na_2O) with the $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ fluids were carried out. The experiments were conducted at following parameters: (1) 2.5 GPa and 850-1200°C using a piston-cylinder apparatus; (2) 6.0 GPa and 1100-1450°C using a torroidal anvil-with-hole apparatus. The 2.5 GPa experiments showed an active influence of chlorides on the solidus of the water-saturated pyrolite, as well as on stability of new phases (mostly, amphibole). Influence of NaCl on phase relations in the water-bearing peridotite can be explained by solubility of Cl in the Ca and Na-rich melt and by amphibole-stabilizing effect of Na. Preliminary experiments on influence of NaCl on melting of the water-bearing peridotite at 6.0 GPa were performed.

ПРИРОДНО-ЧИСТЫЕ РЕДКИЕ ИЗОТОПЫ: МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ НОСИТЕЛИ, ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Вальтер А.А.

Институт прикладной физики НАН Украины, Сумы-Киев, avalter@iop.kiev.ua

Введение

Свойства химических элементов определяются особенностями строения электронных оболочек атомов, отличительные свойства изотопов – строением ядер: числом протонов и нейтронов. Число изотопов у стабильных атомов составляет от 1 до 10. Общее количество стабильных и долгоживущих изотопов определяют в 288 [21].

Максимальное время существования радиоактивных атомных ядер изменяется в очень широких пределах. С усовершенствованием техники измерения удается фиксировать всё более слабую радиоактивность, которая отвечает периоду полураспада ядер вплоть до примерно 10^{20} лет [21].

Если ещё в XIX столетии стало понятным практическое значение всех химических элементов, в том числе редких, то в XX столетии открылась чрезвычайная роль для развития цивилизации отдельных изотопов и получения чистых и сверхчистых изотопов. Сейчас в изотопном сырье нуждается ядерная промышленность, чистые стабильные изотопы используют для производства широкого спектра «меченых» атомов, для получения большой группы диагностических и лечебных медицинских радиоактивных изотопов [22]. Изотопные спектральные «сдвиги» в разных свойствах веществ можно использовать для защиты денег, документов, разнообразной информации, создания и управления лазерными системами новых поколений, создания точных эталонов массы и т.д. Чистые изотопы - важный материал для ядерно-физических и некоторых других научных исследований. Учитывая это можно прогнозировать, что в XXI столетии практическое применение найдет большинство, если не все, изотопы, включая редкие.

Производство чистых изотопов - дорогой процесс, регламентированный международными соглашениями, поскольку оборудование для их получения может быть использовано для производства ядерной взрывчатки. По этим причинам стоимость чистого изотопа, как правило, в тысячи раз (а для редких - в десятки и сотни тысяч раз) превышает стоимость данного элемента той же степени чистоты [16]. Следовательно, можно предположить, что использование эффекта естественного

изотопного обогащения редких изотопов вплоть до образования чистых и сверхчистых изотопов может стать весьма актуальным.

Формирование современного изотопного состава элементов Земли и других планет Солнечной системы закончилось около 4,7 миллиардов лет тому [12]. С тех пор изотопный состав элементов является довольно постоянной величиной, которая лишь медленно изменяется благодаря радиоактивному распаду преимущественно тяжёлых нуклидов 3-х радиоактивных семейств и относительно немногочисленных более легких ядер. Незначительное изменение изотопного состава, в частности легких элементов, может происходить вследствие взаимодействия космического излучения с атмосферой Земли и при техногенных процессах.

Соотношение радиоактивных и производных от них радиогенных изотопов, может быть законсервировано в твердых минералах и стеклах и эффективно используется для датирования различных геологических образований.

Для получения характеристик протекания разных геологических процессов используют отличия изотопного состава преимущественно легких элементов (углерода, кислорода, серы) в разных природных образованиях [13,17]. На изотопные сдвиги при физико-химических процессах влияет, главным образом, разность в массах их атомов или разность в отношении заряд/масса ионов. Именно этим обусловлены кинетические, термодинамические, диффузные и другие изотопные эффекты.

Отличия в изотопном составе, которые возникают при естественных химических реакциях, даже для легких атомов, – в общем, незначительны. Например, относительное содержание стабильных изотопов углерода колеблется в минералах приблизительно в таких границах: ^{12}C – от 1,09 до 1,13%, и соответственно ^{13}C – от 98,91 до 98,87%. Однако, применение точных методов и эталонов, а также крупномасштабных шкал разрешает использовать эти колебания для выяснения процессов происхождения алмазов и других минералов.

Именно, вероятно, обычно очень малый разброс значений изотопного состава

естественных объектов, и привёл к тому, что в значительной мере вне внимания современных исследователей оказались, безусловно, могущие иметь практическое значение, случаи существования в природе некоторых редких изотопов в значительно обогащенном, чистом и даже сверхчистом состоянии.

Явление аномального обогащения по отношению к обычному изотопному составу обусловлено тем, что при радиоактивном распаде радиогенные нуклиды образуют атомы, которые могут существенно отличаться по химическим свойствам от исходных атомов, испытующих распад, и накапливаться в минералах в виде чистого изотопа.

Условия накопления чистых радиогенных изотопов

Условие накопления редких радиогенных стабильных изотопов (C_{pr}) в минеральной матрице определяется концентрацией исходного радиоактивного нуклида (C_{pa}) и соотношением периода его полураспада ($T_{1/2}$) и возраста минерала – хозяина (t) выражается как :

$$C_{pr} = C_{pa} \cdot [\exp(\ln 2 \cdot t / T_{1/2}) - 1]. \quad (1)$$

Для поиска случаев существования редких изотопов в естественно чистом состоянии определили минимальный период полураспада радиоактивного атома, необходимого для накопления радиогенного изотопа в минерале.

Образовавшийся радиогенный нуклид должен прочно удерживаться в минеральной матрице, т.е. сплошность кристаллов должна сохраняться в течение их геологической истории, а структура минерала – способствовать удержанию радиогенных атомов.

Минимальный возраст Земного вещества составляет приблизительно 4,7 миллиардов лет, возраст Земли и других планет - около 4,5 миллиардов лет [12,17].

Первые полмиллиарда лет существования Земли получили название гадейской эры [17] от древнегреческого „гадес“, которое в античной мифологии обозначало место пребывания человеческих душ после смерти, что-то наподобие ада. Это название отражает современные представления об условиях сверхмощной метеоритной «бомбардировки» того времени на Земле, когда катастрофы планетарного масштаба возникали одна за другой, а всё вещество Земли на глубину десятков километров от поверхности было неоднократно перемещено, перемешано и переплавлено.

Начало более спокойной эпохи существования Земли, когда твердые фазы, частично начали сохраняться геологически

продолжительное время, отражается в возрасте древнейших горных пород Земли, который составляет по современным данным [17] 3,7-4,3 миллиарда лет. Древнейшие руды, т.е. естественные образования, которые обогащены определёнными компонентами и потому являются благоприятными для их добычи, имеют возраст $(3,0 \div 3,4) \cdot 10^9$ лет.

Таким образом, возраст нуклидов больше возраста древнейших минералов - не меньше 0,5 миллиарда лет для горных пород и 1,3 миллиарда лет – для руд. Для оценок можно принять, что древнейшие минеральные кристаллические матрицы не менее, чем на миллиард лет моложе составляющих их атомов.

Минимальная концентрация радиоактивного нуклида (C), достаточная для его аналитического определения и извлечения через время t после образования минерала при периоде полураспада радионуклида ($T_{1/2}$) определяется уравнением:

$$C = 1/2^{(t/T_{1/2})} \quad ..(2),$$

Из этого следует, что даже при 100 процентной исходной концентрации через миллиард лет на уровне, превышающем $1ppm$, сохранятся лишь радиоактивные ядра с периодом полураспада более 50 миллионов лет.

Реально исходная концентрация радиоактивных атомов в минерале всегда значительно меньше 100%, поэтому данное значение $T_{1/2}$ вполне можно принять за верхнюю возрастную границу при определении возможных случаев накопления радиогенных изотопов в минеральных матрицах.

Вывод всех возможных случаев природного радиогенного изотопного обогащения

При таких предельных условиях были проанализированы современные данные [21] о распространении изотопов и периодах их полураспада и выведены, по-видимому, все возможные случаи природного радиогенного изотопного обогащения минеральных матриц (таблица 1). Анализ современной базы данных по минералам позволил прогнозировать наиболее важные, на наш взгляд, минеральные матрицы, в которых возможна концентрация радиогенных изотопов.

Открытые в рудах месторождений Украинского щита проявления чистых радиогенных изотопов

Древние горные породы щита содержат разнообразные руды, которые состоят из минералов контрастного состава, т.е. обогащенными определенными, часто редкими элементами и имеют возраст преимущественно больше $1,8 \cdot 10^9$ лет.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Таблиця 1 Прогнозная оценка обогащения минералов радиогенными изотопами для возраста минералов 3 миллиарда лет (по [23] с дополнениями и изменениями)

| Исход-ный изотоп | Естестве-нная изотоп-ная распро-странён-ость, % | Тип распада* | Период полурас-пада, лет | Образую-щийся изотоп | Прогноз-ное содер-жа-ние в минерале, масс. % | Возможная минеральная матрица |
|-------------------|---|-----------------|--------------------------|----------------------|--|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| ⁴⁰ K | 0.0117 | B (89,28%) | 1,27□10 ⁹ | ⁴⁰ Ca | 0,0n | Галогениды, силикаты калия |
| ⁴⁸ Ca | 0,187 | 2B | 5□10 ¹⁹ | ⁴⁸ Ti | 2□10 ⁻¹¹ | Кальцит, другие карбонаты |
| ⁵⁰ V | 0,25 | B (17%) | 1,4□10 ¹⁷ | ⁵⁰ Cr | 5□10 ⁻¹¹ | Оксиды ванадия, акмит |
| ⁵⁰ V | 0,25 | EC (83%) | 1,4□10 ¹⁷ | ⁵⁰ Ti | 2,4□10 ⁻¹⁰ | То же |
| ⁵⁰ Cr | 0,25 | 2EC | 1,8□10 ¹⁷ | ⁵⁰ Ti | 3,5□10 ⁻⁸ | Хромит |
| ⁸⁷ Rb | 27,835 | B | 4,88□10 ¹⁰ | ⁸⁷ Sr | 0,0n | Слюды, поллуцит |
| ⁹⁶ Zr | 2,8 | 2B | 3,9□10 ¹⁹ | ⁹⁶ Mo | 1,5□10 ⁻¹⁰ | Циркон |
| ¹⁰⁰ Mo | 9,63 | 2B | 2□10 ¹⁹ | ¹⁰⁰ Ru | 10 ⁻⁹ | Молибденит |
| ¹¹³ Cd | 12,22 | B | 9,3□10 ¹⁵ | ¹¹³ In | n□10 ⁻⁸ | Сфалерит |
| ¹¹⁵ In | 95,71 | B | 4,41□10 ¹⁴ | ¹¹⁵ Sn | 4,5□10 ⁻⁶ | Редкие минералы индия, касситерит |
| ¹²³ Te | 0,908 | EC | >10 ¹³ | ¹²³ Sb | <8□10 ⁻⁵ | Теллуриды |
| ¹³⁸ La | 0,0902 | EC (66,4%) | 1,05□10 ¹¹ | ¹³⁸ Ba | 7,5□10 ⁻⁴ | Монацит, бритоцит |
| ¹⁴⁸ La | 0,0902 | B (33,6%) | 1,05□10 ¹¹ | ¹⁴⁸ Ce | 5□10 ⁻⁴ | То же |
| ¹⁴² Ce | 11,08 | 2B | >5□10 ¹⁶ | ¹⁴² Nd | 10 ⁻⁹ | То же |
| ¹⁴⁴ Nd | 23,8 | A | 2,29□10 ¹⁵ | ¹⁴⁴ Ce | 10 ⁻⁶ | То же |
| ¹⁴⁷ Sm | 15 | A | 1,06□10 ¹¹ | ¹⁴³ Nd | 10 ⁻³ | То же |
| ¹⁴⁸ Sm | 11,3 | A | 7□10 ¹⁵ | ¹⁴⁴ Nd | 10 ⁻⁶ | То же |
| ¹⁴⁸ Sm | 13,8 | A | >2□10 ¹⁵ | ¹⁴⁵ Nd | 10 ⁻⁶ | То же |
| ¹⁵² Gd | 0,2 | A | 1,08□10 ¹⁴ | ¹⁴⁸ Sm | 10 ⁻⁷ | То же |
| ¹⁷⁴ Hf | 0,162 | A | 2□10 ¹⁵ | ¹⁷⁰ Yb | 10 ⁻⁷ | Циркон |
| ¹⁷⁶ Lu | 2,59 | B | 3,7□10 ¹⁰ | ¹⁷⁶ Hf | 10 ⁻³ | Монацит, бритоцит, ксенотим |
| ¹⁸⁰ Ta | 0,012 | EC | >1,2□10 ¹⁵ | ¹⁸⁰ Hf | 10 ⁻⁸ | Танталит, колумбит, минералы группы пирохлора |
| ¹⁸⁴ W | 30,642 | A | >3□10 ¹⁷ | ¹⁸⁰ Hf | 10 ⁻⁷ | Вольфрамит |
| ¹⁸⁶ Os | 1,58 | A | 2□10 ¹⁵ | ¹⁸² W | 10 ⁻⁷ | Осмирид |
| ¹⁸⁷ Re | 62,6 | B | 4,12 10 ¹⁰ | ¹⁸⁷ Os | n□10 ⁻⁴ | Молибденит |
| ¹⁸⁷ Re | 62,6 | A | 3□10 ¹⁰ | ¹⁸³ Ta | 10 ⁻⁹ | То же |
| ¹⁹⁰ Pt | 0,01 | A | 6,5□10 ¹¹ | ¹⁸⁶ Os | 10 ⁻⁴ | Платина |
| ²³² Th | □100 | Цепочка распада | 1,40□10 ¹⁰ | ²⁰⁸ Pb | до 1% | Монацит торит, торанит, другие минералы урана |
| ²³⁵ U | 0,72 | То же | 7,04□10 ⁸ | ²⁰⁷ Pb | 1,7□10 ⁻³ | То же |
| ²³⁸ U | 99,275 | То же | 4,47□10 ⁹ | ²⁰⁶ Pb | 0,037 | То же |

Примечания:

* Типы распада: A - α-распад, B - □-распад, 2B - двойной □-распад, EC – К-захват электрона.

Жирный шрифт - случаи, которые могут быть проверены современными аналитическими методами. В том числе - жирный курсив - случаи, которые установлены в рудах месторождений Украинского щита.

Обычный шрифт - случаи изотопного обогащения с возможным образованием чистых изотопов в концентрациях, которые находятся за пределами чувствительности современных распространённых аналитических методик.

Зачеркнутый шрифт - случаи изотопного обогащения при невозможности образования чистых изотопов.

Рассмотрим три случая, для которых получены практические результаты

1. ^{187}Os . Существование ^{187}Os в естественно чистом состоянии является ярким примером рассматриваемого явления. В естественной смеси изотопов осмия содержащее ^{187}Os определяется в 1,6% [17], 1,64% [13], или в 1,96% [21]. Этот изотоп очень медленно образуется вследствие β -распада ^{187}Re (см. таблицу 1), но в минералах, которые имеют геологически значительный возраст или характеризуются высоким содержанием рения, ^{187}Os может накапливаться в относительно значительных количествах

Объективно существование в природе чистого радиогенного осмия-187 не является новым фактом. Изотопное обогащение осмием-187 рений-содержащих молибденитов впервые установлено свыше 50 лет тому назад [20]. Наличие чистого осмия-187 в рениевых рудах Джезказганского месторождения установили казахстанские ученые [11].

К сожалению, эти публикации не привлекли должного внимания исследователей, в частности в Украине, и работы по установлению здесь руд, обогащенных чистым ^{187}Os , были выполнены независимо в результате возникновения интереса к этому изотопу.

Для выявления проявлений этого изотопа были разработаны и реализованы геолого-минералогическое прогнозирование, аналитическое сопровождение и исследование кристаллохимический механизм сохранения чистого изотопа в минеральной матрице.

Ко времени начала нашей работы (1994 год) прямые данные о рениевости молибденитов Украинского щита были крайне ограничены. С помощью геологов Д. С. Гурского (Государственная геологическая служба Украины), Н. И. Попова (КП „Кировгеология”), Е. Н. Коваль (КП „Южукргеология”), собрали коллекцию молибденитов Украины. Особо ценной была помощь Е. Я. Марченко и З. Д. Сапроновой (КО УкрНИГРИ), которые передали нам не только образцы молибденитов Украинского щита, но и неопубликованные результаты их анализов на рений, выполненные преимущественно в лабораториях московских институтов. В результате в том же году удалось определить наиболее перспективное на ^{187}Os рудопоявление молибденита наибольшего возраста и одновременно наиболее обогащенного рением..

Задача аналитического сопровождения заключалась в анализе представительных проб на молибден, рений и осмий-187. По химическим

свойствам ^{187}Os вполне идентичен более распространенным изотопам этого элемента, а по массе ядра отличается от исходного ^{187}Re лишь на $6,2 \cdot 10^{-4}$ атомной единицы. Осмий-187 обычно определяют, отделяя его от ^{187}Re , например, методами термической ионизации (осмий летит при более низких температурах, чем рений). Этот метод термо-ионизационной масс-спектрометрии весьма дорог для массового опробования и не был адаптирован в лабораториях Украины.

Наиболее пригодными для наших целей оказались методы β -активационного анализа [10]. Эти методы базируются на возбуждении высоко энергетическими гамма-квантами ядерных реакций и определении концентраций стабильных нуклидов по измерениям излучения возбужденных вторичных радионуклидов. Для осуществления ядерных реакций использовались сильноточные линейные ускорители электронов ННЦ „Харьковский физико-технический Институт”.

Методы являются универсальными, относительно химической формы нахождения элементов, избирательными относительно элементов и изотопов и неdestructивными. Высокая проникаемость гамма-лучей позволяет анализировать пробы большого веса, что существенно при неравномерном распределении определяемого компонента, и предотвращает потерю рудного минерала при тонком измельчении. Это важно при исследовании руд осмий-содержащего молибденита.

Для определения всех компонентов были подобраны и осуществлены соответствующие ядерные реакции типа (β, n) или $(\beta, 2n)$.

Недостатком гамма-активационных методов является их относительно невысокие чувствительность и точность.

Концентрация молибдена определялась с чувствительностью и точностью в пределах $5 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}\%$ в зависимости от состава руды. Порог определения рения в молибдените был на уровне 1 г/т при точности 0,5 г/т. Точность определения более высоких концентраций ^{187}Os в молибдените составляла около 0,1 г/т. Эталоном служили металлические рений и осмий с естественным соотношением изотопов.

Общая концентрация осмия была проверена прецизионными хроматографическими методами О. Г. Хомутовой (Институт тонкой химической технологии, г. Москва). Ее определение близко совпало с результатами гамма-активационного анализа на ^{187}Os .

Определение изотопной чистоты ^{187}Os в молибдените (β) вели, определяя общее

содержание элемента через концентрацию одного из нерадиогенных изотопов осмия по выражению

$$\square = n_{187} - n_{\text{нрг}} / (N_{\text{нрг}} - N_{\text{нрг}} \square N_{187}) \dots (5),$$

где n – определяемые изотопные концентрации, N – теоретические относительные изотопные концентрации, индексы – 187 и нрг относятся соответственно к осмию-187 и распространенному нерадиогенному изотопу осмия.

Оригинальный метод прямого масс-спектрометрического определения осмия-187 в молибденитах был предложен и осуществлён М. Н. Набоко (Харьковский государственный политехнический университет). Он предложил использовать существующее в настоящее время соотношение изотопов рения $^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re} = 0,6$. Если в пробе, которая анализируется, соотношение этих масс было меньшим, то излишек 187-массы следовало отнести за счёт осмия-187, т.е.

$$C_{187\text{Os}} = \square^{187}\text{C} = 0,6 - ^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re}.$$

Максимальное содержание осмия-187 в молибденитах месторождения составило 28 г/т, при среднем – около 5 г/т.

Точное измерение чистоты ^{187}Os в молибденитах провели с использованием нейтронно-активационного анализа. По нашей просьбе Г. М. Колесовым (Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва) после микрохимического концентрирования, нейтронно-активационным методом был определён нерадиогенный ^{190}Os . Содержание этого изотопа измеряли по интенсивности излучения радиоактивного ^{191}Os , который образовывался в результате облучения на исследовательском реакторе по реакции $^{190}\text{Os}(n, \square)^{191}\text{Os}$. Таким способом в молибденитах ^{190}Os был определен с чувствительностью $10^{-10}\%$ при относительной погрешности 12%. По выражению (5) рассчитали чистоту ^{187}Os в молибдените из украинских руд, которая оказалась рекордной: 99,995%.

Провели исследование причин образования и удержания в структуре молибденита радиогенного осмия такой высокой чистоты. Вхождение рения в структуру молибденита имеет, прежде всего, геохимические причины. Близость размеров и строения их высокозарядных ионов, обуславливает одновременное выпадение из гидротермальных растворов этих элементов и приводит к фиксации примесных концентраций рения в молибдените.

В работе [5] показано, что изоморфизм $\text{Re}\square\text{Mo}$ в молибдените не является совершенным. Сравнительный анализ структур

дисульфидов молибдена и рения показал, что вхождение атома рения в структуру молибденита (рис.1) должно создавать определенный дефект, поскольку координационные полиэдры вокруг атомов Mo в молибдените и Re в ReS_2 (рениите) существенно различаются. Концентрация таких дефектов не может быть чрезмерно высокой, что и ограничивает масштабы замещения. Это находит подтверждение в данных электронно-микронных исследований высокорениевого молибденита Узбекистана [14]: при концентрации рения выше приблизительно 0,5% наблюдается выделение в молибдените тончайших прослоек обогащенной рением новой фазы. Это свидетельствует о предельной объемной концентрации рениевых дефектов в молибдените приблизительно 10^{20}см^{-3} .

Нерадиогенный («первичный») осмий, из-за очень низкой распространенности и отсутствия кристаллохимически восприимчивых позиций для фиксации в кристаллической решетке, попадает в молибденит в очень малых количествах (на уровне не выше $10^{-9}\%$ – по результатам анализа наших образцов). В работе Лука и Аллегра [19] впервые было установлено, что при разных вторичных изменениях естественного молибденита теряется до 60% рения при сохранении концентрации ^{187}Os .

Факт избыточной концентрации радиогенного осмия, сравнительно с рением в структуре наблюдался приблизительно в 15% исследованных нами образцов молибденитов руд Украинского щита и получил кристаллохимическое объяснение [5]. Анализ геометрии ближайшего окружения катионов в структуре молибденита и дисульфида осмия показал близость строения OsS_6 – октаэдра и «пустого» октаэдра структуры молибденита (рис.1).

Таким образом, если в результате отдачи при распаде ядра ^{187}Re или под действием нагрева, или по другим причинам возбужденный атом ^{187}Os попадает в плоскость «пустых» октаэдров структуры молибденита, его прочная фиксация в этой позиции выглядит весьма вероятной и сопровождается образованием «пустого» полиэдра в слое молибденовых призм.

Из этого примера видно, что накопление чистого радиогенного изотопа требует, чтобы кристаллическая структура и геохимическая история образования минералов были благоприятны для аккумуляции радиоактивного химического элемента и неблагоприятны для первичного вхождения в кристалл элемента, к которому относится радиогенный изотоп.

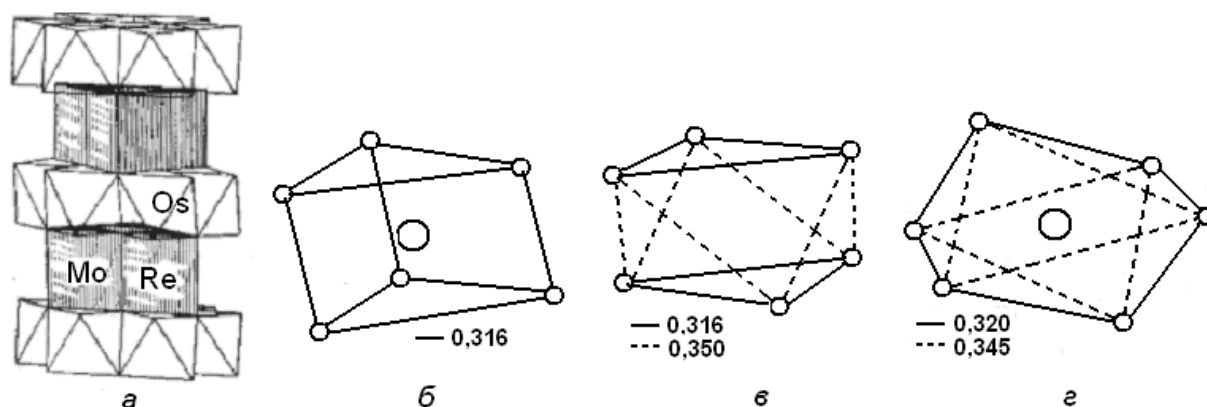


Рис.1. Структура молибденита (по Н.В.Белову [2], дополненная указанием мест локализации катионов (а) и сравнение катион-серных полиэдров б – MoS_6 – полиэдр; в – «пустой» полиэдр структуры молибденита, г – осмиевый полиэдр в структуре OsS_2 . Цифры - межатомные расстояния в нм.

Особенности атомной структуры кристалла-хозяина должны обеспечивать сохранность радиогенного изотопа.

(2) - ^{87}Sr . Накопление чистого стронция-87 в древних рубидий-содержащих минералах является одним из ярких примеров проявления рассматриваемого процесса. ^{87}Sr образуется в результате β -распада ^{87}Rb с полупериодом $4,88 \cdot 10^{10}$ лет и имеет в настоящее время изотопную распространенность 7% [17,21].

Впервые стронций, резко обогащенный радиогенным изотопом, наблюдался О.Ганом с соавторами [18] в поллуците (Карбид, Юго-Западная Африка).

Мы исследовали рубидий-содержащий биотит метасоматитов Шполян-Ташлыкского рудного района с целью установления в нем чистоты и содержания ^{87}Sr [4].

В Станковатско-Липняжском пегматитовом поле этого района маломощные прожилки (2-3 см) биотитовых слюдитов наблюдаются в экзоконтактах пегматитовых тел и внутри их, трассируя замещенные амфиболиты и их ксенолиты.

Биотит содержит повышенные концентрации редких щелочей, преимущественно рубидия. Результаты рентген-дифракционных и электронно-зондовых исследований позволили отнести изученную слюду к низко железистому биотиту структурной модификации 1М.

Микрозондовым методом было подтверждено равномерное распределение рубидия в зёрнах биотита, имевших средние размеры $1 \div 2$ мм.

Концентрации изотопов рубидия и ^{87}Sr определялась гамма-активационным методом. На сильнооточных линейных ускорителях ННЦ ХФТИ возбуждались ядерные реакции $^{87}\text{Sr}(\gamma, \gamma')^{87\text{m}}\text{Sr}$; $^{87}\text{Rb}(\gamma, n)^{86}\text{Rb}$; $^{85}\text{Rb}(\gamma, n)^{84}\text{Rb}$. Нуклиды, показанные с правой стороны,

являются радиоактивными с малыми периодами полураспада. В качестве эталонов использовались одновременно облучаемые химические соединения рубидия и стронция высокой элементной чистоты с нормальным соотношением изотопов, а также обогащенные ^{87}Sr . После активации при помощи $\text{Ge}(\text{Li})$ и чисто Ge-детекторов измерялись интенсивности аналитических линий образцов и эталонов. После соответствующего нормирования рассчитывались концентрации.

Содержание ^{87}Sr в образцах колебалось от 85 до 226 г/т, составив в среднем 104 г/т.

Ядерно-физическими методами определены концентрации рубидия, ^{87}Rb и ^{87}Sr , а рентген-флюоресцентным методом - Sr/Rb – отношение. Из этих данных получили чистоту ^{87}Sr $\sigma, \% = ^{87}\text{Sr} / \text{Sr}_{\text{общ}} \cdot 100 = 96(+4-6)$. Rb/Sr возраст минерала оценен в 2,14 миллиарда лет, что согласуется с ранее полученными результатами.

Значение изотопной чистоты подлежит дальнейшему уточнению, однако по геохимическим (относительно высокое распространение стронция) и кристаллохимическим (относительная «открытость» структуры биотита) причинам, трудно ожидать столь высокой чистоты ^{87}Sr , как это установлено для ^{187}Os в молибдените.

(3) - ^{208}Pb . Средний изотопный состав природного свинца составляет в настоящее время 1,48% $\text{Pb}-204$, 23,6% - $\text{Pb}-206$, 22,6% $\text{Pb}-207$, 52,32% $\text{Pb}-208$ [21]. Изотоп ^{204}Pb является первичным, сохранившимся со времени последнего нуклеосинтеза (~ 5 миллиардов лет тому назад). Прочие изотопы свинца являются конечными продуктами распада трёх радиоактивных семейств: соответственно: ^{206}Pb - ^{238}U ; ^{207}Pb - ^{235}U ; ^{208}Pb - ^{232}Th . Материнские радиоактивные изотопы превращаются в

стабильные ядра свинца по цепочкам распада. Их полураспад происходит соответственно за: ^{235}U – 703,8 миллиона лет; ^{238}U – 4,468 миллиарда лет; ^{232}Th – 14,1 миллиарда лет [21]. Предполагают [8], что ядро ^{232}Th также не является первичным на Земле, а образовалось при распаде „вымершего” нуклида ^{244}Pu ($T_{1/2}=76$ миллионов лет).

Изотоп ^{208}Pb в результате распада ^{232}Th в ториевых минералах не обогащается относительно средней распространённости столь сильно как рассмотренные выше изотопы. Однако, его природное обогащение, теоретически стремящееся к 100% чистоте, как выяснилось в последнее время [15], может иметь большое практическое значение. Количество вновь образованного ^{208}Pb по отношению к исходному торию растёт в зависимости от возраста в соответствии с уравнением (2) и в древнейших минералах ($\sim 3 \cdot 10^9$ лет) при сохранности должен составлять $\sim 14\%$ массовых от содержания тория.

Практически важным минеральным носителем изотопно чистого ^{208}Pb может стать монацит. В Украине монацит содержится в мелкозернистых титано-циркониевых россыпях, в том числе в разрабатываемых, в корях выветривания и в коренных проявлениях.

В настоящее время разрабатывается наиболее крупная Малышевская (Самотканская) россыпь и начата отработка Волчанской россыпи. Монацит при разработке россыпей не улавливается.

Чтобы содержать чистый ^{208}Pb монацит должен быть безурановым и не содержать первичного свинца. Как показал анализ данных работы [1] более 30% монацита Малышевской россыпи имеют низкое содержание урана и расчётную изотопную чистоту ^{208}Pb 95,7% при содержании этого изотопа 0,32% и тория -3,63%.

В последнее время при исследовании монацита проявлений, установленных Правобережной экспедицией (В.Н.Павлюк) нами с А.В.Андреевым и другими установлено, что одна из россыпей в коре выветривания и коренное проявление относятся к минералу, содержащему 9% тория, 0,85% свинца при изотопной чистоте ^{208}Pb (97,6 ± 0,1)%.

Данные предварительного кристаллохимического анализа показывают, что катионные позиции структуры монацита существенно сходны с позициями свинца в ортофосфате $\text{Pb}_3[\text{PO}_4]_3$, что должно способствовать прочному удержанию радиогенного свинца в монаците.

О практическом значении выявленных проявлений чистых изотопов

Выше упоминалось, что естественно чистые радиогенные изотопы могут быть добыты из руд по стоимости на несколько порядков меньшей требуемой для получения этих изотопов из обычной природной смеси. Относительно рассмотренных изотопов это демонстрируется данными таблицы 2.

Таблица 2. Сравнительная оценка стоимости (\$USA за 1г) и чистоты изотопов

| Осмий-187 (в скобках – чистота) | | Стронций – 87 (в скобках – чистота) | | Свинец-208 (в скобках – чистота) | |
|------------------------------------|---------------------|--|--------------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| Ок-Ридж (70,4%) | Украина (99,99%) | Ок-Ридж (91,26%) | Украина (96,4 ± 2,6)% | Ок-Ридж (77,49%) | Украина (97,6 %)** |
| 173,57 · 10 ³ * | 15** | 20,6 · 10 ³ * | 10 ** | 2,04 · 10 ³ * | 0,02** |

*Изотопы, полученные электромагнитной сепарацией [16].

**Природные из украинских месторождений (наша оценка). Оценка дана без учёта капитальных затрат на освоение месторождений. Предполагается, что эти затраты компенсируются прибылью от добычи основного сырья: молибдена, рения, лития, редких щелочей, тантала, редких земель, строительных материалов.

Возможные применения чистых изотопов, установленных в Украине сводятся к следующему.

В осмии-187 предполагалось [7] наличие в тепловой области поглощения одного или группы резонансов с отрицательной энергией, близкой к энергии связи нейтрона, что делает этот изотоп возможным хорошим отражателем нейтронов в термоядерных устройствах. Подтверждения использования этого эффекта отсутствуют.

В работе [9] предложен реальный путь использования чистого осмия-187 в гуманитарных целях для производства из этого изотопа терапевтического радиоактивного изотопа ^{186}Re . Этот изотоп может транспортировать к злокачественному новообразованию биологически активные молекулы и, закрепляясь на опухоли, содействовать её локализации и разрушению путём γ -излучения. Предполагается вырабатывать радиоактивный рений по реакции $^{187}\text{Os}(\gamma, p)^{186}\text{Re}$. Чистота исходного стабильного изотопа является фактором определяющим

чистоту радиоактивного изотопа и эффективности его действия.

Изотоп ^{208}Pb имеет ядро, характеризующееся, так называемыми, магическими значениями чисел протонов ($Z=82$) і нейтронов ($N=126$). Согласно оболочечной модели строения атомного ядра [6] эти числа отвечают заполненным ядерным оболочкам, т.е. их ядра имеют наиболее компактное и стабильное строение и характеризуются наименьшими поперечниками захвата ускоренных элементарных частиц, в частности, нейтронов.

Выбор мало поглощающих электроны материалов является важной проблемой при проектировании и строительстве реакторов и ускоряющих управляющих систем [15]. Свинец по теплофизическим свойствам является перспективным материалом для изготовления теплоносителя в энергетических ядерных реакторах. Он, например, значительно безопаснее натрия, который используется сейчас в реакторах на быстрых нейтронах [15] как низко поглощающий нейтроны материал.

Низкое поглощение нейтронов необходимо для их сохранения и экономной загрузки реакторов, а в реакторах на быстрых нейтронах также из-за возможности расширенного восстановления ядерного горючего путём трансмутации долго живущих токсичных отходов ядерной энергетики.

Расплав свинца, обогащенного до 97–99% стабильным изотопом свинца-208, может рассматриваться как теплоноситель с новыми потребительскими свойствами для ядерно-энергетических установок [15]. Он может иметь преимущества перед другими, ныне применяемыми или предлагаемыми теплоносителями: натрием, природным свинцом, эвтектикой свинец-висмут, ртутью и другими легкими и тяжелыми металлами.

Основное преимущество свинца-208 заключается в его способности мало поглощать нейтроны.

Другим преимуществом свинца-208 является высокий порог потерь энергии при неупругих столкновениях нейтронов с ядром

Показано [15], что малое поглощение и слабое замедление нейтронов в таком теплоносителе позволяют получить выигрыш в эффективном коэффициенте размножения нейтронов критического реактора или подкритического blankets, и тем самым минимизировать начальную загрузку реакторов ядерным топливом, сэкономить энергетический плутоний или снизить требования к управляющей

мощности пучка протонов в подкритических системах.

Возможность использования свинца-208 в реакторостроении определяется его ценой, которая в настоящее время достаточно велика из-за высокой стоимости разделения изотопов. Открытие источников природного высокообогащённого ^{208}Pb позволяет надеяться на возможность получения природного продукта по цене, значительно более низкой (24–30\$/кг), чем требуется для его экономически оправданного (~200\$/кг [17]) использования.

Выводы

Перспектива практического использования установленных в Украине чистых изотопов, прогнозируемая низкая себестоимость их получения при значительных ресурсах: сотни кг – первые тонны для первых двух примеров и десятки – сотни тонн для ^{208}Pb позволяют говорить о наличии в Украине нового вида полезных ископаемых – руд чистых редких изотопов.

1. Андреев А.А.. Возраст, геохимические особенности и возможные источники происхождения монацита территории Украины. Дисс. учёной степени кандидата геол. наук. Киев-2011, 190 стр.
2. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии.-Москва, Недра, 1976 – 293 с.
3. Бортнянский А.Л., Демидов В.Л., Мотовилов С.А., Подтыкан Ф.П., Савченко Ю.И., Усанов В.А., Юдин А.М., Яценко Б.П.. Экспериментальный лазерный комплекс для разделения изотопов свинца посредством селективных фотохимических реакций//Сборник докладов X-ой Международной научной конференции «Физико-химические процессы при селекции атомов и молекул», 3-7 октября 2005 года, г. Звенигород, Россия. Москва: ЦНИИатоминформ, 2005 г., с. 76-82, (ISBN 5-85389-122-7).
4. Вальтер А.А., Дикий Н.П., Ерёменко Г.К., Ляшко Ю.В., Андреев А.В., Писанский А.И. Рубидиевый биотит – минеральный носитель чистого изотопа стронций-87//Доповіді НАН України, 2001, №, стор. 102-106.
5. Вальтер А.А., Писанский А.И., Подберезская Н.В.. Кристаллохимический фактор прочности удержания радиогенного ^{187}Os в структуре рениеносных молибденитов// Доповісds НАН України, 2007, № 12. - Стор. 107-110.
6. Вальтер А.К., Залюбовский И.И. Ядерная физика. 4-е издание. чарьков:Основа, 1991. – 479 стр.
7. Ворона П.Н., Вертепный В.П., Кальченко А.И. и др.. Исследование взаимодействия медленных нейтронов с радиогенным изотопом ^{187}Os // Стабильный изотоп осмий-187 в научных исследованиях. – С.14-22. – Алма-Ата: Издательство „Наука” Казахской ССР. –1984. – 87 с.

8. Гайсинский М., Адлов Ж. Радиохимический словарь элементов. – М.Атомиздат.1968. – 255 стр.
9. Дикий Н.П., Довбня А.Н., Ляшко Ю.В. и др. Производство рения-186,188 посредством фотоядерных реакций на осмии // Тезисы докладов VI Конференции по физике высоких энергий, ядерной физике и ускорителям. 25-29 февраля 2008 г Харьков // ННЦ «ХФТИ» НАН Украины. –Харьков,2008. – С.47.
10. Дикий Н. П., Молот А. Н., Боровлёв В. И., Заболотный В. Д. Ляшко Ю. В., Медведева Э. П., Шляхов Н. А., Уваров В. Л., Федорец И. Д., Вальтер А. А., Сторижко В. Э. Гамма – активационный анализ ^{187}Os в молибденитах// Вопросы атомной науки и техники, сэр. «Ядерно - физические исследования».- 1999,- 33,№ 1. – С.64-65.
11. Калинин С.К., Файн Э.Е., Егизбаева К.Э. Стабильный изотоп осмий-187. Изд-во “Наука” Казахской ССР. Алма-Ата, 1975.
12. Рудник В.А., Собонович Э.В. Ранняя история Земли. - М: Недра,1984,-349 с.
13. Собонович Э.В., Бартницкий Э.Н., Цюнь О.В., Кононенко Л.В. Справочник по изотопной геохимии. Москва: Энергоиздат, 1982.- 241 стр.
14. Турсебеков А.Х. Высокоренистый молибденит // Новые данные о минералах Узбекистана. – Ташкент: ФАН. – 1989. – С.44-46.
15. Хорасанов Г.Л., Блохин А.И., Вальтер А.А. Возможное использование свинца, обогащённого свинцом-208, из торий – содержащих руд и минералов для нужд атомной энергетики// Известия ВУЗов „Ядерная энергетика”,2012,№ 2, стр. 26-38.
16. Electromagnetically Separated (EM) Stable Isotope Prices. Oak Ridge National Laboratory, USA, 5 p.
17. Henderson P., Henderson G.M. The Cambridge handbook of Earth science data. Cambridge University Press, 2009, 277 p.
18. Hahn O., Strassmann F., Mattauch J., Ewald H. // Naturwiss.- 1942.-H.30.-P.541.
19. Luck J.M, Allegre C.J. The study of molybdenites through the $^{187}\text{Re} - ^{187}\text{Os}$ chronometer// Earth and Planetary Sci.Lett.1982.– V.61. – P. 291-296.
20. Merz E., Herr W.F. In: “Microdetermination of Isotopic Abundance by Neutron Activation”. Progress in Nuclear Energy. Series IX, Analytical Chemistry, 1959,- vol.1, p.137-144.
21. Parrington J. R, Knox H. D.,Breneman S.L, Baum E. M., Feiner F (revised by. Baum E. M, Knox H.D and Miller T. R. Nuclides and Isotopes. Sixteen Edition. Lockheed Martion Corporation. 2002 - 89 P.
22. Sublet J-Ch., Noy R.C. Nuclear Data for production of Therapeutic Radionuclides. IAEA. INDC. Vienna, Austria, 2004.- 45 p.
23. Valter A.A., Storizhko V.E.,Dikiy N.P, Dovbnya A.N., Yu.V.Lyashko Yu.V and Berlizov A.N.. Nuclear-Analytical and Mineralogical Principles and Techniques for Prediction and Investigation of the Native-Pure Rare Isotope Occurrence//Problems of Atomic Science and Technology, 2005, N 6. Series:Nuclear Physics Investigations (45), p.142-145.

The pure native rare isotopes : origin, mineral carriers and practical significance

A.A.Valter

All the possible cases of accumulation in mineral matrixes the pure radiogenic rare isotopes were deduced. The conditions of realization of this effect were examined. Three cases of such isotopes appearances are discovered in Ukraine: ^{187}Os in molybdenite (av. ~ 5 ppm, isotopic purity >99,99); ^{87}Sr in magnesium reach 1M biotite (av.~ 100 ppm, isotopic purity- 96(+4-6)%); ^{208}Pb in monazire (av. 0.85%, isotopic purity- 97.6(±0,1). The origin, resources, economics and using of these native pure isotopes are predicted.

РОЛЬ ФЛЮИДОВ В СУЛЬФИДНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ И ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Викентьев И.В.¹, Викентьева О.В.¹, Люо ЖаоХуа², Су ШанГуо²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

²School of Earth Sciences and Resources, Beijing, China

Вопрос о систематике рудных месторождений и соответствующих процессов рудообразования является ключевым в учении о полезных ископаемых. Важнейший вклад здесь внес В.И.Смирнов, создавший стройную систему взглядов, легшую в основу классической «Геологии полезных ископаемых» (неск. изд., 1964...1988). Генетической классификации залежей минерального сырья В.И.Смирнов уделял серьезное внимание. Сначала он предложил собственную классификацию гидротермальных месторождений и затем расширил ее, охватив все типы полезных ископаемых магматогенной природы и преобразованных (или образованных) метаморфизмом и экзогенными процессами.

В *магматогенную* серию он включил месторождения магматического, пегматитового, карбонатитового, альбититового, грейзенового, скарнового, гидротермального и колчеданного классов, в формировании руд которых преобладают эндогенные (глубинные) источники вещества. Руды месторождений большинства указанных классов являются источником получения Au, Cu, Zn и Pb, но среди них преобладают *гидротермальные* (Au) и *колчеданные* (Cu, Zn и Pb) месторождения. Взгляды на происхождение образующих их гидротермальных флюидов широко варьируют как в отечественной, так и в китайской геологической литературе [8,13,19,24,33,35,39].

Существует большое разнообразие классификаций *золоторудных* месторождений, построенных на генетической, геодинамической, рудно-формационной основах. Особенно много их было создано в СССР и России [1,8,16,19,21,23 и мн. др.]. В табл. 1 представлена их упрощенная классификация, выполненная на рудно-формационной основе и учитывающая количественную роль Fe-As- и Fe-сульфидов, обычно высоко золотоносных, в рудах. Систематика колчеданных и собственно золоторудных месторождений Урала (табл. 2), выполненная на геодинамической основе, по сути, также является рудно-формационной [9].

Большое число выявленных золоторудных месторождений и множественность их типов,

обусловленная разнообразием рудовмещающих геологических формаций и условий минералообразования, сложностью истории геологического развития, породило широко варьирующие представления об их происхождении [8,16,19,35]. Особенно проблематичным является вопрос об источниках воды, металлов и других компонентов рудообразующих флюидов. Косвенные признаки, преобладающие в его решении, неоднозначны, часто конвергентны. Авторы настоящей статьи близки в признании важнейшей роли магматизма в формировании месторождений, поддерживаемой как геологическими взаимоотношениями, так и геохимическими индикаторами: соотношениями стабильных (S, O, H, C) и радиогенных (Pb, Sr) изотопов, данными флюидных включений и распределению РЗЭ для руд и метасоматитов.

В **Китае** разнообразие классификаций обсуждаемых месторождений меньше, но то же нет единодушия. Современный подход к подразделению золоторудных месторождений, отраженный в табл. 3-5, был разработан Комиссией КНР по благородным металлам в 80-х гг. минувшего века [26]. Наметившийся в последние два десятилетия настойчивый «экспорт» из англоязычной литературы представлений об «орогенных» месторождениях золота [29,39], включивших с себя львиную долю из сотен месторождений Китая, сыграл скорее отрицательную роль. Вне поля «орогенных» остались золоторудные месторождения типа карлин, золото-порфировые и эпitherмальные, незначительные в количественном отношении. Однако углубленные исследования, в частности по геохимии РЗЭ, для «орогенных» месторождений показывают признаки их генетической связи с гранитоидным магматизмом [28].

Колчеданные месторождения

В колчеданном рудообразовании существует различие взглядов на относительную роль разных эндогенных факторов, хотя эпоха острых дискуссий (особенно в 70-х гг. в СССР) прошла. Авторы едины в признании

Таблица 1. Классификация золоторудных месторождений эндогенной серии (на основании [23], с доп.)

| Класс | Рудная формация | Месторождение | Fe-сульфиды* | Арсенопирит* |
|-------------------------------|----------------------------------|--------------------------------------|---|--------------|
| Скарновые | Au-Q-сульфидная | Ольховское | + | |
| | Au-As- сульфидная | Никел-Плейт | + | + |
| Плутоногенные гидротермальные | Au-кварцевая | Ашанти | | + |
| | | Мурунтау | | + |
| | | Бендиго | | + |
| | | Наталка | | + |
| | Au-As-сульфидная | Олимпиада | + | + |
| | | Кочкарь | + | + |
| | Au-Q-сульфидная | Колар | + | + |
| | | Березовское | + | |
| | Au-Sb-Hg | Карлин | | + |
| | | Воронцовское | | + |
| | Au-Sb | Сентачан Сарылах | | + |
| Вулканогенные гидротермальные | Au-адуляр-Q | Балей Поркьюпайн Раунд Маунтин | Au-Q-халцедон-сульфидная Au-Ag-Q-адулярная Au-полисульфидно-Q | |
| | Au-полиметаллическая колчеданная | Баймакский район (Ю.Урал) | + | |
| Метаморфогенные | Au-малосульфидная черносланцевая | Сухой Лог | | + |
| | Au-железисто-кварцитовая | Хоумстейк | | + |
| | Au-U | Витватерсранд | + | |

* - Символом «+» указана повышенная роль сульфидов Fe и арсенопирита в рудах

преобладающей роли глубинных факторов в колчеданообразовании. В то же время роль метаморфизма в преобразовании и новообразовании колчеданных залежей, наиболее полно продемонстрированная на примере ряда месторождений Рудного Алтая [15,24], а также для многих других регионов [25,30 и др.], для месторождений Китая (например, Дахе в поясе Сяосиньлин [30]) и Урала еще следует дополнительно обосновать (последнему вопросу посвящена самостоятельная статья в настоящем сборнике). Остановимся подробнее на исследовании колчеданных месторождений **Урала**. Пик интереса к ним пришелся на 60-70-е годы прошлого столетия, когда были открыты и активно разведывались крупнейшие рудные районы Южного Урала, широкие перспективы которого на колчеданные руды, обнаружили перед самой войной. По инициативе В.И.Смирнова была сформирована и в 62-68 гг. активно работала Уральская экспедиция незадолго до этого созданной им кафедры месторождений полезных ископаемых геологического факультета МГУ, здесь

трудился Г.Ф.Яковлев, Т.Я.Гончарова, С.М.Кропачев, В.И.Старостин, Н.И.Еремин, В.В.Авдонин, Ю.С.Бородаев и др. Именно в этот период полностью оформился «колчеданный» крен исследований многих сотрудников кафедры и сформировалось ее нынешнее ядро. Колчеданные месторождения были в центре внимания сотрудников ЦНИГРИ (М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, Н.В.Петровская, Е.П.Ширай, М.И.Вахрушев, В.С.Требухин, А.Г.Волчков, О.В.Минина, А.Н.Барышев и мн. др.), ИГЕМ РАН (А.Н.Заварицкий, А.В.Пэк, Т.Н.Шадлун, В.П.Логинов, В.Л.Русинов, А.А.Филлимонова), ИМГРЭ (Л.Н.Овчинников, Р.И.Лутков, В.Д.Баранов), ГЕОХИ РАН (Э.Н.Баранов, В.С.Карпущина), ИГиГ УрО РАН (С.Н.Иванов, П.Я.Ярош, Ф.П.Буслаев, В.П.Молошаг), ИГ Баш ФАН (Г.Н.Пшеничный, И.Б.Серавкин, В.Н.Скуратов, С.Е.Знаменский) и крупных коллективов ПГО «Уралгеология» (Б.А.Попов, В.А.Прокин, Е.С.Контарь, Г.В.Петров и мн. др.). В основе их генетических представлений были

Таблица 2. Золотоносные колчеданные и собственно золоторудные месторождения Урала (по [9] с изменениями)

| Геодинам. обстановки | Рудолокализирующие палеоструктуры | Рудоносные геологические формации | Формационный тип оруденения | Околорудные метасоматические формации | Примеры месторождений |
|-------------------------------|--|---|--|---|---|
| Эпиконтинентальный рифтогенез | Грабены, региональные разломы, вулканические интрузивные пояса | Черносланцевая | Au-сульфид-кварцевый* | Березит-лиственитовая, кварц-серицитовая | Авзян |
| | | Альпинотипная ультрабазитовая | Au-магнетитовая* | Антигоритовая | Каганское |
| | | Дациит-риолитовая, | Au-сульфидный | Березит-лиственитовая, кварц-серицитовая | Дальнее, Лемвинское |
| | | Базальт-андезитовая | | | Неяюское |
| Океанич. спрединг | Внутриокеанические разломы | Дунит-гарцбургитовая (альпинотипная) | Au-хлограпитовый* | Хлограпиты (хлорит+гранат+пироксен) | Золотая гора |
| Островные дуги | Энсиматические вулканические пояса, островные дуги, междуговые депрессии | Риолит-базальтовая | Cu-Zn-колчед. Au-носный (уральск. тип) | Кварц-серицитовая, березит-лиственитовая | Гайское, Сафьяновское, Узельгинское, Сибайское, Учалинское, Гарньерское* |
| | | Андезит-дацитовая (извест.-щелочная) | Au-Ba-Cu-Zn-колчед. (баймакский тип) | Кварц-серицитовая, редко березит-лиственитовая | Бакр-тау, Березовогорское, Джусинское, Галкинское |
| | | Андезит-дацитовая (толеитовая) | Au-полиметаллический | Березит-лиственитовая | Муртыкты |
| Активная окраина | Надсубдукц. вулканоплутонич. пояса | Тоналит-гранодиоритовая, габбро-гранитная | Au-сульфидно-кварцевый | Березит-лиственитовая | Березовское, Кочкарское |
| | Главный коллизионный шов | Гранитная | Au-сульфидный | Березит-лиственитовая | Миндякское |
| | Блоки скупивания, гранитизации, тектонические швы аккреции-коллизии | Габбро-диабазовая, гранитоидная | Au-сульфидно-теллуридн. Au-сульфидно-реальгаров. | Эйситовая, березит-лиственитовая, кварц-серицитовая, аргиллизитовая | Светлинское, Воронцовское, Гагарское, Тамуньер |
| | | Черносланцевая | Au-сульфидно-кварцевый | | Кумакское |

Прим. Выделены наиболее важные месторождения. * - преимущественно метаморфогенно-гидротермальные системы.

данные детального геологического картирования, прежде всего, на основе документации большого числа керновых скважин, геолого-структурного и минералогического картирования – всего того, что в настоящее время становится все менее масштабным, если вообще проводится.

Урал – крупнейшая колчеданосная провинция Земли, включающая до 1.8 млрд. т медных и медно-цинковых сульфидных руд (около 60 млн. т цветных металлов), которые находятся в разных структурно-формационных зонах (рис. 1). Колчеданосные районы расположены в основном вдоль восточного склона Урала, в пределах узкой

субмеридиональной полосы зеленокаменно-измененных пород островодужной базальт-риолитовой ассоциации, которые формировались в течение двух циклов - силурийского и девонского. В **Тагильской мегазоне** на Среднем Урале характер и обстановка базальтоидного вулканизма изменялись во времени. В O_3-S_1 доминировал эффузивный вулканизм в подводной обстановке (подушечные лавы и гиалокластиты кабанского и красноуральского комплексов). Эти известково-щелочные (с толеитовыми чертами) серии O_3-S_{1-2} включают средне-мелкомасштабные Zn-Cu (+Au, Ag) колчеданные месторождения Кабанское,

Таблица 3. Классификация золоторудных месторождений Китая*

| Генетическая группа | Геологическая формация | Рудная формация | Месторождения |
|---|---|--|--|
| Магматогенно-гидротермальная | Гранитная, малых интрузий | Au-сульфидная, Au-кварцевая | Хэбэй, Йинань Линлун, Цзяоцзы |
| Осадочно-метаморфическая | BIF (железисто-кварцитовая), терригенные породы с конгломератами PR ₁ | Au-сульфидная, Mn-сульфидная | Дунфэншань |
| Метаморфогенно- (магматогенно?) гидротермальная | Метабазальты AR | Au-сульфидная | Цзяпигоу, Цзиньчанью, пояс Сяосинлин |
| | Карбонатные и вулканогенно-осад. к-сы PR ₁ , C-P | Pb-Zn-Ag-Au, Au-сульфидная, W-Sb-Au, Au-As | Байюшань, Йиндунпо, Воси |
| Термального выщелачивания (типа Карлин) | Терригенно-карбонатные комплексы PR, PZ | Au-As-Hg | Баньси |
| Вулканогенно-гидротермальная | Метаморфические, терригенные, пирокластические породы | Au-порфировая Au-Ag-Cu Au-Ag | Туаньцзиегоу Цзиньюаши Цивэйгоу, Чжилинтоу |

* табл. 3-5 выполнены на основании обзора [26] и данных [31].

Таблица 4. Магматогенно-гидротермальные золоторудные месторождения Китая

| Тип | Подтип | Примеры |
|--|---|---------|
| Связанные с анатектическим гранитным магматизмом | Постмагматический гидротермальный | Хэбэй |
| | Контактово-метасоматический гидротермальный | Йинань |
| Связанные с мигматизированными гранитами | Au-кварцевый жильный | Линлун |
| | Минерализованных зон дробления | Цзяоцзы |

Таблица 5. Классификация метаморфогенно-(магматогенно-) гидротермальных золоторудных месторождений Китая

| Вмещающие комплексы | Рудная формация | Примеры |
|---|-----------------------------|----------------------|
| В древних метабазальтах | Au-сульфидная, Au-кварцевая | Цзяпигоу, Цзиньчанью |
| | Au-сульфидная, Au-кварцевая | пояс Сяосинлин |
| В карбонатных и вулканогенно-осадочных комплексах PR ₁ | Au-сульфидная | Йиндунпо |
| | Pb-Zn-Ag-Au | Бэйюньшань |
| | W-Sb-Au | Воси |

Красногвардейское, Ольховское, Сан-Донато [7,11]. В дальнейшем базальтоидный вулканизм эффузивно-эксплозивного типа проходил в подводной (S₁L₃-S₂) и в подводно-субаэральной (S₂p-D₁l) обстановках. В целом базальтоидный вулканизм (O₃-D₁) мегазоны развивался от однородного толеитового к дифференцированному известково-щелочному и к субщелочному шошонитовому. На основании изотопно-геохимических данных выявлена тенденция к уменьшению доли коровой компоненты в материнских расплавах пород именновской свиты по сравнению с вулканитами кабанской свиты, что может свидетельствовать о возрастающей роли мантии в ходе эволюции вулканизма Тагильской мегазоны Урала [12]. Существенно мантийная природа рудного вещества подтверждена в результате изотопных

анализов свинца галенита колчеданных залежей [4,27].

Рудоносные островодужные формации **Магнитогорской мегазоны** образовывались в течение трех вулканических циклов: D₁e-D₂e; D₂e-gv и D₃f-fm. *Эмско-эйфельская* островодужная система в западном крыле мегазоны представлена рудоносной баймак-бурибаевской (D₁e) и ирендикской (D₁₋₂) свитами [5,20]. Вулканогенные комплексы баймак-бурибаевской свиты вмещают в районах распространения базальтовых и контрастных комплексов медноколчеданные (Zn<Cu) месторождения (Бурибайский, Гайский районы), а в Баймакском районе с широким развитием вулканогенных пород непрерывной формации с большими объемами кислых вулканитов – колчеданно-полиметаллические (Pb-Zn-Cu-Au-

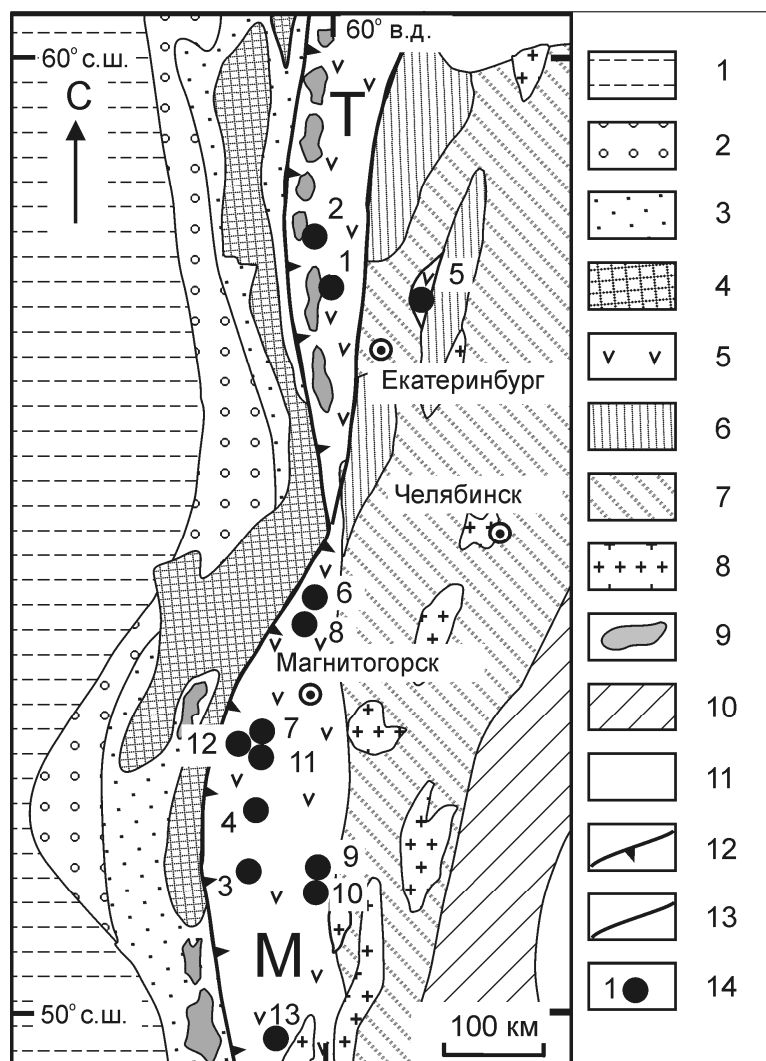


Рис. 1. Схема геологического строения Среднего и Южного Урала, на основе [17,18] и положение некоторых изученных колчеданных месторождений.

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский прогиб; 3 – Западно-Уральская зона; 4 – Центрально-Уральское поднятие; 5 – Тагильская (Т) и Магнитогорская (М) зоны; 6 – тектонические фрагменты континентальной коры; 7 – Восточно-Уральская зона; 8 – гранитные массивы; 9 – ультраосновные массивы; 10 – Зауральская зона; 11 – Западно-Сибирская платформа; 12,13 – крупнейшие зоны тектонического нарушения: 12 – Главный Уральский разлом; 13 – Серовско-Маукская зона разломов; 14 – колчеданные месторождения: 1) Сандonato; 2) Кабан; 3) Гайское; 4) Октябрьское; 5) Сафьяновское; 6) Учалинское; 7) Сибайское; 8) Им.ХІХ Партсъезда; 9) Джусинское; 10) Барсучий Лог; 11) Бакр-Тау; 12) Уваряж; 13) Коктау (им. 50-летия Октября).

Ag-баритовые) месторождения. В восточном крыле мегазоны накапливались сначала предостроводужные рифтогенные базальтовый (Cu-Co месторождения Домбаровской группы) и риолит-базальтовый комплексы, а затем островодужные рудоносный базальт-андезит-дацит-риолитовый (колчеданно-полиметаллические месторождения Барсучий Лог, Джусинское) и андезито-базальтовый комплексы.

Формирование *эйфельско-живетской* островодужной системы (карамалыташская D_2e-gv_1 и улутауская D_2gv свиты) шло в следующей последовательности: а) образование базальтов низов карамалыташской свиты в результате задугового спрединга; б) формирование субмаринных риолит-базальтовых колчеданосных вулканических поднятий; в) смещение вулканизма на восток и формирование живетской андезито-базальтовой островной дуги. Образование *позднедевонских* (франских и фаменских) островодужных комплексов, представленных калий-натриевой базальт-

андезибазальтовой (D_3f) и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой (D_3fm) формациями, отвечало зрелой островодужной обстановке [10,20].

Локализация колчеданных месторождений Ю.Урала определяется, прежде всего, палеовулканическим контролем: сульфидные залежи локализованы в мощных полно или контрастно дифференцированных базальт-риолитовых сериях. Приуроченность крупных колчеданных месторождений определялось локальными депрессионными структурами (троги и кальдеры) в пределах длительно развивающихся вулканических поднятий. Рудные тела обычно тяготеют к верхам эффузивной пачки (или экструзивного тела) кислого состава, перекрытой или непосредственно базальтами, или маломощным горизонтом осадочных (тонкослоистых) вулканомиктовых, иногда с известняками) пород и затем мощной базальтовой пачкой. В образовании локальных рудоносных вулканотектонических структур колчеданных

месторождений ведущая роль принадлежала деформациям поперечного изгиба на фоне латерального растяжения.

Девонский вулканогенный разрез *Учалинско-Александринской рудной зоны*, представляющий островодужную ассоциацию, также демонстрирует смену во времени натриевых вулканитов щелочными с увеличением доли осадков. Строение зоны определяется сочетанием линейно вытянутых (ССЗ) щитовых базальтовых вулканов и нескольких поколений изометричных риодацитовых куполов, в том числе осложненных кальдерами. Оруденение представлено прерывистой цепью месторождений (с юга на север) Александринского, Верхнеуральского и Учалинского рудных районов. Колчеданные руды приурочены к трем уровням верхней подсвиты карамалыташской свиты, соответствующим верхам вулканических ритмов и подчеркнутых горизонтами вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Здесь было проведено комплексное изучение расплавных включений в фенокристаллах кварца [3,6]. Среднее содержание воды в кислых расплавах Верхнеуральского рудного района составило 2.9 мас. %. Анализ двух стекол на ионном микрозонде показал 4.6 и 4.7 мас. % H_2O . Концентрация Cl варьировала от 0.01 до 0.28 мас. % (при среднем значении 0.13 мас. % для 50 включений), концентрация F – от 0.0 до 0.42 мас. % (при среднем значении 0.09 мас. % для 37 включений). По данным анализа 13 расплавных включений, среднее содержание серы составило 0.025 мас. %. Для двух включений магматического стекла, помимо определения петрогенных элементов, Cl и F, на ионном микрозонде определены концентрации элементов-примесей. Метод LA-ICP-MS выявил обогащение стекла расплавных включений металлами (г/т): Cu – 1100, Zn – 1400, Pb – 258, Ag – 40, Au – 1.3 (табл. 6) [3].

Исследования расплавных включений в фенокристаллах кварца пород кислого состава из магматических комплексов проводились также на медно-колчеданном месторождении Яман-Касы на Южном Урале [22]. Расплавы в кварце риолитов этого месторождения – более низкотемпературные ($T_{\text{гом}} = 910\text{--}940^\circ\text{C}$). Они принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов и риолитов, обладают пониженными содержаниями K (до 0.9 мас. %), F (≤ 0.05) и невысокими концентрациями Cu (13–74 г/т) по сравнению с расплавами Верхнеуральского рудного района. К сожалению, данные по другим рудообразующим металлам для кислых

расплавов, с которыми связаны колчеданные залежи, в опубликованных работах отсутствуют. Близкие к колчеданным месторождениям содержания меди установлены в силикатных расплавах медно-порфировых рудообразующих систем, верхние пределы которых по разным месторождениям составляют 450–7000 г/т (Simonov *et al.*, 2010). Содержания воды в расплавах кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района близки к содержаниям во включениях месторождения Яман-Касы. По характеру распределения РЗЭ графики для расплавов Верхнеуральского рудного района близки к спектрам расплавов месторождения Яман-Касы, но не имеют Eu-минимума. Различия рудоносных расплавов обусловлены разными палеогеодинамическими условиями формирования: месторождение Яман-Касы образовалось в условиях задугового бассейна, месторождения Верхнеуральского рудного района – в пределах энсиматической островной дуги [11,22].

Криометрические исследования флюидных включений проводились в минералах руд (кварце, барите, клейофане) и метасоматитов на Чебачьем, Узельгинском, Западно-Озерном, Учалинском месторождениях [6]. На месторождениях Верхнеуральского рудного района по дискретному распределению $T_{\text{эвт}}$ установлено преобладание двух типов растворов. Наиболее распространены растворы типа I с $T_{\text{эвт}}$ от -8.4 до -12.5°C и концентрацией солей 2.6–10 мас. %-экв. NaCl – преимущественно в зонах рудоподводящих каналов в подрудных породах и в рудах, большинство характеризуется $T_{\text{гом}} = 140\text{--}240^\circ\text{C}$. По $T_{\text{эвт}}$ эти растворы могут рассматриваться как хлоридные существенно калиевые. Это подтверждает связь растворов I типа с зонами калиевого метасоматоза (серицит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых пород). Вероятно, хлоридно-калиевые растворы I типа – первично-магматические. Реже устанавливается участие в рудообразовании хлоридных ортомагматических растворов кальций-натриевого ($T_{\text{эвт}} = -57 \dots -58^\circ\text{C}$, $C_{\text{солей}} = 21.5\text{--}22.8$ мас. %-экв. NaCl) или магний-натриевого ($T_{\text{эвт}} = -33 \dots -30^\circ\text{C}$).

Тип растворов II обособляется по $T_{\text{эвт}} = -18 \dots -23.5^\circ\text{C}$ ($C_{\text{солей}} = 2.3\text{--}10.7$ мас. %-экв. NaCl), состав их может интерпретироваться как хлоридный с преобладанием Na. Растворы II типа развиты в основном в метасоматитах фланговых зон месторождений. Основу этих хлоридных растворов существенно Na-состава составляет, по-видимому, морская вода, трансформированная при ее просачивании через.

Таблиця 6. Концентрація металів в магматическом флюїді ($C_{\text{фл}}$) і расплаві ($C_{\text{распл}}$) і коефіцієнт розподілення (K_d) для сосуществующих магматического флюїда і расплава, по данным LA-ICP-MS расплавных і флюїдных включений во вкрапленнике кварца, г/т

| Елемент | $C_{\text{фл}}$ | $C_{\text{распл}}$ | K_d (флюїд/расплав) | Елемент | $C_{\text{фл}}$ | $C_{\text{распл}}$ | K_d (флюїд/расплав) |
|---------|-----------------|--------------------|-----------------------|---------|-----------------|--------------------|-----------------------|
| Cu | 1431 | 1056 | 1.36 | Ce | 6.3 | 494 | 0.01 |
| Zn | 268 | 1390 | 0.19 | Nd | 1.9 | 31.7 | 0.06 |
| Ga | 5.4 | 36.7 | 0.15 | Ta | 0.06 | 0.10 | 0.61 |
| As | 17.4 | 4390 | 0.004 | W | 1.2 | 9.7 | 0.12 |
| Ag | 11.2 | 39.4 | 0.28 | Au | 8.1 | 1.27 | 6.38 |
| Cd | 23 | 34.3 | 0.67 | Pb | 59.6 | 258 | 0.23 |
| Sn | 71.6 | 123 | 0.58 | Bi | 7.1 | 12.5 | 0.57 |
| Ba | 30.6 | 455 | 0.07 | U | 0.33 | 30.9 | 0.01 |

вмещающие вулканические породы. Рудообразующие флюиды имеют высокие давления – 1.0–0.5 кбар, что указывает на субвулканические (существенно ниже морского дна) условия минералообразования

Высокая соленость флюидов: 1) может отражать непосредственное участие в системе отделившегося от магмы высокосолевого флюида (рассола); 2) также может быть следствием фазовой сепарации магматического флюида (фиксируемой по гетерогенезации) с отделением от него высокоминерализованного флюида при продвижении, сопровождаемом падением давления, вверх от магматического очага в зону рудоотложения. Фазовая сепарация флюида рассматривается в настоящее время как один из основных механизмов, контролирующих химический состав флюида в субмаринных гидротермальных системах [2].

По данным изотопного состава Н и О серицита из подрудных метасоматитов, предполагается заметный вклад морской воды в состав минералообразующих флюидов при возрастании роли магматогенной воды в центральных зонах рудоподводящего канала и с глубиной. Двойственная природа флюидов с преобладанием магматического источника подтверждена анализом изотопов S, C, O, Sr [6]. Магматические флюиды, по последним данным [36], являются основным источником цветных и благородных металлов современных и древних сульфидных построек окраинно-океанических островодужных систем.

Анализ изотопного состава Pb галенита колчеданных залежей Урала, выполненный новым, наиболее точным методом MC-ICP-MS [4,27], обнаружил его взаимосвязь с геохимической специализацией руд (Рис. 2). Более «примитивный» вулканизм нашел свое отражение в Cu и Cu(Zn) профиле силурийского

и отчасти девонского оруденения. Более «зрелый» вулканизм, а также, вероятно, заимствование материала из древнего фундамента обусловили более заметные известково-щелочные тенденции вулканических серий и полиметаллический состав руд (с большей ролью Pb, Au, Ag).

Точки изотопных составов свинца месторождений силурийского возраста Сан-Донато и Кабан вместе с девонской минерализацией Сафьяновского месторождения образуют линейный тренд, который в области менее радиогенного изотопного состава свинца приводит к полю, отвечающего источнику деплетированной мантии типа DMM-A. Повышенная основность коры (вследствие резкого преобладания базитов в составе фундамента прогиба) нашла свое отражение в пониженных значениях для изученных образцов галенита параметра $\mu_2 = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$, варьирующих в пределах 9.3–9.6, вплоть до величин, близких к мантийным [27].

Среди колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны наиболее радиогенным является, судя по всем трем изотопным отношениям, свинец руд полиметаллических месторождений Теренсайского района (Джусинское, Барсучий Лог) и Cu-Zn Сибайского месторождения, на которых вмещающие толщи сложены наиболее дифференцированными вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии и вулканогенно-осадочными породами. Причины высоких значений изотопных отношений свинца для Сибая могут быть связаны с повышенной мощностью осадочно-вулканогенных толщ палеозоя и с пониженной мощностью гранулитобазитового слоя, а для месторождений Теренсайского района – с их приуроченностью к

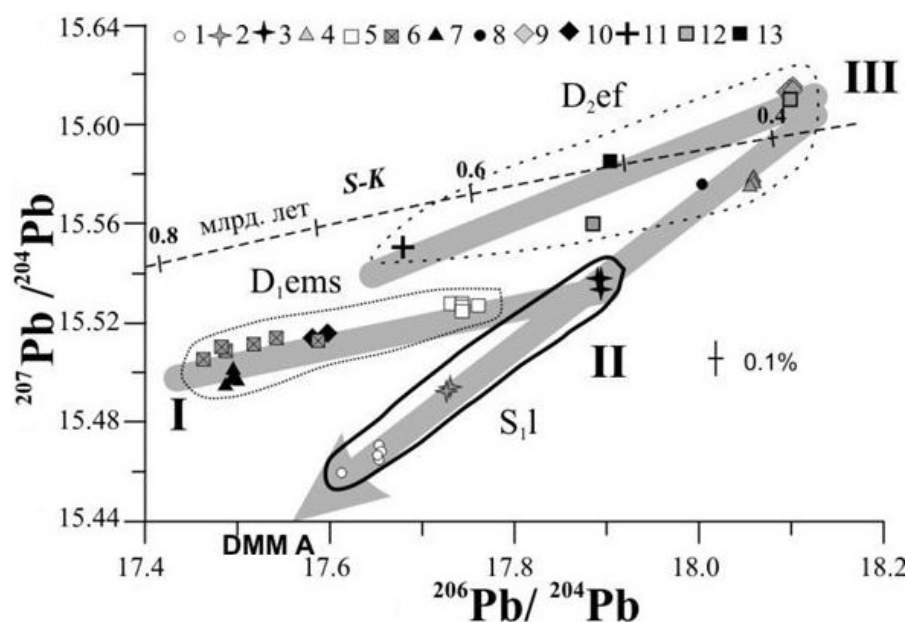


Рис.2. Диаграмма корреляции изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в свинце галенита колчеданных месторождений и рудопроявлений Среднего и Южного Урала (по [4] с дополнениями). 1-4 - Средний Урал: 1 - Сан-Донато; 2,3 - Кабанское поле (2- прожилок в дайке S_{2ld} ; 3 - Сев.Кабан); 4- Сафьяновское; 5-13 - Южный Урал: 5 - Гайское; 6 - Бакр-Тау; 7 - Октябрьское; 8 - Сибайское; 9- Джусинское; 10 - Северный Уваряж; 11 - Учалинское; 12 - Барсучий Лог; 13 - Им. XIX партсъезда. Кривыми сплошными линиями очерчены области, соответствующие геологическому возрасту вмещающих толщ. Пунктирные линии - эволюционные кривые по модели Стейси-Краммерса. Серым цветом выделены тренды (I-III) изотопного состава свинца колчеданных руд: Среднего Урала (I), Южного Урала эмского возраста (II), Южного Урала эйфельского возраста (III).

Таблица 7. Вулканогенные колчеданные месторождения Китая (на основе [36])

| Возраст | Геотектоническая позиция | Геологические формации | Месторождения |
|---|--|---|---|
| AR | Зеленокаменный пояс | Метариолиты (известково-щелочные) | Hongtoushan |
| PR₁ | Грабенообразные депрессии внутри кратона | Метариолиты | Cu-Fe Dahongshan и Lalachang |
| PR₃ | Границы кратона | Метариолиты | Cu-Zn Xiqiu и Liujiaping |
| PZ₁(!) (каледонский пояс сев. Ксилина) | Островные дуги | Переслаивающие кислые туффины и осадки | Cu-Zn Houyanshan, Zhuyaoshan; Pb-Zn-Cu Xiaotieshan |
| | Задуговые бассейны | Метабазальты | Cu Honggou |
| | COX и внеосевые зоны | Метабазальты | Cu-Zn Yendonggou |
| PZ₃ | Океанические хребты | Ультрамафиты | Cu-Zn Deerni |
| MZ₁ пояс Yidun | Зрелые дуги | Риолиты в составе известково-щелочных серий (с преобладающим андезитовым и риолитовым составом) | Pb-Zn-Cu Gacun |

восточному борту Магнитогорского прогиба. В глубинном строении последнего понижена роль базитов, а в процессе магмогенерации возможно участвовал ассимилированный материал мощного гранито-гнейсового слоя фундамента Магнитогорского прогиба. Близкие к уральским колчеданные месторождения разных типов установлены и в Китае (Табл. 7)

Образование медно-цинково-колчеданных руд Урала было связано с заключительными фазами становления примитивных вул-

нических дуг, в последующем последовательно уступившими свое место накоплению известково-щелочных (соответственно, S_{1-2} и D_3f) и затем субщелочных (S_{2p-D_1} и D_3fm) эффузивов зрелых вулканических дуг. Это определяет закономерную позицию рудных залежей в разрезах Тагильской и Магнитогорской мегазон, подтверждая теорию вулканогенного происхождения колчеданных залежей, наиболее последовательно и полно рассмотренную В.И.Смирновым.

Заклучение

Классификации рудных месторождений в России и Китае традиционно сближены, поскольку существующая геологическая школа в Китае формировалась под влиянием и непосредственном участии представителей советской школы. Есть близкие нерешенные проблемы: источники рудного вещества и других компонентов гидротермальных флюидов; формы переноса металлов и механизмы их отложения; причины сонахождения в одних и тех же геологических структурах рудных объектов разной формационной принадлежности; вклад в их образование магм и потоков мантийных газов; приуроченность крупных рудных скоплений к небольшим интрузивным массивам.

Ключевым моментом для решения этих и некоторых других проблем является теория интрателлурических (трансмагматических) флюидов, разработанная Д.С.Коржинским и его учениками (И.А.Зотовым, Л.И.Шабыниным, А.А.Маракушевым и др.) и поддержанная многими специалистами в области рудообразования – В.И.Смирновым, Л.Н.Овчинниковым [14] и др. С уходом большинства этих геологов все больше исследователей оказываются под влиянием легковесных, более простых геологических гипотез, в основном отрицающих глубинную связь (в прямом и переносных смыслах) между рудообразованием и магматизмом, а также преувеличивающих роль океанической (и метеорной) воды и метаморфизма в поставке металлов при формировании гидротермальных рудных месторождений.

Модель, подразумевающая участие в гидротермальном рудообразовании трансмагматических флюидов, является перспективной поскольку поддерживается, в первую очередь, эмпирическими наблюдениями связи многих крупных рудных месторождений различных типов (Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Au и др.) с небольшими интрузивными телами (примером является изученное в рамках совместного российско-китайского проекта гигантское месторождений Шачжуань в провинции Хунань). Ее жизненность была продемонстрирована предсказанием по петрологическим признакам (при отсутствии геофизических и геохимических аномалий) и затем – открытием Мо-порфирового месторождения Антуолинг недалеко от Пекина [32].

Финансовая поддержка была оказана Президиумом РАН (Программа-27, проект 1.1.2а); Российским фондом фундаментальных

исследований (08-05-92224-гфен, 12-05-00785, 13-05-00980); Национальным научным фондом Китая (40673046-40911120079); организационная и частичная финансовая – геологической службой ОАО «Башкиргеология» и горнодобывающих предприятий УГМК-холдинга (Учалинский и Гайский ГОКи, Святогор, Башкирская Медь), Русской медной компании (Александринская и Актюбинская компании, ЗАО «Ормет») и ОАО «Полиметалл» (Золото Северного Урала). Авторы признательны В.Н.Сазонову, В.Л.Русинову, И.А.Зотову, Н.С.Бортникову, Н.И.Еремину, Ю.Г.Сафонову, И.В.Чернышеву, В.С.Карпухиной, В.П.Молошагу, В.В.Мурзину, В.Б.Наумову, В.Ю.Прокофьеву, И.Б.Серавкину за помощь и полезное обсуждение.

1. Беневольский Б.И. Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М.: Геоинформцентр, 2002. 462 с.
2. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 74-87.
3. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С. и др. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 347-351.
4. Викентьев И.В., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Свинцово-изотопная систематика колчеданных месторождений Урала по данным прецизионного изотопного анализа методом MC-ICP-MS // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т.1. Москва: ГЕОС, 2006. С.155-160.
5. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 429 с.
6. Карпухина В.С., Наумов В.Б., Викентьев И.В. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геол. рудн. месторож. 2013. Т. 55. № 2. С. 145-165.
7. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Наука, 2000. 276 с.
8. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
9. Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Шовные зоны Урала как интегральные перспективные рудоносные тектонические структуры // Геол. рудн. месторож. 2009. Т. 51. № 2. С. 107-124.

10. Косарев А.М. Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54-70.
11. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 308 с.
12. Наркисова В.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др. Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги (Средний Урал) // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Сб. докл. V межд. науч. конф. "Чтения А.Н. Заварицкого". Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 32-50.
13. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
14. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
15. Палеовулканонологический анализ колчеданосных провинций (на примере Рудного Алтая). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 193 с.
16. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т.2. 1976. С.3-110.
17. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: «Даурия», 2000. 145 с.
18. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 570 с.
19. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геол. рудн. месторож. 2003. Т. 45. № 4. С. 305-320.
20. Серавкин И.Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геол. рудн. месторож. 2013. Т.55. № 3.
21. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 246.
22. Симонов В.А., Ковязин С.В., Тереня Е.О. и др. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геол. рудн. месторож. 2006. Т. 48. № 5. С. 423-438.
23. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1986, 360 с.
24. Старостин В.И., Лычаков В.А., Викентьев И.В. Структуры и этапы формирования колчеданно-полиметаллического месторождения зон смятия Рудного Алтая. В кн.: Тектонофаии и геология рудных объектов. Алма-Ата: Наука, 1989. С. 128-147.
25. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений). Под ред. Н.Л.Добрецова. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.
26. Федорчук В.П. Минеральные месторождения Китая, 1999 *Минеральные месторождения Китая*. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999. 279 с.
27. Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Докл. РАН. 2008. Т. 418. №4. С. 530-535.
28. Chen L., Dai L.J., Wang T.J., Luo P., Xia G.T. geochemical characteristics and genesis of the Laowan gold deposit in Henan province // Engineer. Geol. Environ. Geol. 2009. V. 23 (2). P. 277-284.
29. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1-29.
30. Han Z.L., Qu J. Study on the geological characteristics for Liushanyan Cu-Zn massive sulfide deposit in Tongbai district, Henan province // J. Guizhou Uni. (Natural Sci. Ed.) 2009. V. 28. N 3. P. 67-71.
31. Lu X.X., Yu X.D., Yu Z.P. et al. Minerogenesis of gold and its coupling with tectonics in Xiaolinling-Xiong'ershan region // Gold Geology. 2004. V. 10(1). P. 1-5.
32. Luo Z.H., Fan B.H., Lu S.W. et al. Discovery and metallogenesis of the Antuoling Mo deposit and its implications // Northwestern Geol. 2009. V. 42 (Supp). P. 214-217.
33. Luo Z.H., Lu X.X., Liu C. et al. On failing of the magmatic hydrothermal metallogenic theory: The causes and the new departure // J. Jilin Uni. (Earth Sci. Ed.). 2011. V. 41(1). P. 1-11.
34. Marshall B., Vokes F.M., Larocque A.C.L. Regional metamorphic remobilisation: upgrading and formation of ore deposits. In: Spry P. G., Marshall B., Vokes, F. M. (eds) *Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits*. Rev. Econ. Geol. 2000. V. 16. P. 19-38.
35. Sillitoe R H. Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3-41
36. Sun H. A general review of volcanogenic massive sulphide deposits in China // Ore Geol. Rev. 1992. V. 7-1. P. 43-71.
37. Vokes F.M. A review of the metamorphism of sulphide deposits // Earth Sci. Rev. 1969. V. 5. P. 99-143.
38. Yang K., Scott S.D. Magmatic fluids as a source of metals in seafloor hydrothermal systems // Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions. Amer. Geophys. Union: Geophys. Monogr. Series 166. 2006. P. 163-184.
39. Zhang J., Chen Y.J., Jinping Q.I., Jun G.E. Comparison of the typical metallogenic systems in the north slope of the Tongbai-East Qinling Mountains and its geologic implications // Acta Geol. Sinica. 2009. V. 83(2). P. 396-410.

40. Zhou T., Goldfarb R.J., Phillips G. N. Tectonics and distribution of gold deposits in China – an overview // Mineral. Deposita. 2002. V. 37. P. 249–282.

Vikentev I.V., Vikenteva O.V., Luo ZhaoHua, Su ShangGuo. Role of fluids in sulfide ore formation and questions of classification of hydrothermal deposits

The role of systematics of ore deposits and the corresponding ore formation processes in the total theory

of ore genesis is considered on the example of gold and volcanogenic massive sulfide deposits. Physical and chemical parameters of ore-generated magmatic and hydrothermal processes are estimated on the basis of ore deposit geological mapping, fluid inclusion research and isotope data for VMS deposits of the Urals. The attention is drawn to orthomagmatic views restore, and the important or prevailing role of a magmatic fluid in hydrothermal sulfide systems is proved.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕГЕНЕРИРОВАННОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОКТАУ (СЕВ. МУГОДЖАРЫ)

Викентьев И.В.¹, Шишакова Л.Н.², Сеницын В.А.³

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москв, ²МГУ, Геологический факультет.

³Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко,

Продолжая обзор новых данных по колчеданным месторождениям Урала [3-5, 19] обратимся к пока еще плохо познанной группе месторождений Урала, испытавших, в отличие от большинства слабо метаморфизованных уральских объектов [6], существенный метаморфизм (табл. 1). Здесь наряду с недавно вскрытым месторождением Тарньер [1, 5] заметно выделяется месторождение Коктау (им. 50-летия Октября).

Медноколчеданное месторождение Коктау (им. 50-летия Октября) расположено в Северных Мугоджарах (Актюбинская обл.). Открыто в 1964 г., разведано в 65-70 гг. В 1974-86, 1988-94 и в начале 2000-х гг. на месторождении шло строительство открытого рудника. С 2005 г. идет добыча руды, которая перерабатывается на построенных здесь же двух обогатительных фабриках Русской медной компании.

Рудное поле располагается в южной части Восточно-Магнитогорской зоны, в Приорской подзоне, которая служит южным продолжением Домбаровская подзоны. В его строении участвуют островодужные вулканогенные комплексы мугоджарской свиты (преимущественно базальтоиды) эмского возраста, прорванные многочисленными интрузивными и субвулканическими телами. Среди последних доминируют гранитоиды Среднеорского (Орско-Ащилысайского) массива (D₂-D₃), которые с севера, запада и востока обрамляют рудное поле. Месторождение, располагается в зоне его восточного контакта, в месте его изгиба, предположительно обусловленного сложным сочленением двух доинтрузивных зон разломов меридионального и северо-восточного направлений [2]. С востока она ограничена гранодиоритами, слагающими апофизу этого массива.

Таблица 1. Типизация и степень метаморфизма колчеданных месторождений Урала

| Типы месторождений | | Примеры | Возраст |
|--|--------------------|---|---|
| Медно-кобальтовый (кипрский) тип | | <i>Ивановское, Дергамышское, Маукское</i> | O ₃ -S ₁ |
| Уральский (Cu-Zn) тип | Cu ≥ Zn (Au, Ag) | Сан-Донато, Кабанское, Красногвардейское, Тарньер | O ₃ -S ₁ I ₁ |
| | | Комсомольское, Блява, Яман-Касы | S ₂ Id-p |
| | | Подольское, Юбилейное, Сафьяновское, Гайское, Октябрьское, Коктау (им. 50-летия Октября) | D _{1e} |
| | Zn > Cu (Au, Ag) | Кундызды, <i>Приорское</i> | |
| | | <i>Учалинское, Ново-Учалинское, Сибайское, Дегтярское, Узельгинское, Зап.-Озерное, Молодежное, Талганское</i> | D _{2e1} D _{2e3} -gv ₁ |
| Баймакский тип (Cu-Zn-Pb-Au-баритовый) | Cu-Zn (Pb, Au, Ag) | | D _{2e1} D _{2e3} |
| | Галкинское | | S ₁ I ₁ |
| | | Бакр-тау, Таш-тау, Балта-тау, Майское, Вишневское, <i>Уваряж</i> | D _{1e} |

Выделены месторождения: сильно метаморфизованные – жирным шрифтом, умеренно метаморфизованные, но сильно деформированные – курсивом.

Среднеорский массив гранитоидов имеет удлиненную в меридиональном направлении форму и прослеживается на протяжении свыше 10 км, при ширине до 3 км. Контакты массива с вулканогенными породами крутопадающие либо сложные, извилистые интрузивные, либо прямолинейные тектонические. В эндоконтакте массива отмечаются обычно удлиненные в меридиональном направлении ксенолиты базальтоидов различных размеров. Массив сложен интрузивными породами трех фаз: наиболее ранними габбро и габбро-диоритами (подчинены), гранодиоритами и лейкократовыми гранитами.

По разломам (простираение СВ, СЗ и С) происходило также внедрение *даек* и малых интрузий разного состава – от диабазов до риолитов и от диоритов до гранитов, связанных как со становлением вулканитов, так и завершающих гранитоидный магматизм. Со становлением Среднеорского массива гранитоидов связываются мелкие дайки аплитов. Наиболее поздние дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров секут все указанные ранее типы даек и субвулканические тела.

Для эффузивов основного состава весьма характерна амфиболизация, развитая повсеместно (в основном под действием гранитовых и гранодиоритовых плутонов). В меньшей мере проявилось скарнирование этих пород в виде прожилков, мелких линз и единичных вкраплений эпидота, андрадита, иногда пренита и магнетита. Специфической особенностью месторождения, по данным [2], является наличие своеобразных роговиковоподобных метасоматических пород двух типов: 1) антофиллит-кордиеритовых и биотит-кордиеритовых, развивающихся по породам основного состава; 2) антофиллит-кварц-альбитовых, биотит-кварц-альбитовых и существенно кварцевых с серицитом, антофиллитом, андалузитом и шпинелью, развивающихся по субвулканическим (частью, вероятно, лавовым?) риодацитам.

Субмеридиональная рудная зона (ок. 2.5 км) включает три участка («залежи»): Северную, Центральную и Южную, последняя включает 83 % запасов месторождения. Запасы в целом оцениваются порядка 50 млн.т руды, содержащей 900 тыс.т меди (1.82 %, Zn 0.47 %, Ag 5.4 г/т, Co 0.031 %, As 0.015 %, Se 73 г/т). В незначительных количествах присутствуют Te, Bi, Mo, Tl, In, Ga.

Центральный участок состоит из двух средних и одного мелкого полого залегающих рудных тел с тупыми выклиниваниями;

мощность залежи 10-12 м. Северный участок удален на 1,1 км на север от Центрального участка, представлен одним крутопадающим (70-85° на ЮВ) рудным телом, состоящим из двух линз, разделенных серноколчеданными рудами. Мощность залежи 10-80 м, на флангах она расщепляется на несколько апофиз.

Все рудные тела - слепые. Центральный карьер отработан, эксплуатируется Южный участок. Рудные тела здесь имеют общее падение на восток с пологими углами (20-30°) в центре и более крутыми по восстанию и падению, выклинивание залежей обычно тупое; залежь осложнена крутопадающими апофизами и раздувами. Кровля залежи пологая, согласная с контактом измененных эффузивов, нижняя часть прихотливая, с многочисленными апофизами и раздувами. Рудное тело 1 (940х350 м, мощность до 150 м) включает 73% промышленных запасов. На его западном фланге отмечается серия мелких линзо- и жилообразных тел, имеющих крутое (75-80°) падение на восток. Эти тела залегают либо внутри дайкообразных тел липарито-дацитов, либо на их контакте с пластинами разделяющих их базальтоидов, преобразованных в антофиллит-кордиеритовые и биотит-кордиеритовые роговики.

В преобладающих на месторождении (75%) сплошных сульфидных рудах (60-90 об.% сульфидов) содержание Au невысокое (0.2 г/т), в прожилково- и гнездово-вкрапленных (< 60 % сульфидов) оно возрастает до 0.84 г/т. Преобладающие типы руд – халькопирит-пиритовые, халькопирит-пирит-пирротиновые и халькопирит-сфалерит-пиритовые.

В 2011-2013 гг. проводилось изучение минерального состава руд главной - Южной залежи месторождения, закартированной и опробованной в 2011 и 2012 гг. в уступах карьера. Рудная минерализация в Южной залежи распределена неравномерно. В аншлифах встречается как массивная, так и гнездово-вкрапленная руда. В массивной руде преобладает брекчиевидная текстура, реже наблюдаются порфировидная (порфиروبластовая), полосчатая, струйчатая, гнейсовидная, пятнистая, прожилковидная текстуры. Заметное место занимают структуры наложения и замещения рудных минералов антофиллитом и кордиеритом. Руды неоднородны по зернистости: в основном развиты средне- и крупнозернистые, но присутствуют руды от тонкозернистых до гиганто-зернистых, в которых размеры порфиروبластов пирита в поперечнике достигают 2-3 см, а иногда и более.

Основными рудными минералами являются пирит (Пи), халькопирит (Хп), сфалерит (Сф) и пирротин (По). Второстепенное значение имеют магнетит (Мт), ильменит (Илм), марказит, молибденит (Мо), кубанит и макиновит (Мак). Спорадически в руде диагностируются галенит (Гл), блеклая руда, арсенопирит (Арс), минералы висмута (Табл.1). На микрофотографиях, помимо упомянутых использованы аббревиатуры: Ап – апатит, Кв – кварц, Хл – хлорит, Ві – самородный висмут.

Основным рудным минералом является **пирит**. Он встречается в виде вкрапленности и крупных кристаллов во вмещающей породе, гнезд, прожилковидных скоплений и в ассоциации с марказитом, замещающим пирротин – в массивной руде. В массивной руде количество его варьирует от первых процентов до 70 об.%. В массивной руде различаются четыре разновидности пирита:

- Крупные гнезда катаклазированного мелкозернистого пирита размером до 3-5 мм с корродированными краями, с большим количеством мелких включений пелитоморфного

вещества и нерудных минералов, цементируется халькопиритом и пирротинном (рис. 1). В пирите иногда наблюдаются ксенолиты магнетита и ильменита, мелкие включения халькопирита, сфалерита и пирротина.

- Гнезда, состоящие из сростков кристаллов, или вкрапленные выделения кристаллографической формы размером до 1 мм. В нем иногда заметны реликты краевой зональности, которая подчеркивается ориентированными включениями нерудных минералов или крайне редко халькопиритом и сфалеритом. Пирит цементируется и пересекается прожилками халькопирита, пирротина, сфалерита. В нем наблюдаются мелкие включения халькопирита, пирротина, сфалерита и крайне редко галенита. В пирите хорошо заметны трещины катаклаза, которые часто заполнены халькопиритом. Характерной особенностью этого пирита является присутствие в нем своеобразных ориентированных скоплений мелких включений сфалерита, отражающих кристаллическую структуру минерала (рис. 2).

Таблица 2. Минеральный состав руды Южной залежи месторождения 50 лет Октября

| Минералы | Главные | Второстепенные | Редкие |
|----------|--|--|---|
| Рудные | Пирит халькопирит сфалерит пирротин | Магнетит, ильменит Марказит, молибденит арсенопирит, кубанит макиновит* | Галенит, кобальтин, рутил блеклая руда, линнеит хедлейит*, висмутин самородный висмут* |
| Нерудные | Антофиллит кордиерит, кварц | Карбонаты, хлориты биотит, шпинель гранат, андалузит | Апатит*, фарингтонит* скорцалит*, лазулит* Zn-шпинель* |

*минералы, установленные впервые

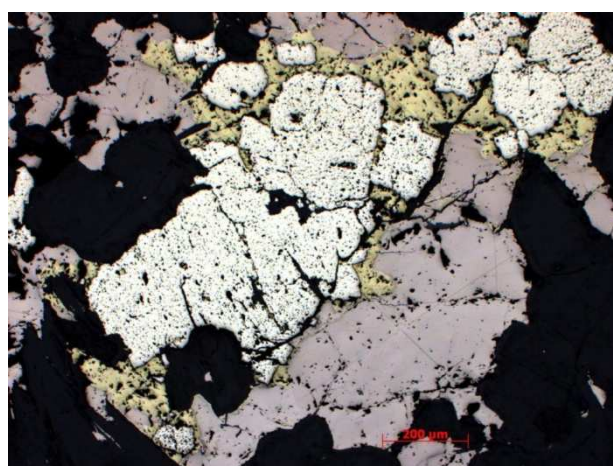
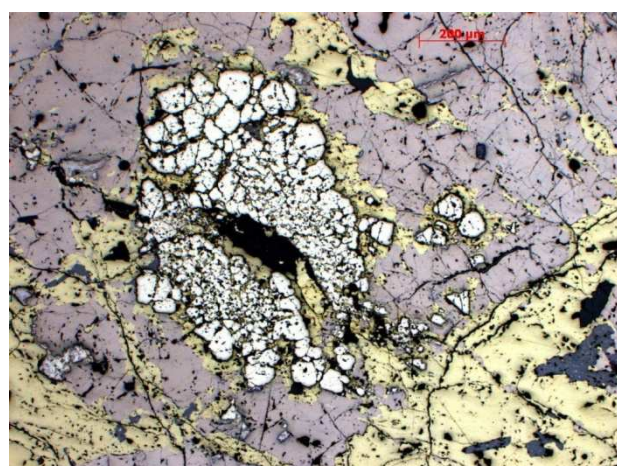


Рис. 1. Ранний пирит в халькопирит-пирротинном агрегате. Слева - ксенолит пирита (белый, с оторочкой халькопирита). Справа - пирит с тонкими включениями пелитоморфного вещества и мелкими гнездами нерудных минералов.

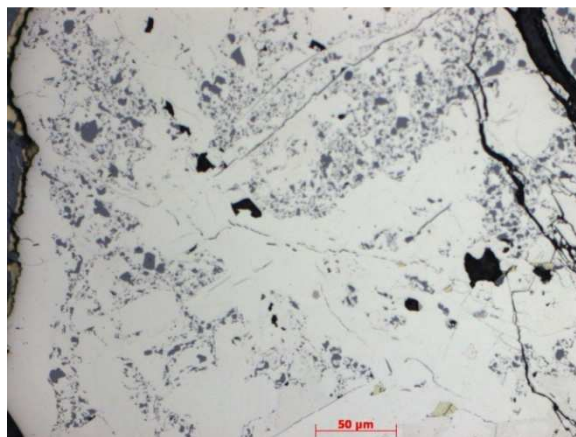
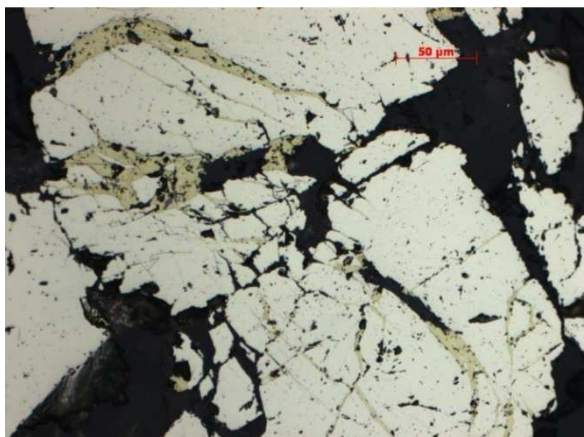


Рис. 2. Крупнозернистые выделения пирита. Слева - катаклазированный пирит с большим количеством выделений нерудного минерала и вкрапленными выделениями халькопирита; в трещинах катаклаза – халькопирит. Справа - многочисленные мелкие включения сфалерита и нерудных минералов в пирите.

- Мелкие выделения пирита в ассоциации с марказитом развиваются по пирротину (рис. 3). Они заметны вдоль трещин спайности пирротина. Площадное замещение отмечается в пирротине, где в нем просматривается микроскопическая сетка его разложения.

- Мелкие новообразованные кристаллы или скопления часто присутствуют в сфалерите, халькопирите, наложенных нерудных минералах. Иногда среди скоплений этой разновидности пирита отмечаются мелкие кристаллики арсенопирита.

Марказит всегда присутствует в сростании с пиритом при замещении пирротина.

Халькопирит является одним из основных минералов. Количество его варьирует от 2-3 до 50-60 об.%. Халькопирит цементирует пирит, пересекает прожилками его и заполняет в нем межзерновые пространства и трещины катаклаза. Он образует тесные взаимные сростания с пиротином и сфалеритом. В нем постоянно присутствуют звездчатые выделения сфалерита, сам он – повсеместно развит в виде эмульсиевидной вкрапленности в сфалерите (рис. 4). В некоторых аншлифах в халькопирите зафиксированы прямолинейные выделения кубанита и мелкие выделения макиновита. Во вмещающей породе наравне с пиритом встречаются вкрапленные выделения и мелкие гнезда халькопирита. Кроме того мелкие выделения халькопирита в сростании со сфалеритом и галенитом наблюдались в прожилках карбонат-кварцевого состава, пересекающих массивную руду.

Сфалерит встречается постоянно, а количество его варьирует от 5 до 20 об.%. Он слагает гнезда размером до 2-5 мм, цементирует пирит и в сростании с халькопиритом пересекает его прожилками. Он постоянно присутствует в виде звездчатых выделений в халькопирите,

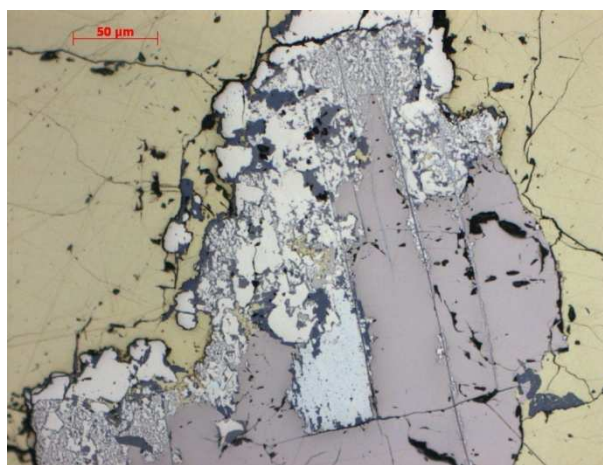


Рис. 3. Замещение пирротина пиритом (белый) и марказитом (голубоватый).

изредка в пирротине (Рис. 5). Иногда и макроскопические гнезда напоминают звездчатые выделения или скопления в виде «брызг фейерверка». В гнездах сфалерита заметна эмульсиевидная вкрапленность халькопирита, которая может быть едва различимой, ориентированной или достаточно крупной, причем последняя обычно сопровождается просечками и прожилками халькопирита. Кроме того в сфалерите наблюдаются овальные выделения пирротина, мелкие кристаллы арсенопирита и пирита. Очень часто скопления мелких кристаллов пирита концентрируются на периферии гнезд сфалерита и переходят на минерал, граничащий с ним - халькопирит или пирротин. Как отмечалось выше, сфалерит наблюдался в кристаллическом пирите в виде ориентированных включений. В сфалерите иногда просматриваются темные буроватые внутренние рефлексии.

Пирротин встречается крайне неравномерно. Иногда он отсутствует вовсе, иногда он занимает

до 30-40% площади аншлифа (см. рис 1). Различается две разновидности пирротина:

- Крупные ксенолиты, сцементированные халькопиритом. Для него характерны: густая малиновая окраска, высокий рельеф, слабое двуотражение, большое количество включений нерудного минерала, замещение пирит-марказитовым агрегатом; они пронизаны сеткой тонких трещин катаклаза.

- Выделения овальной или прожилковидной формы с сильным двуотражением и анизотропией, с рельефом, близким к халькопириту, с которым образует тесные взаимные сростания. Мелкие округлые выделения пирротина наблюдались в сфалерите и мелкие включения – в пирите. В одном из аншлифов в пирротине встречены звездчатые выделения сфалерита.

Магнетит, ильменит и изредка **рутил** в виде вкрапленности, гнездообразных и

прожилковидных скоплений, мелких гнезд постоянно наблюдаются в метасоматически измененной вмещающей породе. В массивной руде магнетит и ильменит присутствуют в виде ксенолитов в мелкозернистом пирите, халькопирите и пирротине (рис. 6). Размеры ксенолитов варьируют от 0.1 до 0.5 мм. Ксенолиты корродированны. Коррозия особенно заметна вдоль двойниковых швов. Также вдоль двойников и на периферии наблюдается магнетит и гематит. Помимо крупных, корродированных местами, встречаются мелкие идиоморфные кристаллы магнетита (рис. 7).

Молибденит присутствует во всех аншлифах в виде тонких протяженных пластинчатых выделений (рис. 4, 7, 8). Его включения зафиксированы во всех рудных минералах, в том числе и в наложенных на руду нерудных минералах (антофиллите и кордиерите).

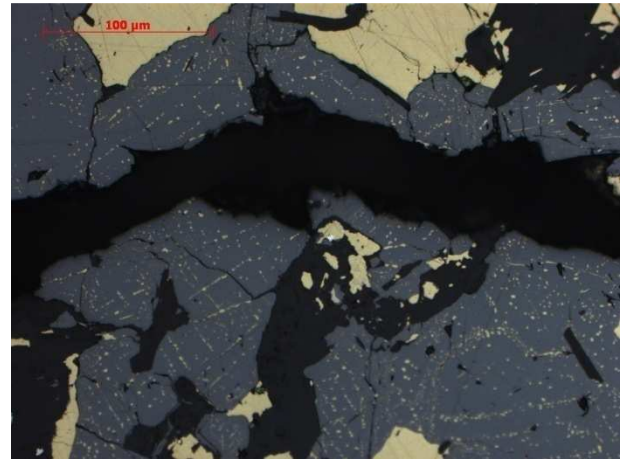
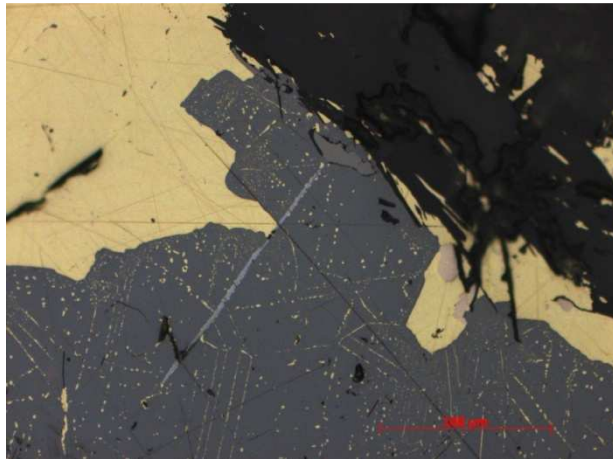


Рис. 4. Халькопирит крупнокристаллический и эмульсиевидный (в сфалерите), на левом снимке в сфалерите – тонкий прожилок молибденита (голубоватый).

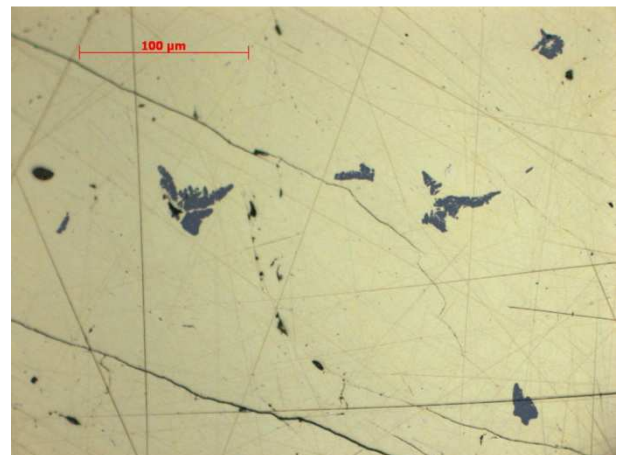
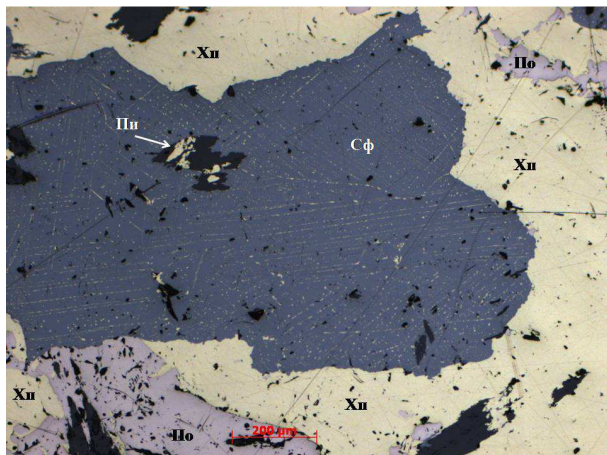


Рис. 5. Сфалерит: слева – крупнокристаллический с эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита; справа – мелкие звездчатые и дендритовидные выделения сфалерита в халькопирите.

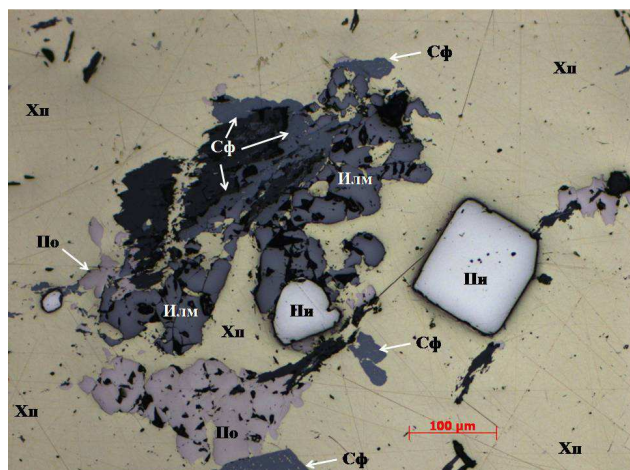


Рис. 6. Ксенолиты ильменита в богатой медной руде.

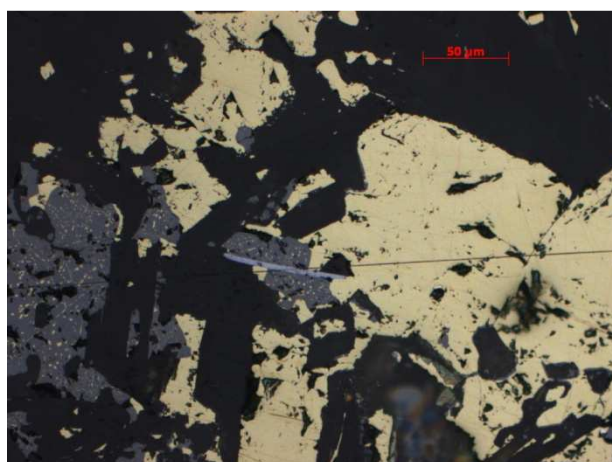
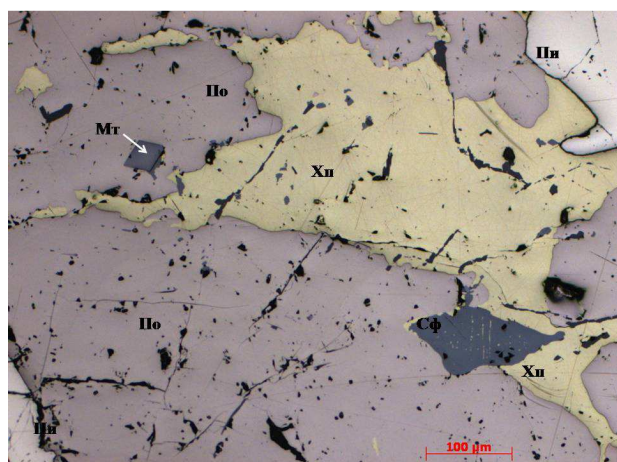
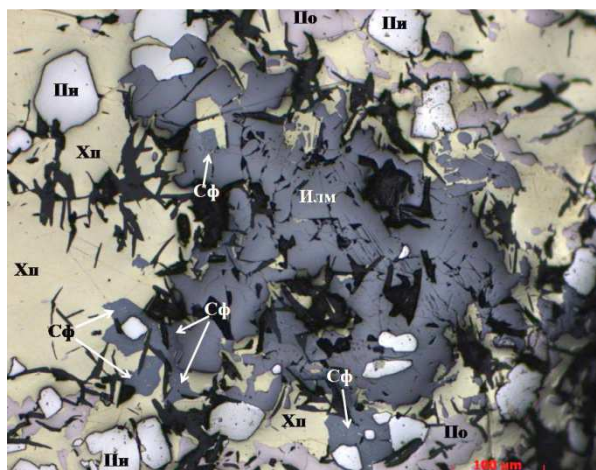


Рис. 7. Минералы богатых медных руд: слева - кристалл магнетита в пирротине, срастающемся с халькопиритом. справа - молибденит, рассекающий зерно сфалерита.

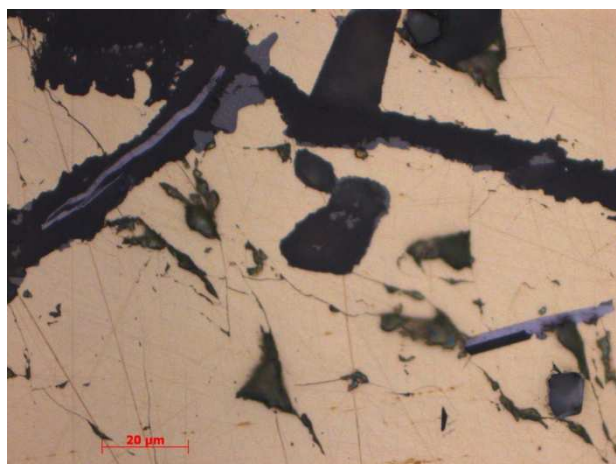
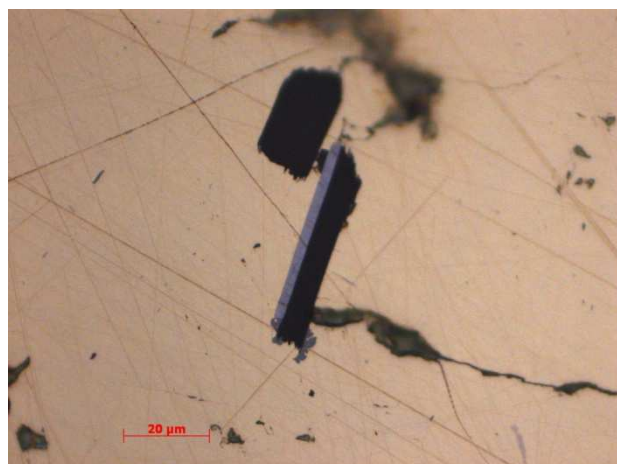


Рис. 8. Пластинчатые включения молибденита в богатых медных рудах, ассоциирующие с уплотненными выделениями силикатов в халькопирите.

Арсенопирит в виде мелких ромбических кристаллов зафиксирован в сфалерите среди мелких кристаллов новообразованного пирита, в виде скоплений мелких кристаллов в линзах тонкозернистого черного материала (в том числе апатит), наложенного на руду или в халькопирите и сфалерите рядом с этими линзами (рис. 9).

Галенит и блеклая руда встречаются крайне редко. Единичные их зерна наблюдались в виде включений в кристаллическом пирите, в виде мелких выделений в кварц-карбонатных прожилках, пересекающих массивную руду, помимо этих минералов здесь встречен и самородный висмут (рис. 10, 11).

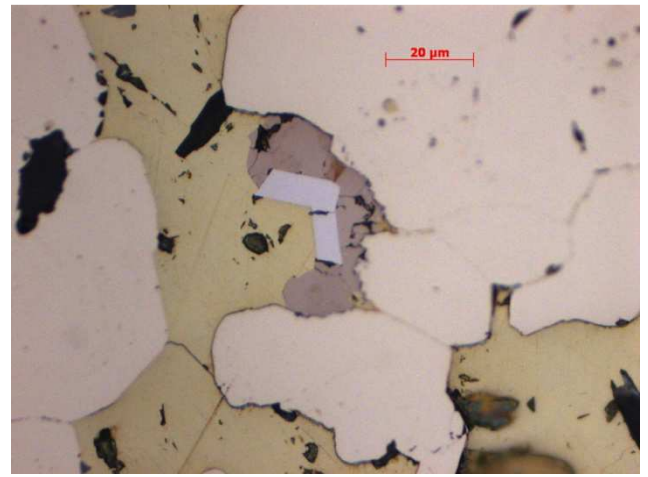
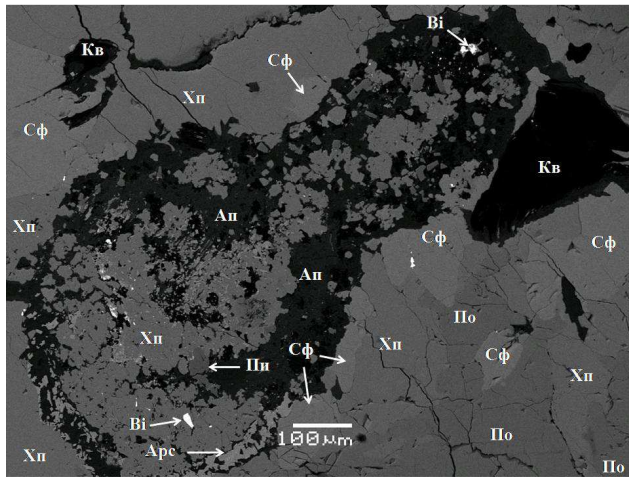


Рис. 9. Арсенопирит: слева (BSE) – в биоморфном апатит-кварцевом стяжении (с двумя участками выделения самородного висмута, одно из них увеличено на рис. 10); справа (отраженный свет) – мелкие псевдоромбические кристаллы арсенопирита (бело-голубые) на контакте халькопирита и пирротина, белые крупные зерна с округлыми очертаниями – пирит

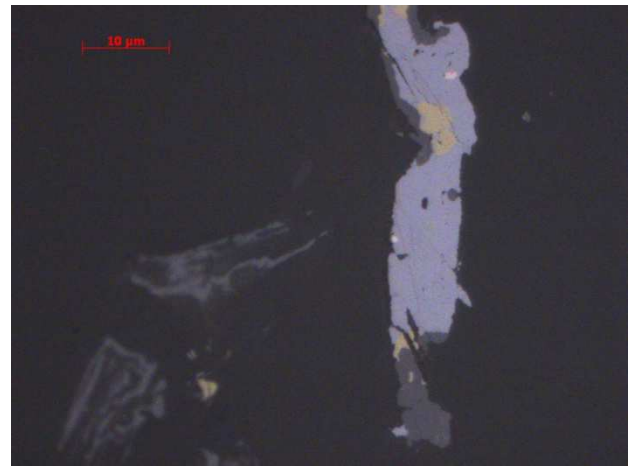
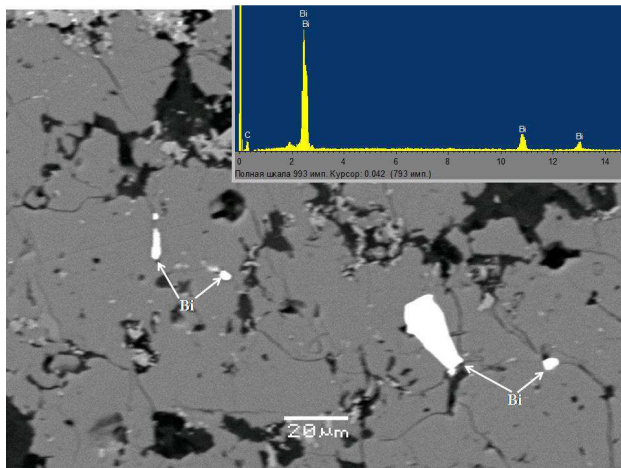


Рис. 10. Самородный висмут: слева (BSE) – в халькопирите (см. рис. 9); справа (отраженный свет) – самородный висмут (желтый) в галените (серо-голубой) в прожилково-вкрапленных рудах западного контакта рудного тела 1.

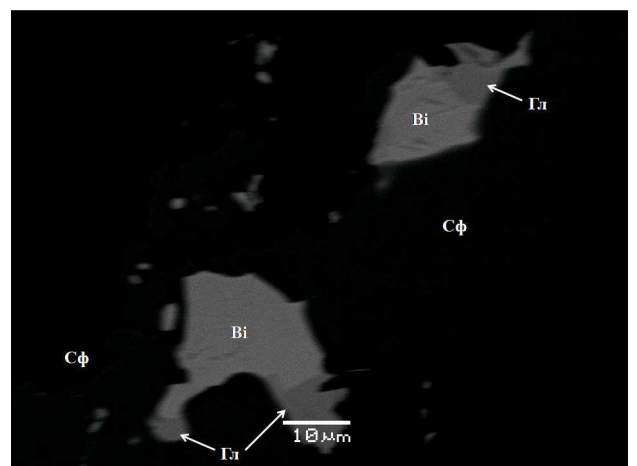
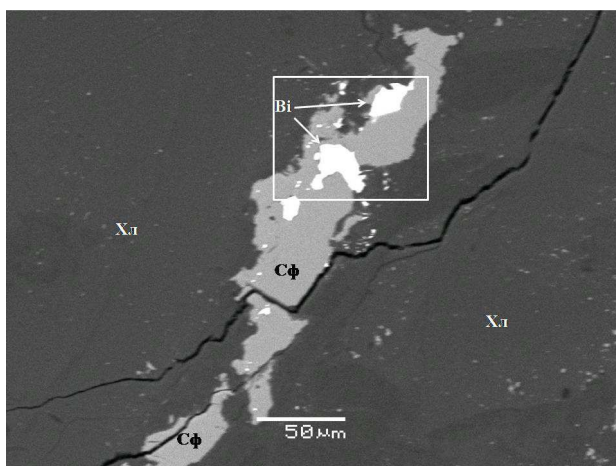


Рис. 11. Включения самородного висмута и галенита в сфалерите в прожилково-вкрапленных рудах (BSE).

Кубанит и **макиновит** зафіксовані в халькопириті – кубанит в виді тонких субпаралельних пластин, а макиновит в виді малих ізометричних и удлинених виділень (рис. 12). Інтересно, що оба мінерала не зустрічаються разом, а в різних аншлифах присутствує або один, або другий мінерал.

Изучение мінерального складу руди Южної залежності місцородження, взаємотношення рудних и нерудних мінералів, наявність текстур брекчирования и заміщення дозволило виявити послідовність мінералоутворення и характерні ознаки для кожного парагенезису мінералів.

Найбільш ранніми мінералами є магнетит и ільменит, які ймовірно можуть відноситися до дорудних метасоматитів, розвинутих по діабазам (с акцесорним титаномагнетитом). Вони постійно зустрічаються в виді малих гнізд, гніздообразних и прожилковидних скоплень в метасоматически зміненої вмещаючої породі. Вони часто спостерігаються в виді ксенолітів в пириті, халькопириті и пирротині.

К першому рудному мінеральному парагенезису віднесено мелкозернистий пирит с великим кількістю включень пелітоморфного речовини и нерудних мінералів. Він постійно зустрічається в виді катаклазованих ксенолітів розміром до 3-5 мм с корродованими краями, сцементованими халькопиритом, пирротином и сфалеритом. Ймовірно, цей пирит супроводжувався відкладенням невеликих кількостей пирротина, халькопирита и сфалерита.

Після відкладення мелкозернистого пирита отлагався кварц с кристаліческим пиритом, халькопиритом, сфалеритом (и пирротином?). Кварц спостерігається в виді гнізд и прожилків, заповнює тріщини катаклаза и межзернові

пространства в ранньому пириті. В кварці зустрічаються обломки раннього корродованного пирита. Один из аншлифів складався из пирит-кварцевого агрегату. В ньому більша частина пирита присутствовала в виді великих кристалів или їх сростків розміром до 3 мм, менша частина – в виді ксенолітів корродованного мелкозернистого пирита. В пириті зафіксовано велика кількість включень халькопирита, сфалерита и пирротина, а в самому кварці – малі гнізда и вкрапленість халькопирита и сфалерита.

И мелкозернистий пирит, и пирит-халькопирит-кварцевий мінеральний комплекс відповідають синвулканіческому етапу формування колчеданних руд. Згодом відбулося внедрення поздневулканіческих даек и великих інтрузій гранітоїдів и даек найбільш пізнього віку, представлених гранодіорит-порфірами, мікрогранітами и мікродіоритами.

Руда місцородження Южної залежності суттєво змінена внаслідок перекристалізації, наложень метаморфічних антофілліта и кордієрита. Ці переобразовані руди складають головну по об'єму частину рудного тіла 1. Наряду с перекристалізацією відбувалася перегруппування рудного речовини и, можливо, привнос нових елементів, зв'язаних с заключительними фазами кристалізації гранодіоритової магми (Cu, Mo, Se, Re, Bi, Te).

Антофілліт в виді веєра удлинених иглоподібних виділень, накладаючись на рудні мінерали, розщеплює їх, частини растаскивает. Кордієрит, частіше табличатої форми, найбільш чітко помітний в халькопириті (рис. 13).

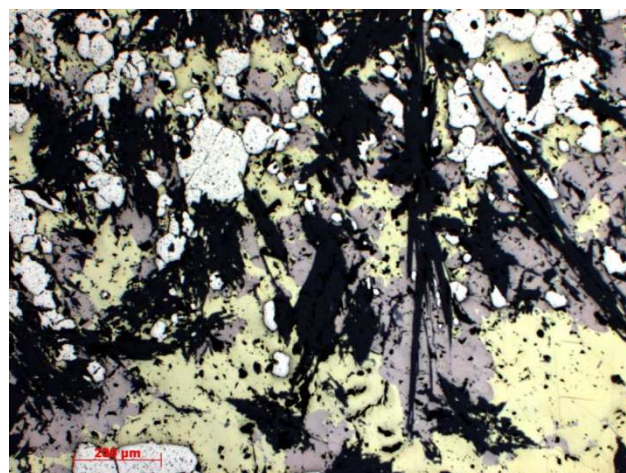
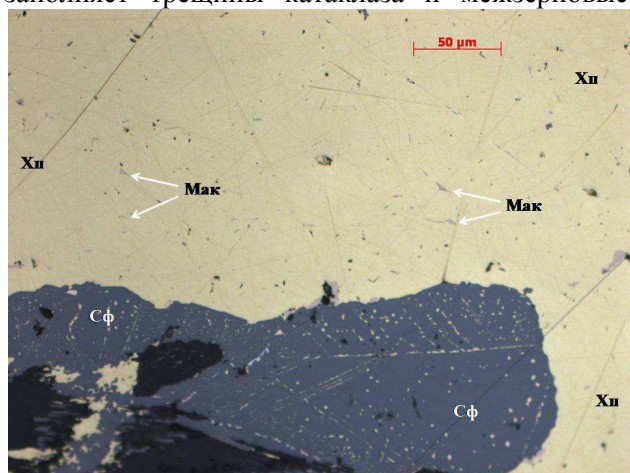


Рис. 12. Деталі будови багатих мідних руд: зліва - виділення макиновита в халькопириті; справа - шестоваті и сноповидні агрегати антофілліта розсікають агрегати пирротина и халькопирита в середньозернистих рудах.

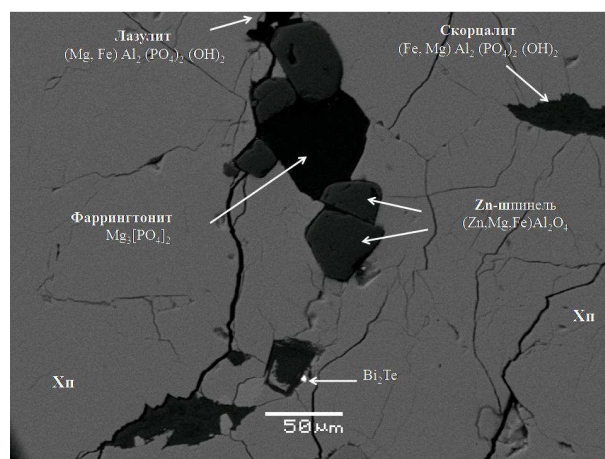
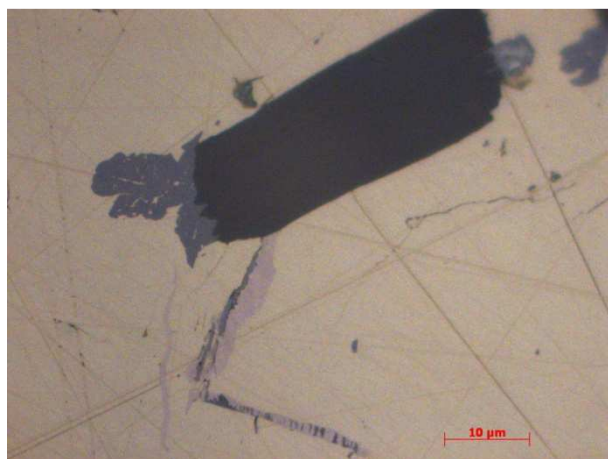


Рис.13. Нерудные минералы в богатых медных рудах. Слева (отраженный свет) – сфалерит (темно-серый) и пирротин (розоватый) в торцевых частях таблитчатого зерна кордиерита (черное), развивающиеся в халькопирите (желтая основная масса). Справа (BSE) – редкие минералы метаморфического генезиса – шпинель и фосфаты) в ассоциации с хедлейтом (Bi_2Te).

И только в таком халькопирите зафиксированы кубанит или макиновит. В этот период происходило и отложение молибденита. Он наблюдался как во всех рудных минералах, так и в антофиллите и кордиерите. В условиях пика метаморфизма в рудах развились необычные минеральные ассоциации (теллуrowисмутит, шпинель и фосфаты).

После пика контактового метаморфизма, на регрессивной фазе контактового метаморфизма рудное тело подверглось катаклазу. Ей отвечают волнистые трещины с овальными линзами, заполненные черным тонкозернистым материалом. На периферии линз часто наблюдаются скопления мелкокристаллического арсенопирита и выделения минералов висмута. В руде есть узкие прожилки кварц-карбонатного (возможно с баритом) состава, в которых замечены мелкие выделения халькопирита, сфалерита, галенита и блеклой руды. Эти прожилки пересекают все рудные ассоциации, в том числе включающие антофиллит.

В заключение коснемся условий преобразования руд (табл. 3), которые реконструированы на основании минеральных геотермометров, обзор которых для сульфидных систем дан в [5]. Большинство оценок для рассматриваемого месторождения укладывается в интервал $350\text{--}450^\circ\text{C}$, но местами они достигают $600\text{--}700^\circ\text{C}$ и фиксируются как в появлении несвойственных колчеданным рудам минералов, так и в структурах, отражающих условия частичного плавления сульфидного субстрата: симплектитовой и эвтектоидной. Метаморфическое плавление сульфидных агрегатов особенно вероятным становится в системах, содержащих Bi, Pb, As, Te, Se (Табл. 4; [17,18]) – примеси которых характерны для руд изученного месторождения, хотя и не являются высокими. В целом же надо признать, что проблема метаморфизма колчеданных руд, особенно в плане физико-химических параметров, далека от своего разрешения [14].

Таблица 3. Условия преобразования колчеданных месторождений Урала

| Степень преобразования месторождений | Температура преобразования, $^\circ\text{C}$ | Примеры месторождений |
|--------------------------------------|--|---|
| Слабо преобразованные | 120-300 | Сафьяновское, Узельгинское, Учалинское, Александринское, Западно-Озерное, Талганское, Приорское, Кундызды |
| Умеренно метаморфизованные | 200-450 | Гайское, Дегтярское, Узельгинское (руд. тела 3,4) Сан-Донато, Кабанское, Барсучий Лог, Джусинское |
| Сильно метаморфизованные | 300-600 | Карабашское, Маукское |
| Регенерированные | 350-700 | Коктау (им. 50-летия Октября), Тарньер, Таш-Яр |

Таблиця 4. Температури плавлення сульфидов и сульфидных парагенезисов

| Минералы* | Температура плавления, °C (1 кб) | Ссылка | Минералы* | Температура плавления, °C (1 кб) | Ссылка |
|-----------------|----------------------------------|--------|-------------|----------------------------------|--------|
| Bi | 271 | [12] | Арс | 670 | [9] |
| Арс+Пи | 491 | [7] | Пи+Гл | 719 | [8] |
| Цумоит BiTe | 540 | [10] | Пи+Гл+Хп+Сф | 730 (2 кб) | [16] |
| Теллуrowисмутит | 585 | [10] | Пи+Мо | 735 | [11] |
| Теннантит | 665 | [14] | По+Гл+Сф | 800 | [15] |

*аббревиатуры см. в тексте

1. Белолюб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А., Котляров В.А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки Рос. минер. Об-ва. 2010. № 6. 108–119.
2. Вахрушев М.И. Приорский рудный район // Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ. Вып.105. 1973. С.163-178.
3. Викентьев И.В. Новое в минералогии колчеданных месторождений Урала // Вестник РУДН, Сер. Инженерные исследования. 2009. №1. С.17-23.
4. Викентьев И.В. Минералогия и условия образования колчеданных месторождений Урала // Минералогический сборник. 2012. № 62. Вып. 2. С. 47-58.
5. Викентьев И.В., Молошаг В.П. Минералогия руд колчеданных месторождений Урала // Мат. научн. конф. «Такой разнообразный мир минералогии», посв. 100-летию Е.К.Лазаренко. Киев: Нац. научно-природный музей НАН Украины, 2012. С.17-31.
6. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Авторы Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 240 с.
7. Barton P.B., Jr. Thermochemical study of the system Fe-As-S // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 841-857.
8. Brett R., Kullerud G. The Fe-Pb-S system // Economic Geology. 1967. V. 62. P. 354-369.
9. Clark L.A. The Fe-As-S system: phase relations and applications. Part I // Economic Geology 1960. V. 55. 1345-1381.
10. Elliot R.P. Constitution of Binary Alloys, First Supplement. New York: McGraw-Hill, 1965.
11. Grover B., Kullerud G., Moh G.H. (1975). Phase equilibrium conditions in the ternary Fe-Mo-S system in relation to natural minerals and ore deposits. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen. 124. S. 246-272.
12. Liu L.-G., Bassett W.A. Elements, Oxides and Silicates. Highpressure Phases with Implications for the Earth's Interior. New York: Oxford University Press, 1986. 250 p.
13. Marshall B., Vokes F.M., Larocque A.C.L. Regional metamorphic remobilisation: upgrading and formation of ore deposits. In: Spry P. G., Marshall B., Vokes, F. M. (eds) Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits. Reviews in Economic Geology. 2000. V. 16. P. 19-38.
14. Maske S., Skinner B.J. Studies of the sulfosalts of copper I. Phases and phase relations in the system Cu-As-S // Economic Geology. 1971. V. 66. P. 901-918.
15. Mavrogenes J.A., MacIntosh I.W., Ellis D.J. Partial melting of the Broken Hill galena-sphalerite ore - experimental studies in the system PbS-FeS-ZnS-(Ag₂S). Economic Geology. 2001. V. 96, 205-210.
16. Stevens G., Prinz S., Rozendaal A. Partial melting of the assemblage sphalerite-galena-pyrrhotite-chalcopyrite-sulfur: implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits // Economic Geology. V. 100. 2005. P. 781-786.
17. Frost B. R., Swapp S. M., Gregory R.W. Prolonged existence of sulfide melt in the Broken Hill orebody, New South Wales, Australia // Canadian Mineralogist. 2005. 43. 479 - 493.
18. Tomkins A.G., Pattison D.R.M., Frost B. R. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis // J. Petrology. 2007. V. 48 No 3. P. 511 - 535.
19. Vikentyev I.V. Precious metal and telluride mineralogy of large volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Urals // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 87. P. 305-326.

Vikentyev I.V., Shishakova L.N., Sinitsyn V.A. Mineralogy and formation conditions of the regenerated VMS Koktau deposit (North Mugodzhars)

Koktau (named after the 50 anniversary of October) VMS deposit is located in the Aktyubinsk Region. The ore field is composed of arc-related volcanic Emsian complexes (mainly basalt) cutting by numerous intrusive and subvolcanic bodies. Among them granitoids of the Sredneorsky massif (D₂-D₃) dominate and frame the ore field from the North, the West and the East. Amphibolization (generally under the influence of granite and granodiorite plutons) is the most usual for volcanics. Skarn alternation in the form of small lenses and nests of impregnations of epidote, andradite, sometimes prehnite and magnetite also occurs. Specific feature of the ore field is existence of peculiar hornfels-like antophyllite-cordierite-biotite (apobasalt) and anthophyllite-quartz-albite (aporphodacites) metasomatites. There are massive as well as stringer-disseminated and nested interspersed sulphide ores. In massive ore breccia structures are prevails; porphyroblastic, linear, gneissoid, spotty textures are less common. The texture of replacement of ore minerals by anthophyllite and cordierite is routine. Ores are generally coarse-grained, but there are ores from fine-grained to giant-granular with pyrite porphyroblasts reaching 2-3 cm. The earliest minerals are magnetite and

ilmenite being mainly relics of accessory titanomagnetite of metabasalts. They are often observed as xenoliths in pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite. There are a few generations of pyrite and 1-2 generations of other ore minerals in ores. Both fine-grained pyrites, and a pyrites-chalcopyrite-quartz mineral assemblage are corresponding to a sinvolcanic stage of ore formation. Ore field is significantly altered owing to recrystallization and

regeneration of ore substance and, probably, input of new elements (Cu, Mo, Se, Re, Bi, Te) related with the final phases of crystallization of granodiorite magma. Temperatures of transformation of ores are estimated within an interval 350-700°C. At such conditions partial metamorphic melting of sulphide ores are probable in the systems containing Bi, Pb, As, Te, Se.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА СВЕТЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, Ю.УРАЛ

Викентьева О.В.

Александр Евгеньевич Ферсман - представитель школы В.И.Вернадского - обращал особое внимание на роль минералообразующих процессов в минералогии, на необходимость изучать не только сами минералы, как результат этих процессов, но обязательно и сам процесс. А.Е. Ферсманом в 1912 г. был введен термин «генетическая минералогия». На настоящий момент генетическая минералогия является одним из важнейших разделов современной минералогии, который изучает условия, закономерности и процессы образования минералов и рудных месторождений.

Объектом нашего исследования является Светлинское золоторудное месторождение, которое находится в Челябинской области в 40 км от г. Пласт (Южный Урал). Месторождение было открыто Э.И. Мещнером в 70-е гг. 20 века и на данный момент входит в число 15-ти крупнейших месторождений золота России (~80 т Au) [3]. Месторождение расположено в пределах Восточно-Уральского поднятия в зоне сочленения Кочкарского антиклинория с Арамильско-Сухтелинским синклинорием. Нетрадиционное для Урала прожилково-вкрапленное золото-сульфидно-теллуридное оруденение концентрируется в глубоко метаморфизованных вулканогенно-осадочных и терригенных породах [1]. Выделяется два типа минерализации (Рис.1). Первый тип представлен вкрапленностью пирит-пирротинового состава во вмещающих породах. Сульфиды обычно составляют 3-5 об. %, иногда до 20 об. %. Содержания золота в этих рудах невысокие – до 1 г/т. Второй тип минерализации представлен системой богатый золотом сульфидно-кварцевых жил, прожилков, линз, наложенных на вкрапленную минерализацию. Мощность прожилков варьирует от первых см до 20 см. Самородное золото в сульфидно-кварцевых жилах ассоциирует с теллуридами золота и серебра и имеет пробы 873-948.

Предыдущими исследователями [2] показана сложная история формирования месторождения – оно является полигенным и полихронным. Ими выделяется три рудных этапа: (1) ранний метаморфогенно-гидротермальный с перераспределением и, вероятно, привносом золота (D_{1-2}); (2) развитие золото-сульфидно-кварцевой минерализации, сопровождающее

становление гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации (D_3-C_1); (3) образование прожилково-вкрапленной минерализации с теллуридными парагенезисами, обусловленное воздействием мантийных флюидов (C_{1-3}). Рудным этапам предшествовало образование толщи терригенных пород с незначительно повышенной концентрацией золота и переслаивающихся с вулканитами основного состава ($O-D_1$), а завершает процесс рудообразования экзогенный этап с развитием золотоносных кор выветривания и россыпей (MZ-KZ).

Многоэтапность формирования месторождения затрудняет выделение минеральных парагенезисов ранних этапов. Наиболее достоверно к первым двум рудным этапам относится кварц-пирит-пирротиновая минерализация, характеризующаяся незначительной вкрапленностью халькопирита, блеклой руды, галенита, самородного золота, и кварц-пиритовая с шеелитом [2]. Наиболее разнообразно представлена минерализация третьего, наиболее продуктивного, рудного этапа, в пределах которого выделяется несколько стадий, разделенных внутрирудными тектоническими подвижками (Рис.2).

Промышленную ценность месторождения определяет самородное золото, которое тесно ассоциирует с теллуридами. Широкое распространение теллуридов является особенностью этого месторождения и минералогическим индикатором участия глубинных флюидов в его образовании [1]. На месторождении известны теллуриды никеля (мелонит $NiTe_2$), железа (фробергит $FeTe$), свинца (алтаит $PbTe$), золота и серебра (калаверит $AuTe_2$, сильванит $AuAgTe_4$, креннерит $(Au, Ag)Te_2$, петцит $AuAg_3Te_2$, гессит Ag_2Te и γ -гессит $Ag_{1.9}Te$, рис. 3а). Кроме того довольно часто встречается χ -фаза по [7], содержащая, кроме Ag и Te, от 2.5 до 14.5 вес.% Au. Наши минералого-геохимические исследования промышленных кварц-сульфидных жил показали присутствие в рудах ранее неизвестных на месторождении теллуридов Bi (цумоит $BiTe$), Sb (теллурантимон Sb_2Te_3), волинскита ($AgBiTe_2$) и тетрадимита (Bi_2Te_2S). Также обнаружены фазы, рассчитывающиеся на формулы $AuSbTe$, $BiSb_2Te_4$, $BiSbTe_3$, требующие дальнейшего изучения.

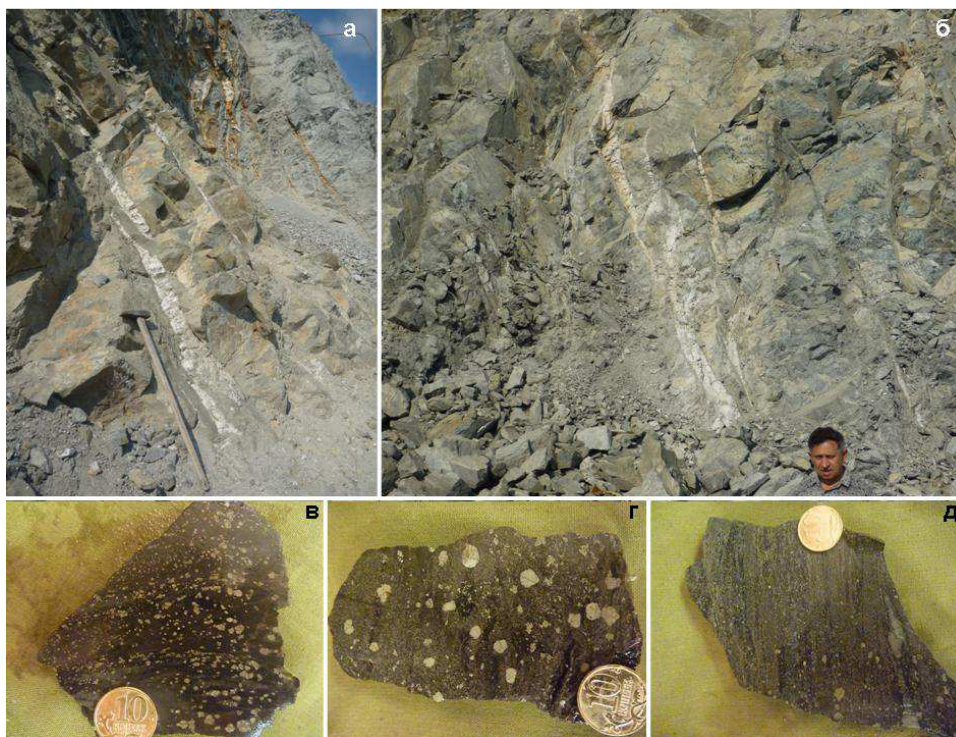


Рисунок 1. Сульфидно-кварцевые жилы (а, б) и прожилково-вкрапленная минерализация (в-д) Светлинского золоторудного месторождения.

| Стадии | Q-Py | Au-Te-полиметаллическая | | Q-карбонат-сульфидная |
|-------------------|------|-------------------------|---|-----------------------|
| Минералы | | | | |
| Пирит | — | — | | — |
| Пирротин | — | — | | — |
| Халькопирит | — | — | — | — |
| Сфалерит | | — | — | — |
| Самородное золото | | — | — | — |
| Пентландит | | — | | — |
| Галенит | | — | | — |
| Тетраэдрит | | — | — | — |
| Мелонит | | — | — | — |
| Фробергит | | — | — | — |
| Алтаит | | — | — | — |
| Петцит | | — | — | — |
| Теллурантимон | | — | — | — |
| Сильванит | | — | — | — |
| Калаверит | | — | — | — |
| χ-фаза | | — | — | — |
| Гессит | | — | — | — |
| Цумоит | | — | — | — |
| Волынскит | | — | — | — |
| Тетрадимит | | — | — | — |
| Борнит | | — | — | — |
| Троилит | | — | — | — |
| Марказит | | — | — | — |

Рисунок 2. Схема последовательности минералообразования третьего рудного этапа (по [2] с изменениями и дополнениями).

Теллуриды обычно приурочены к трещинам в жильном кварце, образуя самостоятельные сростания, реже выделения в пирите, халькопирите, тетраэдрите. К наиболее ранним относятся мелонит, фробергит, алтаит в составе сфалерит-халькопирит-теллуридного парагенезиса. Далее следуют теллурантимон, теллуриды золота, петцит, их сменяют

цумоит+гессит и гессит в составе халькопирит-тетраэдритового парагенезиса.

Мелонит (NiTe_2) образует игольчатые и таблитчатые выделения (0.05-0.25 мм) в кварце и халькопирите. Обнаружен в сростании с теллурантимомом, халькопиритом и алтаитом (Рис.4). Содержит 0.04-0.82% Fe, ~0.8% Sb, 0.04-0.77% Cu, 0.1-0.3% Pb (Табл.1).

Фробергит (FeTe) обнаружен нами в тесном сростании с петцитом: нарастает на таблитчатое выделение петцита (~ 0.2 мм), содержащего игольчатые выделения теллурантимоана, и сам содержит ксеноморфные выделения петцита (Рис.4). В этой ассоциации в фробергите содержится 0.11-0.35% Pb, 0.12-0.69% Au и $\sim 0.7\%$ Sb (Табл.1). Ранее было встречено сростание фробергита с γ -гесситом, в котором часть железа замещена Ni (0.85%) и Cu (0.11%) [2].

Алтаит (PbTe) широко распространен в теллуридных парагенезисах. Выделения неправильной формы (70-250 мкм) встречаются в ассоциации с халькопиритом и высокопробным самородным золотом, ранее отмечались сростки алтаита с калаверитом и γ -гесситом. Обнаружены ксеноморфные выделения алтаита с игольчатыми вросками теллурантимоана и фазами SbBiTe_3 и SbBi_2Te_4 , которые возможно отвечают промежуточным составам ряда Sb_2Te_3 - Bi_2Te_3 .

Калаверит (AuTe_2), сильванит (AuAgTe_4) и креннерит ($(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$) – ранние минералы системы Au-Ag-Te на месторождении – подробно описаны в [2]. Обнаружены два микропарагенезиса: калаверит+обогащенная золотом χ -фаза+высокопробное самородное золото и сильванит-креннерит+обедненная золотом χ -фаза+низкопробное самородное золото. Калаверит часто ассоциирует с алтаитом, а сильванит с гесситом.

Петцит (AuAg_3Te_2) образует сростания с гесситом. Чаще это ксеноморфные включения в гесситовой матрице. Обнаружены пламенивидные выделения петцита по контакту гессита и самородного золота. Рентгеноспектральный микроанализ петцита показал присутствие примеси Bi (0.2-0.3%) и Sb ($\sim 0.2\%$), что вероятнее всего свидетельствует о мельчайших включениях фаз Sb_2Te_3 - Bi_2Te_3 .

Гессит (Ag_2Te) – наиболее распространенный теллурид на месторождении – ассоциирует с самородным золотом, цумоитом, волинскитом, тетрадимитом, халькопиритом и тетраэдритом. К γ -гесситу отнесена фаза состава $\text{Ag}_{1.9}\text{Te}$ по [7]. Довольно часто встречаются выделения χ -фазы по [7], содержащей 2.5-14.5 вес.% Au. χ -фаза образует сростания с гесситом в тетраэдрите, изометричные выделения (30 мкм) в кварце. По данным рентгеноспектрального микроанализа содержание золота в χ -фазе составляет 12.62-15.27%. Поскольку χ -фаза не устойчива при низких температурах, возможно, ее кажущиеся однородными выделения на самом деле представлены продуктами распада (гесситом и

петцитом) мельчайших размеров, подобно наблюдавшемуся нами случаю (Рис.36). В ассоциации с цумоитом гессит содержит $\sim 0.1\%$ Bi.

Цумоит (BiTe) образует пластинчатые выделения (30-70 мкм) совместно с гесситом в ассоциации с тетраэдритом и халькопиритом (Рис.4). Рентгеноспектральный микроанализ показал присутствие около 1% Ag и Sb (Табл.1).

Теллурантимоан (Sb_2Te_3) ассоциирует с минералами раннего теллуридного парагенезиса – мелонитом, фробергитом, алтаитом в контакте халькопиритом. Образует пластинчатые выделения (до 60 мкм длиной) в петците, сосуществующем с фробергитом. Встречены – совместные с фазой состава SbBi_2Te_4 игольчатые выделения в алтаите, таблитчатые выделения совместно с петцитом в микротрещинах в кварце. В теллурантимоане содержится Ag (до 2%) и Bi ($\sim 4\%$ в ассоциации с петцитом в кварце и 8.1-9.8% – с теллуридами никеля, железа и свинца) (Табл. 1).

Волинскит (AgBiTe_2) и тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) обнаружены в гессите, выполняющем микротрещины в кварце (Рис.4). Волинскит содержит примесь сурьмы (1%). В тетрадимите обнаружено 4.3-5.6% Sb и 1.5-1.8% Ag (Табл. 1).

Самородное золото представлено несколькими генерациями, наиболее часто ассоциирует с золотосеребряными теллуридами. Ранние золотины округлой формы, приуроченные к краевым частям выделений халькопирита в блеклой руде, имеют пробность 760-875. В ассоциации с теллуридами золота и серебра пробность самородного золота повышается. Как было показано [2], в сростании с калаверитом пробность золота выше (932-948), чем в сростании с креннеритом и сильванитом (873-913). Встречаются зональные золотины с каймой высокопробного золота в сростании с гесситом. В алтаите высокопробное золото (832-858) замещается электрумом (627).

По данным исследования флюидных включений, минералообразование ранних ассоциаций происходило при 405-255°C и 5-1 кбар из флюидов с концентрацией солей 1.2-15.1 мас.% экв. NaCl. Поздние ассоциации формировались из флюида с соленостью 4.8-19.8 мас.%-экв. NaCl при 320-130°C [6,10]. Теллуридные парагенезисы и температуры, полученные по составу самородного золота в ассоциации с теллуридами Au и Ag, не противоречат этим данным. Фаза состава AuSbTe в составе раннего халькопирит-блеклорудного парагенезиса стабильна при 350°C [9]. Ниже 340°C образуется самородное

Таблица 1. Химический состав минералов теллура по данным рентгеноспектрального микроанализа.

| образец | Ag | Au | Cu | Fe | Pb | Ni | Sb | Bi | S | Se | Te | Сумма |
|---------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 1 | 60.69 | 1.90 | | | | | 0.14 | 0.00 | | | 37.86 | 100.58 |
| 2 | 61.41 | 0.33 | 0.09 | | | | 0.12 | 0.06 | | | 38.10 | 100.10 |
| 3 | 61.95 | 0.30 | 0.03 | | | | 0.10 | 0.01 | | | 38.06 | 100.44 |
| 4 | 62.59 | 0.07 | | | | | 0.16 | 0.02 | | | 38.09 | 100.93 |
| 5 | 62.89 | | | | | | 0.17 | | | | 37.77 | 100.82 |
| 6 | 1.77 | | | | | | 4.34 | 52.44 | 4.2 | | 36.92 | 99.66 |
| 7 | 1.53 | 0.20 | 0.04 | | | | 5.58 | 51.14 | 4.1 | | 36.95 | 99.52 |
| 8 | 42.15 | 23.37 | 0.01 | | | | 0.14 | 0.28 | | | 33.56 | 99.52 |
| 9 | 44.30 | 21.57 | | | | | 0.03 | 0.19 | | | 33.61 | 99.71 |
| 10 | 43.09 | 22.55 | 0.76 | | | | 0.22 | 0.27 | | | 33.82 | 100.71 |
| 11 | 1.09 | | 0.18 | | | | 0.84 | 59.93 | | | 36.53 | 98.56 |
| 12 | 19.33 | | | | | | 1.12 | 35.05 | | | 42.98 | 98.48 |
| 13 | | | 0.04 | 0.12 | 0.09 | 18.83 | 0.86 | 0.08 | 0.04 | 0.05 | 80.24 | 100.35 |
| 14 | | 0.04 | 0.12 | 0.08 | 0.27 | 17.99 | 0.86 | 0.06 | 0.12 | 0.02 | 79.92 | 99.47 |
| 15 | | | 0.08 | 0.04 | 0.30 | 18.12 | 0.78 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 81.03 | 100.38 |
| 16 | 0.14 | 0.03 | | | 61.34 | | 0.24 | 0.19 | | 0.07 | 37.86 | 99.87 |
| 17 | 0.16 | 0.12 | | 0.03 | 61.47 | | 0.18 | 0.09 | | 0.08 | 36.79 | 98.92 |
| 18 | 0.38 | 0.47 | 0.01 | 0.01 | 0.75 | 0.01 | 35.34 | 4.16 | | 0.06 | 58.47 | 99.66 |
| 19 | 0.50 | 0.28 | 0.01 | 0.02 | 1.16 | | 35.32 | 4.00 | 0.02 | 0.10 | 58.41 | 99.80 |
| 20 | 0.87 | 0.85 | | 0.01 | 0.82 | 0.03 | 30.05 | 9.75 | 0.03 | 0.02 | 57.82 | 100.24 |
| 21 | 1.17 | 0.82 | | 0.06 | 0.62 | 0.02 | 30.94 | 9.04 | | 0.03 | 57.57 | 100.26 |
| 22 | 0.00 | 0.69 | | 17.91 | 0.35 | 0.05 | 0.60 | | 0.01 | | 81.78 | 101.39 |
| 23 | 0.02 | 0.21 | | 18.13 | 0.27 | | 0.70 | | 0.02 | | 81.48 | 100.81 |
| | F_Ag | F_Au | F_Cu | F_Fe | F_Pb | F_Ni | F_Sb | F_Bi | F_S | F_Se | F_Te | n |
| 1 | 1.94 | 0.03 | 0.00 | | | | 0.004 | 0.000 | | | 1.02 | 3 |
| 2 | 1.96 | 0.01 | 0.00 | | | | 0.003 | 0.001 | | | 1.03 | 3 |
| 3 | 1.97 | 0.01 | 0.00 | | | | 0.003 | 0.000 | | | 1.02 | 3 |
| 4 | 1.98 | 0.00 | 0.00 | | | | 0.004 | 0.000 | | | 1.02 | 3 |
| 5 | 1.99 | | 0.00 | | | | 0.005 | 0.000 | | | 1.01 | 3 |
| 6 | 0.11 | | 0.00 | | | | 0.247 | 1.735 | 18.06 | | 2.00 | 5 |
| 7 | 0.10 | 0.01 | 0.00 | | | | 0.317 | 1.691 | 17.64 | | 2.00 | 5 |
| 8 | 3.02 | 0.92 | 0.00 | | | | 0.009 | 0.011 | | | 2.04 | 6 |
| 9 | 3.14 | 0.84 | 0.00 | | | | 0.002 | 0.007 | | | 2.01 | 6 |
| 10 | 3.02 | 0.86 | 0.09 | | | | 0.014 | 0.010 | | | 2.00 | 6 |
| 11 | 0.03 | | 0.01 | | | | 0.023 | 0.967 | | | 0.97 | 2 |
| 12 | 1.03 | | 0.00 | | | | 0.053 | 0.968 | | | 1.94 | 4 |
| 13 | | | | 0.006 | 0.001 | 1.000 | 0.02 | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 1.96 | 3 |
| 14 | | 0.00 | 0.01 | 0.004 | 0.004 | 0.969 | 0.02 | 0.001 | 0.012 | 0.001 | 1.98 | 3 |
| 15 | | | | 0.002 | 0.005 | 0.971 | 0.02 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 2.00 | 3 |
| 16 | | 0.00 | | | 0.990 | | 0.01 | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.99 | 2 |
| 17 | 0.01 | 0.00 | | 0.002 | 1.005 | | 0.00 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.98 | 2 |
| 18 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.001 | 0.023 | 0.001 | 1.86 | 0.128 | 0.000 | 0.005 | 2.94 | 5 |
| 19 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.002 | 0.036 | | 1.86 | 0.123 | 0.004 | 0.008 | 2.93 | 5 |
| 20 | 0.05 | 0.03 | | 0.002 | 0.026 | 0.003 | 1.61 | 0.305 | 0.005 | 0.002 | 2.96 | 5 |
| 21 | 0.07 | 0.03 | | 0.006 | 0.019 | 0.002 | 1.65 | 0.282 | 0.000 | 0.002 | 2.94 | 5 |
| 22 | | 0.01 | | 0.944 | 0.005 | 0.002 | 0.02 | 0.000 | 0.001 | | 2.02 | 3 |
| 23 | | 0.00 | | 0.956 | 0.004 | | 0.02 | 0.000 | 0.002 | | 2.02 | 3 |

Примечание: 1-5 – гессит; 6,7 – тетрадимит; 8-10 – петцит; 11 – цумоит; 12 – вольтскит; 13-15 – мелонит; 16, 17 – алтаит; 18-21 – теллурантимон; 22, 23 – фробергит. Данные в мас.% и формульных коэффициентах. n – количество атомов в формуле.

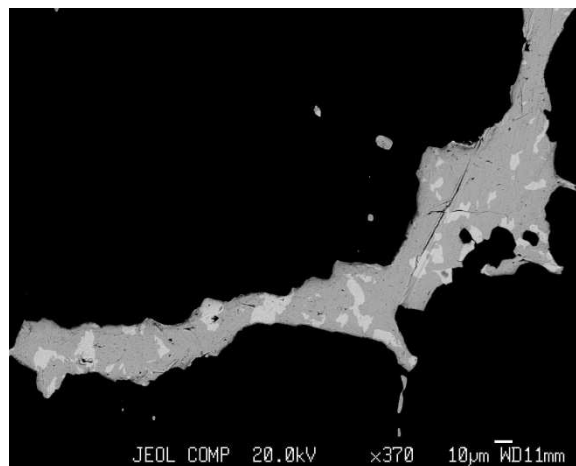
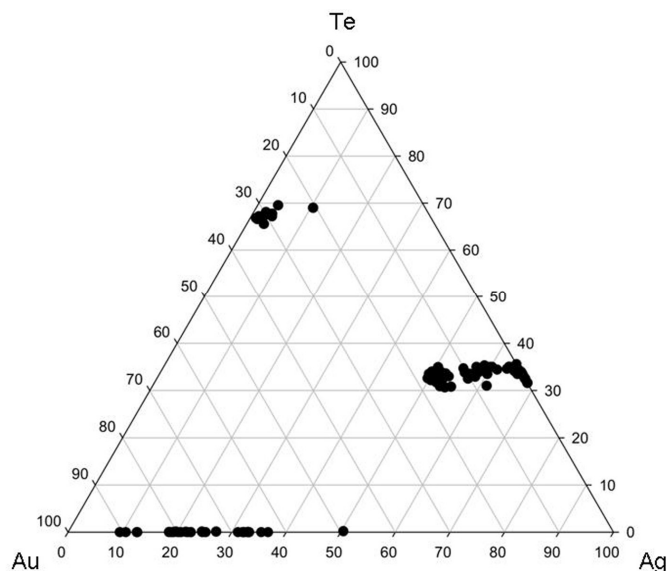


Рисунок 3 – Фазова діаграма Ag-Au-Te (ат.%) для мінералів Светлинського местородження з урахуванням даних [2] і наших (слева) і ксеноморфні виведення петцита в геситовій матриці (справа).

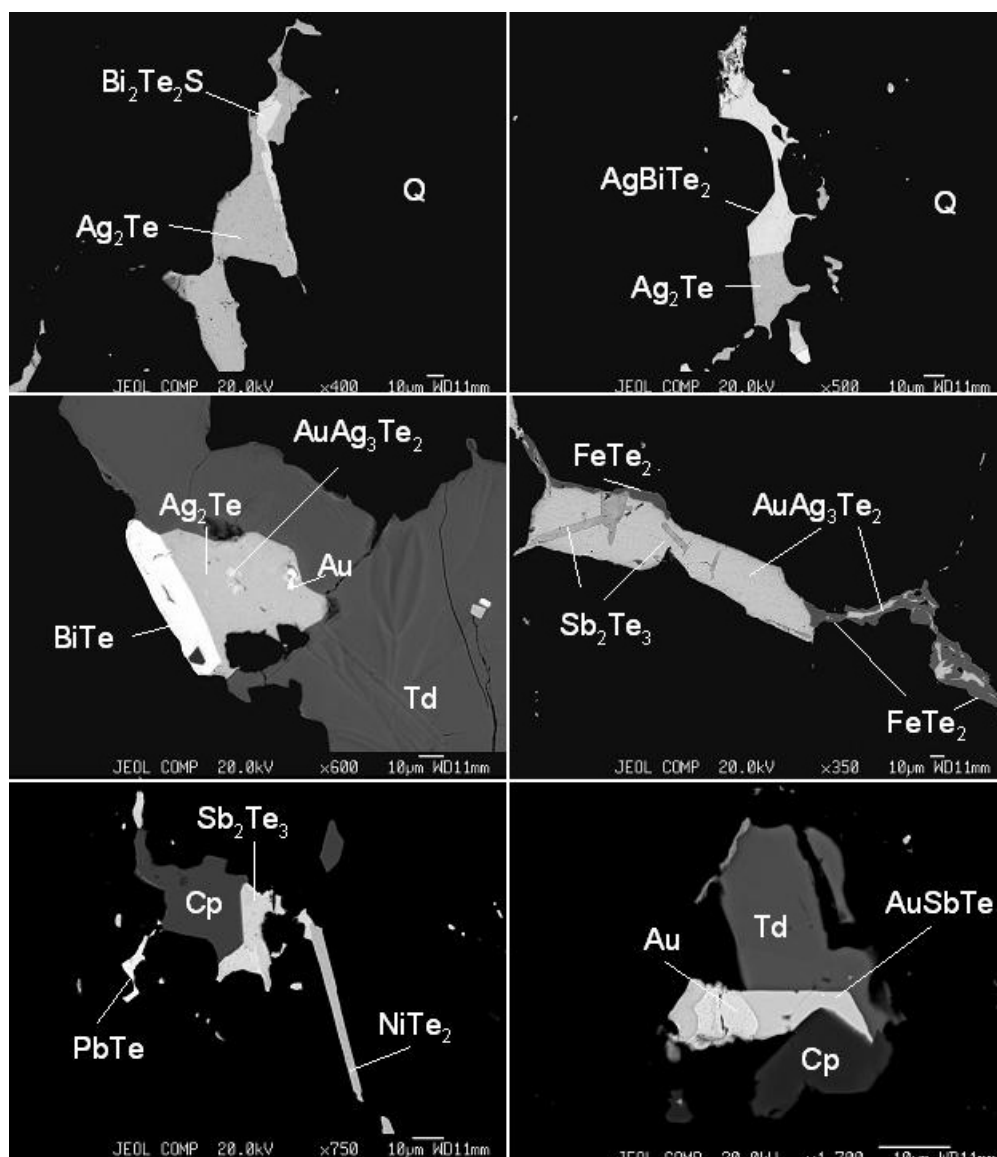


Рисунок 4 – Парагенезиси телуридів в кварцевих жилах Светлинського местородження, Ю.Урал. Q – кварц, Td – тетраэдрит, Cp – халькопирит. Масштабна лінійка – 10 мкм.

золото в парагенезисе с калаверитом и гесситом. Ассоциация самородного золота с креннеритом стабильна при температуре ниже 238°C, а калаверита с петцитом и самородным золотом при 290-270°C [7]. Температура минералообразования, полученная по составу сосуществующих петцита, гессита и самородного золота, составляет 284°C (Столяров М.И., неопубл. данные). Присутствие мелких ксеноморфных выделений петцита в гесситовой матрице возможно свидетельствует о распаде твердого раствора состава $(\text{Ag}_{11}\text{Au})\text{Te}_6$ при температуре ниже 50°C.

На Светлинском месторождении теллуриды в рудах появляются в основном после отложения сульфидов, что отражает увеличение отношения $f_{\text{Te}_2}/f_{\text{S}_2}$, что наиболее вероятно связано с поступлением H_2Te из магматического источника [4]. Последовательное отложение минералов с прогрессивно снижающимся содержанием теллура в них указывает на снижение f_{Te_2} в процессе рудообразования. Это может быть вызвано локальной изоляцией ранее образованных минералов от гидротермального флюида и/или постепенным истощением источника теллура [5]. Поля стабильности наблюдаемых теллуридных ассоциаций в координатах фугитивности серы – фугитивности теллура для 300°C показывают, что ранние ассоциации отлагались при высокой фугитивности Te ($10^{-7.5}$ - 10^{-8} калаверит+алтаит и 10^{-8} - 10^{-9} мелонит+алтаит+теллурантимон+халькопирит). Дальнейшее отложение теллурантимоны с петцитом и фробергитом вероятно происходит при охлаждении и тех же фугитивностях теллура. Постоянство f_{Te_2} по [5] требует изменений в гидротермальном флюиде, таких как увеличение $X_{\text{H}_2\text{Te}}$, общей концентрации Te или окисления. Окислительно-восстановительные условия характеризует состав теллуридов висмута, а именно отношение $\text{Bi}/\text{Te}+\text{Se}+\text{S}$ ($R_{\text{Bi}/\text{Te}}$) [8]. Цумоит $R_{\text{Bi}/\text{Te}}=1$ может отлагаться и в восстановительных, и в окислительных обстановках. В нашем случае цумоит ассоциирует с теллуридами золота и серебра, что указывает на окислительную обстановку. Отложение более поздних волинскита, тетрадимита происходило вероятно при снижении температуры и фугитивности теллура до 10^{-15} и относительном повышении фугитивности серы.

Таким образом, образование продуктивных ассоциаций Светлинского месторождения происходило при снижении температуры, прогрессивном снижении фугитивности теллура

с периодами ее относительной стабильности и незначительных вариациях фугитивности серы.

Минералого-геохимическое изучение Светлинского месторождения и выяснение условий его образования актуальны, поскольку наиболее перспективными признаны золоторудные месторождения прожилково-вкрапленного типа. Рядовые содержания золота компенсируются масштабностью объектов, равномерностью его распределения и возможностью их отработки карьерами. Кроме того, такие руды благоприятны для развития по ним кор выветривания и вторичного обогащения золотом.

1. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1999.
2. Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А., Мурзин В.В., Мецнер Э.И. Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 1989
3. Федосеев В.В. Сырьевая база ЗАО "Южуралзолото" в Челябинской области / Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. Специальный выпуск. С. 20-27
4. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria / *Economic Geology*, 1988. V. 83, P. 377-404.
5. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Applications to telluride bearing ore deposits / *Economic Geology*, 1988. V. 83, P. 395-404
6. Bortnikov N.S., Murzin V.V., Sazonov V.N., Prokofiev V.Yu., Stolyarov M.I. The Svetlinsk gold-telluride deposit, Urals, Russia: Mineral paragenesis, fluid inclusion and stable isotope studies / *Mineral deposits: Processes to processing*. London. 1999. P. 21-24
7. Cabri L.J. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance / *Economic Geology*, 1965. V. 60, P. 1569-1606.
8. Ciobanu C.L., Cook N.J. Tellurides, selenides (and Bi-sulphosalts) in gold deposits / 11th IAGOD Symp-Geocongress, 2004 .CD vol., Geol Surv Namibia
9. Nakamura Y., Ikeda K. Isothermal phase relations in the Au-Sb-Te system at 350 °C / *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte*, 2002, V 6, pp. 276-288
10. Vikent'eva O., Prokofiev V., Bortnikov N. Fluid inclusions and evolution of ore fluids in the Svetlinsk polygenic gold deposit, South Urals // ECROFI XXII. Antalya, Turkey. June 5-9, 2013.

O.V.Vikenteva. Mineral genetic indicators of Svetlinsk gold deposit, S. Urals

The world-class gold Svetlinsk deposit (~80 т Au) is considered to be nontraditional one at the Urals. This deposit is an example of polygenic and polychronic mineral-forming system. Gold-quartz-telluride ores are located within the metamorphosed volcano-sedimentary

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

rocks (D-C). Native gold is associated with tellurides. Tellurides are typical for this deposit and they are mineral genetic indicator of mantle source of hydrothermal fluids. Melonite NiTe_2 , frobergite FeTe , altaite PbTe , calaverite AuTe_2 , sylvanite AuAgTe_4 , krennerite $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$, petzite AuAg_3Te_2 , hessite Ag_2Te , γ -hessite $\text{Ag}_{1,9}\text{Te}$, χ -phase, tsumoite BiTe , tellurantimony Sb_2Te_3 , volynskite

AgBiTe_2 , tetradymite $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ and unnamed AuSbTe , BiSb_2Te_4 , and BiSbTe_3 occur in ore assemblages. Gold ores are formed at temperature decrease and at the progressive decline of tellurium fugacity with some periods of relative stability of f_{Te_2} and at the slight variations of sulfur fugacity.

УДК 551.461.8 (477.8)

**ПЕТРОГЕОХІМІЧНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ МІДИСТИХ «ПІСКОВИКІВ» ПАЛЕОЦЕНУ
(СКИБОВА СТРУКТУРНО-ФАЦІАЛЬНА ЗОНА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ)**

Генералова Л.В., Костюк О.В.

Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів E-mail kostol@email.ua.

ВСТУП

Мідисті пісковики у строкатоколірних горизонтах значно поширені на теренах Українських Карпат, зокрема, у Скибовій структурно-фаціальній зоні. Вони трапляються на різних стратиграфічних рівнях розрізу цієї структурної одиниці у верхньокрейдово-еоценових строкатоколірних горизонтах стрийської, ямненської (яремчанський горизонт–під'ямненський), манявської (над'ямненський), вигодської та бистрицької світ. Строкатоколірні горизонти характеризуються ритмічно-циклічним чергуванням зеленувато-сірих і вишнево-червоних аргілітів, алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Іноді трапляються уламкові вапняки, гравеліти, конгломерати. Один із строкатоколірних горизонтів – яремчанський – є підшоною ямненської світи. В яремчанському горизонті, як і в інших, зафіксоване мідисте зруденінні формації мідистих пісковиків і сланців. Його розглядають як приклад міденосності. Цей тип зруденіння тяжіє до строкатоколірних горизонтів. З'ясування петрографічних і геохімічних особливостей мідевмісних порід буде сприяти встановленню критеріїв міденосності строкатоколірних горизонтів та вирішенню деяких металогенічних завдань на теренах Українських Карпат.

Вивчення мідистих пісковиків входить до актуальних завдань у відповідності до Закону України „Про затвердження загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року” № 3268-VI від 21.04. 2011 р.,

Виконання завдань можливе за умов підвищення ефективності прогнозування, пошуків та геолого-економічної оцінки площ поширення корисних копалин на основі використання металогенічного аналізу. Одним з фундаторів металогенічного аналізу є О.С. Ферсман. Його дослідження Монголо-Охотського рідкіснометального поясу сприяли встановленню загальних закономірностей та розробці регіональних металогенічних критеріїв. Металогенічні критерії слугують основою прогнозу поширення різних груп корисних

копалин та вказують на їхній зв'язок з геологічними формаціями.

Мідиста мінералізація Скибової структурно-фаціальної зони Українських Карпат, яка належить до рудопроявів стратиформних мідистих пісковиків та сланців Прикарпатської міденосної зони, досліджувалась протягом останніх 150 років. Серед вчених, які приділяли увагу цій проблемі слід назвати Д.П. Бобровника, В.О. Ващенко, Г.Д.Досіна, М.Д. Петруняка, І.П.Мудрика, Д.П. Хрущова, О.О. Щербак, та ін. [1, 9, 13, 16, 17, 18]. Більшість дослідників вивчали рудовмісні породи, базуючись на статистично оброблених результатах їхніх спектральних та хімічних аналізів. Характеризуючи речовинні особливості стратонів Скибової зони геологи головну увагу приділяли вивченню відкладів ямненської світи. В той же час тонкоритмічні товщі яремчанського горизонту, манявської та бистрицької світ та ін., залишалися поза їхньою увагою. Не виключено, що роботи дослідників були головно орієнтовані на пошуки нафтових родовищ. В результаті деталізації досліджень формації мідистих пісковиків і сланців Скибової зони виникла необхідність вивчення окремих розрізів та літотипів порід, які містять руду.

Яремчанський горизонт було виділено К. Паулем та Е. Тітці [19]. Вперше геохімічні характеристики строкатоколірних горизонтів палеоцену вивчали А.В. Максимов, та А.С. Пилипчук [12, 14]. Ґрунтуючись на результатах хімічних аналізів солянокислих витяжок строкатоколірних аргілітів яремчанського горизонту, вчені порівняли геохімічні особливості червоних і зелених аргілітів. На їхню думку вміст окисного заліза в червоних аргілітах відносно зелених різновидів різниться «з причини інтенсивності седиментації».

Детальніше геохімічними особливостями палеоцен-еоценових відкладів займались М.П. Габінет та В.С. Домарьов [7]. Вони встановили в породах форми знаходження заліза, сірки та вміст органічного вуглецю. В.С. Домарев та О.О. Щербак, вивчаючи стратиформні родовища міді, які характерні для Скибової зони Українських Карпат, відмічають, що рудовмісні породи мають підвищений вміст ізоморфних елементів-

домішок міді: Co, Ag, Pb, Zn, U [7,18]. Результати проведеного ними факторного аналізу свідчать про те, що «чим нижча концентрація міді у породах, тим слабший «парагенетичний» зв'язок її зі сріблом». Ці роботи знайшли своє продовження у працях Д.П. Хрущова [17]. Л.М. Рейфман та В.В. Глушко [15] вперше для Карпатського регіону досліджували вміст органічного вуглецю у строкатих товщах.

В останні роки детально проаналізовано мінеральний склад глинистої фракції теригенних, зокрема строкатоколірних порід, палеоцен-еоцену Скибової зони. Ці результати свідчать, що склад глинистої фракції представлений змішаношаруватими мінералами (іліт-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт), і що породи зазнали постседиментаційних перетворень етапу мезокатагенезу МК1–МК3. [2, 3].

Автори, досліджуючи строкатоколірні горизонти Скибової структурно-фаціальної зони (покрив) Українських Карпат, намагалися перевірити та встановити петрографічні і геохімічні закономірності мідевмісних порід. Для цього були поставлені такі завдання: вивчити петротипи мідевмісних порід палеоцену Скибової зони Українських Карпат, зокрема яремчанського горизонту; встановити взаємозалежність між вмістом та концентрацією мідистого зруденінням та структурою вивчених пород (петротипом), мінеральними складом цементу, характером обкатаності й сортованості каркасу теригенних рудовмісних порід, вмістом органогенного вуглецю, схарактеризувати кореляційний зв'язок між вивченими петротипами та вмістом міді за даними спектрального аналізу, дослідити співвідношення вмісту міді та середніх вмістів сумарної кількості ізоморфних елементів (Ni, Zn, Pb, Co, Ag) в петротипах рудовмісних порід яремчанського горизонту; простежити латеральний розвиток рудної мінералізації яремчанського горизонту та, в цілому, строкатоколірних горизонтів в межах Скибової зони.

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Породи яремчанського горизонту досліджувались у два етапи. На першому етапі авторами вивчались характерні розрізи яремчанського горизонту у природних відслоненнях в басейнах рр. Дністер, Стрий, Прут усіх лусок Скибової зони. Дослідники відзначали особливості вертикальної послідовності шарів, що складають

строкатоколірні горизонти, характер контактів, характер зміни шарів та прошарків від нижнього контакту до верхнього, мінливості кольору та складу шарів по латералі, форми прошарків, потужність шарів та її зміни, ритмічність, текстурні особливості. Складна тектонічна будова району та спорадичність відслонень значно ускладнюють вивчення латерального поширення строкатоколірних горизонтів. Роботи виконувались кафедрами загальної та регіональної геології і петрографії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Вони проводились як самостійно, так і в ході геологічного довивчення території, спільно з геологами Львівської геологорозвідувальної експедиції.

В лабораторних умовах породи яремчанського горизонту вивчались методами мінералогічної та петрографічної діагностики. Виконано макроскопічний та мікроскопічний опис порід. При описі шліфів зверталась увага на особливості мінерального складу каркасу та цементу. Проведено гранулометричний аналіз псамітових, алевритових та пелітових порід, оцінено ступень сортування та ступінь окатаності уламків каркасу. Вивчено характер на кількісні характеристики рудних (мідистих) мінералів у різних петротипах порід яремчанського горизонту. Виконано емісійний напівкількісний спектральний аналіз порід яремчанського горизонту. Для деяких порід зроблено аналіз вмісту елементів-домішок методом мас-спектрометрії з індуктивно пов'язаною плазмою (ІСП-МС). Кількість органогенного вуглецю у породах діагностувалась методом мокрого спалювання. Карбонатність порід визначалась газооб'ємним методом. Для халькопіриту, виконано мікрозондовий аналіз для визначення ізоморфних елементів-домішок міді. Крім того проводились тектонофізичні дослідження, які були орієнтовані на вивчення тріщинних парагенезисів стратонів. Тріщини вивчалися з метою реконструкції головних параметрів полів палеонапружень [4, 5]. Проведені роботи дали змогу виділити тектонічні структури, які сприяли поширенню мідної мінералізації.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Вивчення умов локалізації мідного зруденіння у всіх вище названих світах дає підстави стверджувати, що воно тягнеться до строкатоколірних горизонтів ритмічно-циклічного чергування червоних і зелених аргілітів та алевролітів. Потужність елементарних циклів зелених і червоних порід

становить перші сантиметри. Максимальний вміст міді характерний для лінз зелених алевролітів, які присутні серед червоних аргілітів. Максимум мідного зруденіння тяжіє до межі інтервалів зелених і червоних аргілітів. Вперше на цю особливість звернув увагу В.О.Досін (усне повідомлення).

Рудолокалізуючими породами є зелені аргіліти та алевроліти. Алевроліти та дрібнозернисті пісковики за класифікаційними діаграмами відповідають кварцевим та полевошпат-кварцевим різновидам. Серед пісковиків трапляються лінзи і прошарки поліміктових відмін (грауваки, аркозо-грауваки). В басейні р.Стий та р. Прут відмічено уламкові вапняки (кальцирудити, калькареніти, кальцисилтити, кальцилютити) Тип цементації в рудовмісних алевролітах та пісковиках поровий або контактний, зрідка-базальний. Цементуюча маса представлена карбонатною, глинисто-карбонатною, глинисто-кременистою, слюди-кременистою, кременисто-глинистою речовиною.

Серед мідних мінералів строкатокірних горизонтів відмічено послідовне виділення: (пірит) + халькопірит → борніт → халькозин → ковелін. Серед вторинних мінералів переважають малахіт та азурит [10, 11, 16]. В межах проявів міді фіксуються лінійні зони гіпергенних змін з характерними для них малахітом, азуритом, оксидами марганцю. Вони приурочені до зон розломів, в тому числі до субзгідних тріщин, часто з дзеркалами ковзання.

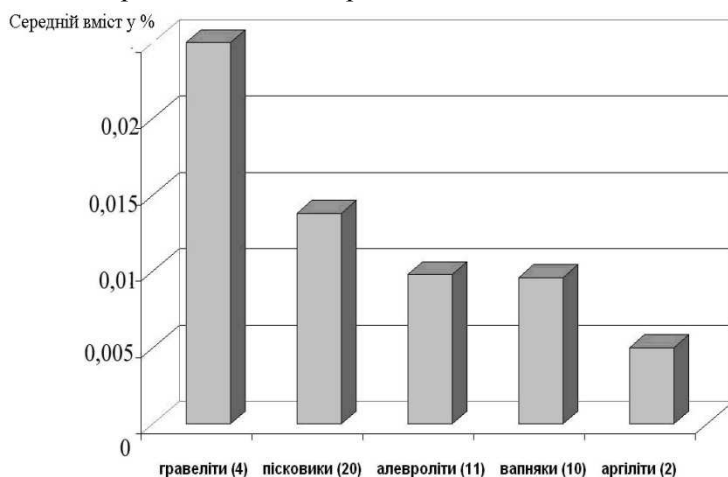


Рис. 1. Закономірності середнього вмісту міді у породах яремчанського горизонту.

В дужках показано кількість досліджених проб.

Важливим показником щодо концентрації мідистого зруденіння в породах є характер окатаності та ступінь гранулометричної сортованості каркасу рудоносних теригенних порід.

Для з'ясування впливу цих параметрів нами проведено вивчення рудоносних порід з різних ділянок з ознаками мідистої мінералізації

Пірит, халькопірит і халькозин зустрічаються в цементі уламкових вапняків, пісковиків, та алевролітів у вигляді рівномірно поширеного в об'ємі породи „рудного пилу” або сфероїдів, розсіяних вкраплень. Спостерігаються також тріщини з гніздоподібними або точково-ланцюжковим агрегатами піриту, халькопіриту, халькозину. Часом виявляється псевдоморфне заміщення халькопіритом органічних решток [10,11].

Мінералого-петрографічні дослідження рудовмісних порід свідчать про те, що кількість рудних сульфідів у породах закономірно зростає від алевропелітів з глинисто-карбонатним цементом до різнозернистих, іноді з гравієм, поліміктових пісковиків з глинисто-кременистим цементом та базальним типом цементації. Одним з пояснень такого процесу може бути діагенетичне формування сульфідів шляхом переміщення мідистих розчинів з дрібноуламкових порід до грубоуламкових в процесі їхнього ущільнення та літифікації. Такі результати узгоджуються з матеріалами по вивченню мідистих утворень Південного Казахстану а також Східного Сибіру [14].

За даними спектральних аналізів вміст міді у рудовмісних породах залежить від їхніх петрографічних особливостей. Середній вміст міді у алевропелітах становить 0,005%, відповідно у вапняках – 0,0096%, алевролітах – 0,0098%; у пісковиках – 0,014%, та гравелітах – 0,025% (рис. 1).

Скибової зони. Ці ділянки є в різних скибах та розміщені вздовж простягання Скибової зони. Порівнювались близькорозташовані ділянки мідистої мінералізації (~ 30 км) та однотипові породи з ділянок, які були розташовані одна від одної на великих відстанях (~ 150 км).

Для прикладу розглянемо ділянки мідистої мінералізації с. Довге і р. Рибник (долина р.

Стрий). Нижня частина розрізів складена алевролітами та дрібнозернистими пісковиками і алевролітами стрийської світи. Вище за розрізом фіксуються поганосортвані пісковики та гравеліти, які відносять до яремчанського горизонту. У верхній частині розрізу ділянки с. Довге уламки каркасу гравелітів схарактеризуються розмірами, які вдвічі-тричі (3–5 мм у перерізі) крупніші за кластоліти гравелітів ділянки р. Рибник (1–2 мм у перерізі). Відповідно, вміст міді у гравелітах ділянки с. Довге становить 0,07%, а у гравелітах ділянки р. Рибник – 0,003%.

Порівнюючи однотипні розрізи з ділянок, які віддалені одна від одної на великі віддалі, встановлюємо аналогічну закономірність.

Для прикладу візьмемо дві ділянки мідистої мінералізації з віддалених доменів мідистої мінералізації Скибової зони р. Прут і Підбуж-яремчанський (долина р. Стрий), які характеризуються наявністю в розрізах яремчанського горизонту улакових вапняків (кальцирудитів, калькаренітів, кальцисилтити, кальцилотитів).

На ділянці р. Прут в нижній частині розрізу яремчанського горизонту переважають перешарування червоних і зелених алевропелітових порід, серед яких вивчалися рудовмісні кварцові алевроліти. Вище за розрізом вони змінюються чергуванням червоних пелітів та зелених уламкових вапняків (кальцирудитами). Близько покрівлі горизонту знову домінують кварцові пісковики. На ділянці Підбуж-яремчанський нижня частина розрізу яремчанського горизонту починається перешаруванням червоних аргілітів та алевролітів і зелених аргілітів та кварцових пісковиків. В середній частині розрізу превалюють зелені уламкові вапняки (калькареніти, кальцисилтити), в верхній частині знову переважають зелені кварцові пісковики. Структура уламкових вапняків на ділянці р. Прут зазвичай характеризується більшими розмірами уламків (2–4 мм у перерізі), ніж на ділянці Підбуж-яремчанський (1–2 мм у перерізі). Відповідно, уламкові вапняки з ділянки Прут містять 0,06% міді, тоді як аналогічні породи ділянки Підбуж – 0,002%.

Аналіз петротипів яремчанського горизонту на вміст міді дав змогу з'ясувати, що вміст цього елементу в алевролітах не досягає кларкових значень. В пісковиків, навіть дрібнозернистих, кількість міді вища за кларкові значення. Яскравими підтвердженнями таких результатів є ділянки Підбуж-яремчанський та деякі літотипи р. Рибник (рис. 2–6).

Інформативним геохімічним параметром є співвідношення вмісту міді та середні вмісти сумарної кількості ізоморфних елементів (Ni, Zn, Pb, Co, Ag) в петротипах рудовмісних порід яремчанського горизонту.

У алевролітах на ділянках р. Женець та р. Прут, середній вміст нікелю та цинку є більшим за вміст міді.

На ділянках с. Довге, та р. Рибник в алевролітах середній вміст цинку переважає над вмістом міді. Водночас у алевролітах, свинцю, кобальту та срібла є менше ніж міді.

У дрібнозернистих та середньозернистих пісковиках на ділянках р. Женець, р. Прут, с. Довге середній вміст міді є нижчим за кларкові значення. В той же час в названих петротипах цих доменів серед ізоморфних елементів-домішок переважає цинк. Його більше, ніж міді, іноді в декілька разів. Збільшення цинку на цих ділянках обернено пропорційно не тільки до міді, а й до свинцю, кобальту, нікелю та срібла.

Водночас, у дрібнозернистих та середньозернистих пісковиках ділянок р. Рибник, та Підбуж – яремчанський, де середній вміст міді у 7–8 разів вищий, ніж кларк, вміст усіх елементів-домішок є нижчим міді.

Важливим геохімічним параметром є співвідношення кількості міді і органогенного вуглецю у мідевмісних породах яремчанського горизонту [11]. Проведене нами вивчення порід на вміст органогенного вуглецю (Corg) підтвердило те, що породи які містять підвищену кількість міді (десяті відсотки) в середньому концентрують 5,36 – 5,40 мг/л органогенного вуглецю. Породи, які містять 3,65 мг/л та менше, органогенного вуглецю залишаються безрудними і не досягають часто кларкових значень вмісту міді.

Аналіз латерального розміщення локалізації мідевмісних порід В Скибовій зоні дає змогу підкреслити, що підвищений вміст мінералів міді характерний для ділянок підвищеної дислокованості мідь-вмісних порід. Ці ділянки часто контролюють гіпергенних зміни в межах проявів міді. Вони приурочені до зон розломів субкарпатського та анти карпатського простягання [4, 5]. Первинне джерело міді може бути пов'язане з зонами тектонічних порушень, оскільки по мірі віддалення від зони поперечних тектонічних порушень, а також зменшенні густоти тектонічних порушень вміст міді у строкатих мідистих товщах відчутно йде на спад (рис. 7–9).

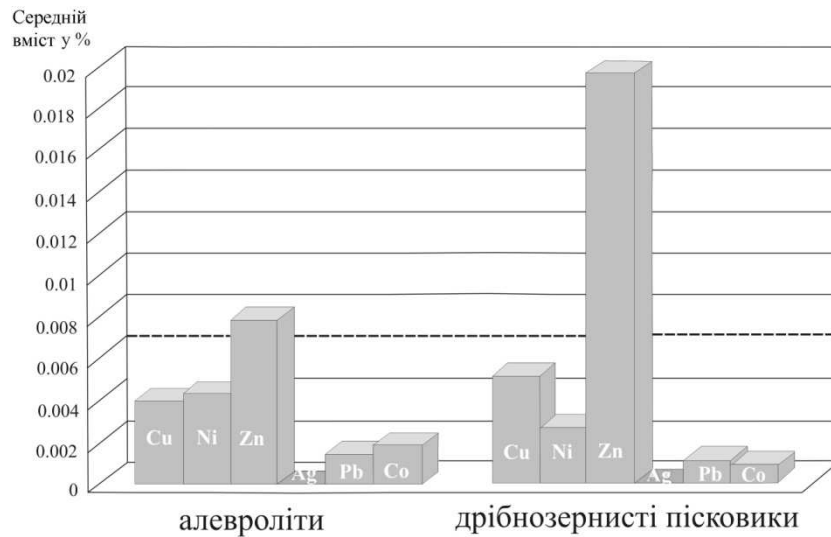


Рис. 2. Взаємовідношення середнього вмісту міді та ізоморфних елементів – домішок у породах розрізу р. Женець. (штрих пунктиром позначено кларк)

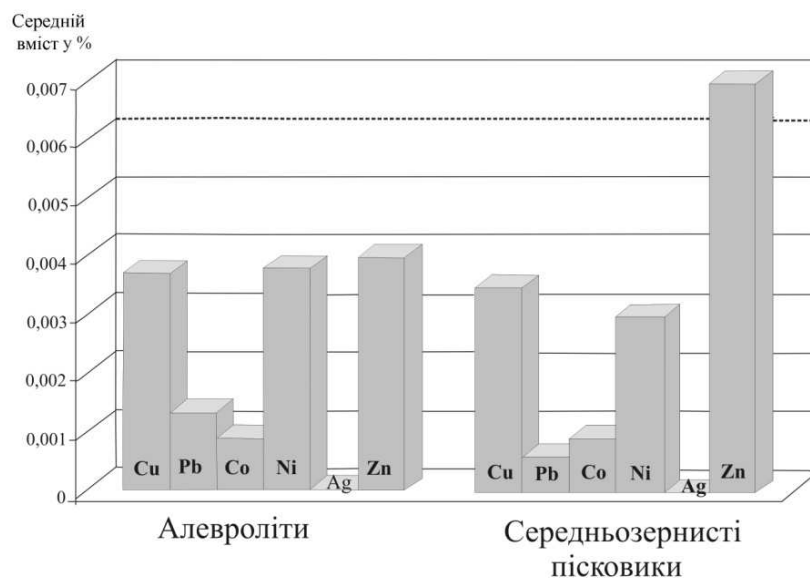


Рис. 3. Взаємовідношення середнього вмісту міді та ізоморфних елементів – домішок у породах розрізу р. Прут (штрих пунктиром позначено кларк)

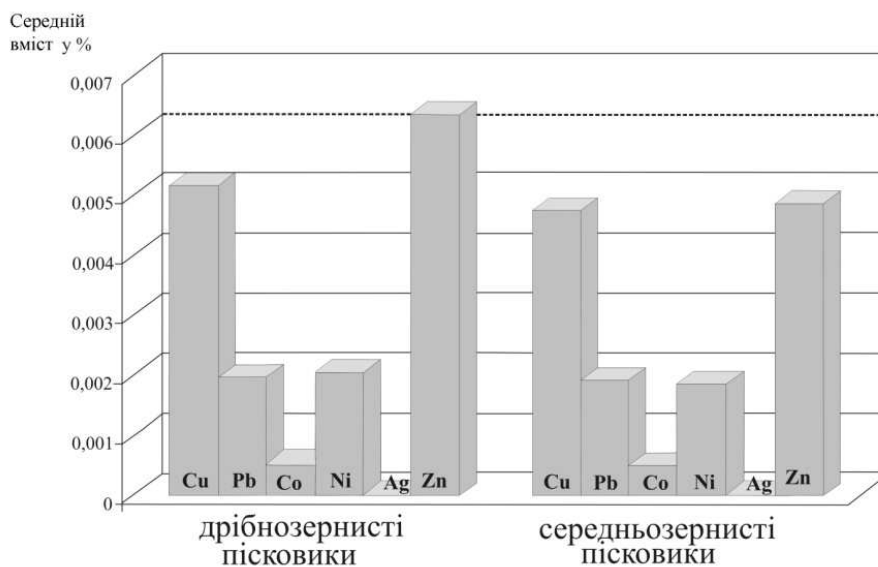


Рис. 4. Взаємовідношення середнього вмісту міді та ізоморфних елементів – домішок у породах розрізу р. Довге (штрих пунктиром позначено кларк)

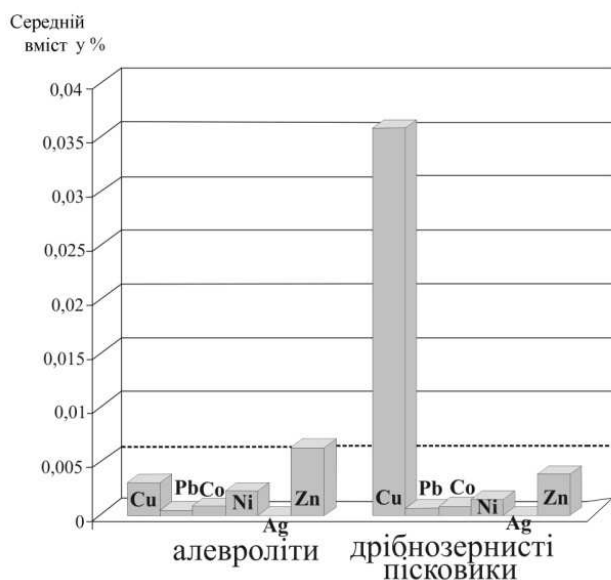


Рис. 5. Взаємовідношення середнього вмісту міді та ізоморфних елементів – домішок у породах розрізу р. Рибник (штрих пунктиром позначено кларк)

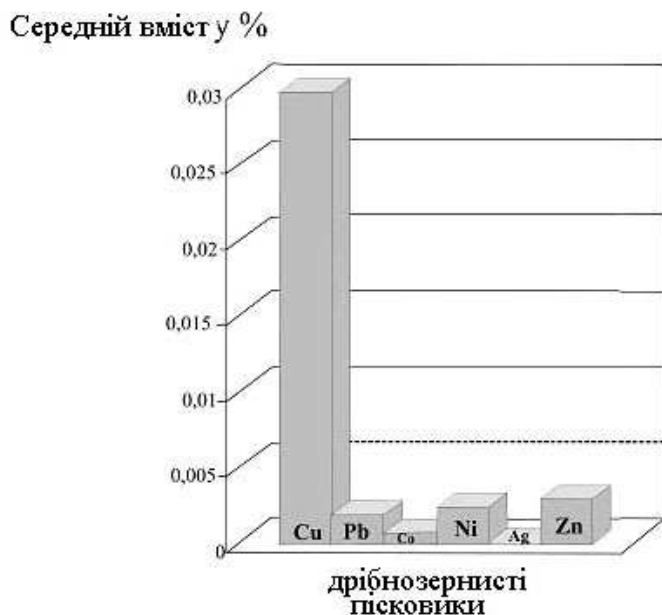


Рис. 6. Взаємовідношення середнього вмісту міді та ізоморфних елементів – домішок у породах розрізу р. Підбузь (штрих пунктиром позначено кларк)

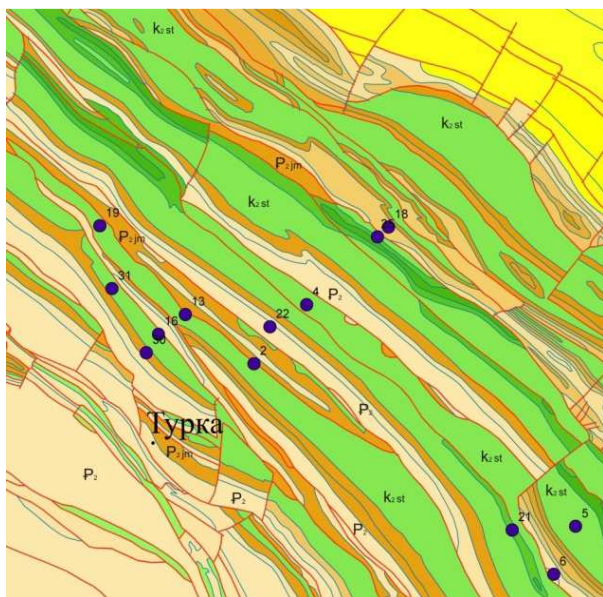


Рис. 7. Фрагмент геологічної карти масштабу 1:250000, на якій нанесені точки, де виявлено мідисту мінералізацію. (з використанням [6])

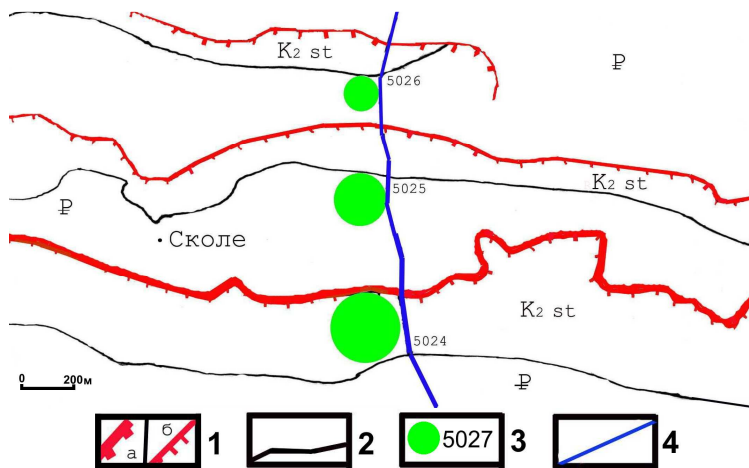


Рис. 8. Вміст міді у складі пісковиків яремчанського горизонту в долині р. Опір. 1 – розривні порушення головні (а) та другорядні (б); 2 – геологічні межі; 3 – номер та місце відбору проб (відносний діаметр кружечка відповідає вмістові міді в породі; у пробі 5026 вміст міді 0,004%; 5025 – 0,006%; 5024 – 0,008%); 4 – русло річки Опір.

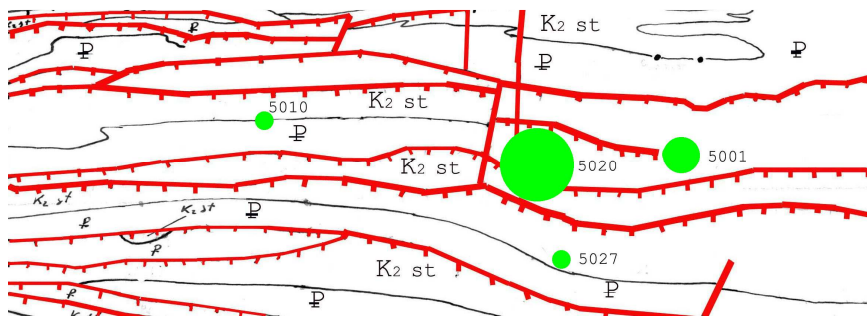


Рис. 9. Вміст міді у складі алевролітів яремчанського горизонту Долина р. Стрий. У пробі 5020 вміст міді сягає 0,2%; 5001 – 0,04%; 5027 – 0,02%; 5010 – 0,02%. Умовні позначення див рис. 8.

ВИСНОВКИ

Виконані дослідження дають змогу констатувати, що рудовмісними породами строкатоколірних горизонтів є зелені гравеліти, пісковики, вапняки. Максимальна кількість міді тяжіє до межі їх з червоними аргілітами. Кількість рудних мінералів у породах закономірно зростає від алевропелітів з глинисто-карбонатним цементом до різнозернистих поліміктових пісковиків та гравелітів з глинисто-кременистим цементом та базальним типом цементації. Вміст мідистого зруденіння в породах прямо пропорційно залежить від характеру окатаності та ступіня гранулометричної сортованості каркасу рудоносних порід та вмісту Сорґ. Ці дані підтверджуються результатами спектральних аналізів. Середні вмісти сумарної кількості ізоморфних елементів (Ni, Zn, Pb, Co, Ag) в петротипах рудовмісних порід яремчанського горизонту є обернено пропорційна до вмісту міді. Латеральний аналіз поширення мідевмісних порід диктує необхідність передбачати, що первинне джерело міді може бути пов'язане з зонами анти карпатських тектонічних порушень. По мірі віддалення від зони поперечних розломів зменшується густоти опіряючих тектонічних порушень і відчутно йде на спад вміст міді у строкатих мідистих товщах (рис. 7–9). Імовірно,

мідна мінералізація в породах палеоцену територіально приурочена до зон газоконденсатних родовищ і пов'язана з тектонічно-активними ділянками. Виявлені петрогеохімічні особливості мідевмісних порід яремчанського горизонту властиві усім строкатоколірним горизонтам Скибової зони. Вони відіграють роль пошукових критеріїв при металогенічному прогнозуванні території Українських Карпат

1. Бобровник Д.П. Минералы меди в миоценовых отложениях Предкарпатского прогиба / Бобровник Д.П. // Вопросы минералогии осадочных образований // Львов: Изд Львовского государственного университета, 1954.– Кн. 1.– С. 49-57.
2. Гаєвська Ю. Літолого-фаціальна мінливість середньоеоценових відкладів Українських Карпат / Ю. Гаєвська, І. Попп // 36. наук. пр. Інституту геологічних наук НАН України. — 2008. — Вип. 1. — С. 70-74.
3. Гаєвська Ю. Про мінералогію глинистої фракції теригенних порід еоцену Скибової зони Українських Карпат / Гаєвська Ю.// Мінералогічний збірник. – 2009. - №59. – вип. 4 - С. 105–115
4. Генералова Л. В. Особенности влияния поперечных разломов на локализацию орудинения медистых песчаников в Украинских Карпатах / Л. В. Генералова, А. В. Костюк // Междунар. науч.-практ. конфер. посвящ 80-ти летию Н.Н. Трофимова : тезисы

док. 17-18 февраля 2011 г. – М. : РУДН, 2011. – С. 22-23.

5. Генералова Л.В. Структурні особливості Орівської та Сколівської Скиб Скибової структурно-фаціальної зони у середній частині басейну р. Прут (Українські Карпати). / Л.В. Генералова // Вісник Львівського ун-ту. – 2010. – Сер геол. – Вип. 24. – С. 102-108.

6. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1: 200000 / [наук. редкол. В.А. Шакин и др.]; - / [наук. редкол. В.А. Шакин и др.]. Львов: УкрНИГРИ, 1976.

7. Домарев В.С. Типы месторождений медистых песчаников / В.С. Домарев // Литология и полезные ископаемые. – 1971. - №1. – С. 54 – 62.

8. Костюк О.В. До проблеми мідного зруденіння верхньокрейдово-палеогенових товщ Скибових Карпат / О.В. Костюк., Л.В. Генералова., М.І. Богданова // Геолого – мінералогічний вісник – 2008. - №1 (19). – С. 62-69.

9. Досін Г.Д. Мідна мінералізація в еоценових відкладах Українських Карпат/ Досін Г.Д. // Геологічний журнал. – 1965.– № 2.– С. 102-103.

10. Костюк О.В. Про формування сульфідів у мідистих відкладах Скибових Карпат/ Костюк О.В. Костюк О.В.// Вісник Львівського університету. Серія геологічна.– 2004.– Вип. 18.– С. 154-164.

11. Костюк О.В., Костенко А.І. Роль біогенного чинника в утворенні мідної мінералізації флішових відкладів Карпат / Костюк О.В., Костенко // Мінералогічний збірник.– 2002.– № 52, вип. 1.– С. 130-136.

12. Максимов А.В. Состав и генезис пестроцветных пород Карпатского флиша // Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины: [Сборник статей] / А.В. Максимов, В.М. Марковский, Л.М. Рейфман. – М.: Недра, 1968. – 359 с.

13. Петруняк М.Д., Кардаш В.Т. О признаках меденосности осадочной толщи Восточных Карпат // Доповіді АН УССР. Серія Б.– 1977.– №5.– С. 8-10.

14. Пилипчук А.С. Литологические особенности и условия образования пестроцветных отложений палеогена Скибовой зоне Карпат. // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. / А.С. Пилипчук. – Львов., 1972. – вып 6. – С 101-110.

15. Рейфман Л.М. О происхождении окраски пород Карпатского флиша // Литогенез и полезные ископаемые / Рейфман Л.М., Глушко В.В., - К.: Наукова думка – 1986. С. 80-86.

16. Хмелевский В.А. О медной минерализации в яремчанском горизонте нижнего палеоцена Оровской скибы/ Хмелевский В.А., Мудрык И.П., Петруняк М.Д. // Минералогия осадочных образований.– 1969.– Вип. 2.– С. 40-50.

17. Хрущов Д.П. Вещественный состав и некоторые геохимические особенности меденосных пород нижнестебникской свиты Предкарпатья // Осадочные породы и руды / Д.П. Хрущов, Г.С. Кампанец, П.Д. Байбаков, - К.: Наукова думка, 1984. С. 84-91

18. Щербак А.А. Геохимия микроэлементов в меденосных мел-неогеновых пестроцветных отложениях юго-восточной части Украинских Карпат и Предкарпатья / Автореф. канд. дис. // Львов: Західукргеологія, 1988.– 24 с.

19. Paul K.M. Neue Studien in der Sandstein zone der Karpathen. / K.M. Paul E. Tietze // Geol. Reichsanst – 1879 – P. 31-35.

Generalova L.V., Kostyuk O.V. PETROGEOCHEMICAL REGULARITIES OF COPPER «SANDSTONES» OF PALEOCEN (SKYBKOVA STRUCTURAL-FACIES ZONE OF UKRAINIAN CARPATHIANS)

Petrographic and geochemical regularities of rocks of strokatokolirny yaremchansky layer that stimulate of the copper mineralization were researched. These features are universal for Upper Cretaceous–Eocene strokatokolirny layers of Skybkova structural-facies zone of Ukrainian Carpathians

ДОСЛІДЖЕННЯ СИНТЕТИЧНИХ КОРУНДІВ ЗА ДОПОМОГОЮ ПРИЛАДУ DIAMODVIEW™ – НОВІ МОЖЛИВОСТІ ПРИ ДІАГНОСТИЦІ СИНТЕТИЧНОГО ДОРОГОЦІННОГО КАМІННЯ

Ємельянов І.О., Беліченко О.П.
Державний гемологічний центр України

Сучасною тенденцією світового та українського ринку дорогоцінного каміння є значне збільшення кількості синтетичних та облагороджених дорогоцінних каменів. Це пов'язано з поширенням відомих та розвитком нових методів синтезу і обробки. Інформування покупця про походження (природне або штучне) та види облагороження, є обов'язковим відповідно до міжнародних торговельних правил та законодавства багатьох країн світу, тому виявлення критеріїв для визначення синтетичних або облагороджених дорогоцінних каменів є одним з головних завдань гемологічних досліджень.

Серед синтетичних аналогів дорогоцінного каміння саме рубін став першим синтетичним кристалом, який почали штучно вирощувати в промислових масштабах і широко використовувати з технічною метою і в ювелірній справі замість природних каменів. Першим у промислових масштабах рубін почав синтезувати французький учений Огюст Вернейль, який у 1902 р. створив оригінальну апаратуру (спеціальну піч з киснево-водневим пальником) і підготував методику, що дозволяла за 2-3 години вирощувати кристали рубіну масою 20-30 каратів.

Простота і надійність методу Вернейля привела до швидкої організації промислового виробництва цих кристалів спочатку у Франції, а пізніше практично в усіх високорозвинених країнах світу.

Для синтезу рубіну використовують також інші методи, такі як:

- метод Чохральського;
- метод зонної плавки;



Рисунок 1 – Кристали синтетичного корунду синтезованого за методом Вернейля.

- метод синтезу з розчину в розплаві (флюсовий метод);
- метод синтезу з газової фази;
- гідротермальний метод.

Така різноманітність методів вирощування рубіну дозволяє отримувати кристали, які значно відрізняються один від одного, а також від природних каменів як за структурно-морфологічними особливостями, так і за деякими фізичними властивостями.

В теперішній час штучні корунди широко розповсюджені та коштують порівняно дешево. Сучасне світове виробництво синтетичного матеріалу складає близько 1 млн. карат на добу. Його використовують в ювелірній справі, в годинниковій промисловості, в оптиці, електроніці, астрономії (рис.1, 2) [2]. Більшість корундів (до 90%) синтезується методом Вернейля [6].

Перші наукові роботи щодо вивчення природних рубінів з'явилися ще в першій половині XX століття. З кінця 30-х років почалося вивчення синтетичних рубінів різних видів генезису, їх порівнювали з природними рубінами родовищ світу, використовуючи методи хімічного аналізу та досліджуючи внутрішні включення різних типів (газово-рідкі, мінеральні) за допомогою мікроскопії. Поява в 70-80-ті роки XX століття гемологічного обладнання нового покоління розширила можливості лабораторій, для діагностики синтетичного каміння почали використовувати такі методи досліджень як інфрачервона та оптична спектроскопія, мікрозондовий аналіз, рентгеноспектральний аналіз.



Рисунок 2 – Ограновані вставки синтетичного корунду.

В науково-дослідній лабораторії ДГЦУ при дослідженні мінералів групи корунду крім інфрачервоної спектроскопії та рентгеноспектрального аналізу використовують також мало відому методику діагностики рубінів та сапфірів за допомогою приладу DiamondView™.

Прилад був розроблений одним з лідерів алмазної індустрії компанією «Де Бирс». В основу роботи приладу покладено опромінення зразка УФ-хвилями довжиною 225 нм (короткі хвилі) [5]. При опроміненні спостерігається флуоресценція досліджуваного зразка, автоматично фіксується фосфоресценція, стають помітними видимі структури росту, які відображають умови кристалізації досліджуваного каменя.

DiamondView™ – це невеликий прилад розмірами 26x24x44 см та вагою 13 кг. Прилад дозволяє працювати з ювелірними вставками та виробами розміром від 0,05 до 10 каратів (рис. 3А) [5]. Прилад досить простий у використанні. Після відкриття дверцят зразок встановлюють у вакуумну чашу, де він утримується за допомогою спеціального насоса (рис. 3Б). Після закриття дверцят автоматично вмикається встановлена у приладі камера, і ми можемо спостерігати зразок на екрані монітора.

За допомогою обертових ручок, які розташовані на зовнішній частині приладу (рис. 3А), можна підлаштовувати зображення зразка залежно від потреб оператора. Ручки дозволяють переміщувати зразок вертикально, горизонтально, обертати навколо своєї осі, підводити фокус.

Незважаючи на те що пристрій був розроблений виключно для діагностики діамантів, в науково-дослідній лабораторії ДГЦУ він використовується як допоміжний прилад при визначенні природи походження мінералів групи корунду.

Як відомо, діагностичними ознаками синтетичних корундів вирощених за методом Вернейля є вигнуті лінії росту котрі пов'язані з

падінням крапель на верхню площадку булі та більшою у зрівнянні з окисом алюмінію летючістю деяких забарвлюючих окисів [1]. На відміну від вигнутих ліній росту в синтетиці, в природних каменях лінії росту прямі, що пов'язано з кристалізацією мінералів переважно у формі гексагональної діпіраміди, гексагональної призми, ромбоєдру [4]. Також природні корунди можуть містити різноманітні внутрішні дефекти у вигляді мінеральних включень, газово-рідинних включень, тріщин тощо, в той час як у синтетичних вернейлівських корундів внутрішні включення представлені газовими пухирцями або їх групами та заповненими газом каналами [1]. Ще однією діагностичною ознакою є наявність свічення в УФ-світлі. Природні рубіни за наявності в їх складі атомів Cr при опроміненні ультрафіолетовим світлом світяться червоним кольором, присутність у великій кількості в каменях атомів Fe буде "гасити" флуоресценцію [3]. Сапфіри природного походження в УФ-променях зазвичай не світяться взагалі. Опромінюючи штучні камені ми в більшості випадків спостерігаємо флуоресценцію червону, фіолетово-червону для синтетичних рубінів та блакитно-білу або зеленувату для синтетичних сапфірів.

Було проведено дослідження 56 синтетичних та 15 природних зразків мінералів групи корунду. Форма огранування каменів – круг, овал, маркіз, серце, круг кабошон, овал кабошон. Колір каменів - синій, блакитний, синьо-зелений, червоний, рожевий, фіолетовий, фіолетово-рожевий. Маса каменів від 0,06 до 15,0 ст.

Метод дослідження зразків у DiamondView™ полягає в наступному:

- зразок поміщають у вакуумну чашу та опромінують ультрафіолетовими хвилями;
- на екрані монітору досліджують опромінені зразки, виявляючи структури росту кристалів, характерні для природних або синтетичних каменів або характерні включення (рис. 4-11).



Рисунок 3 Зовнішній вигляд (А) та внутрішня будова робочої частини (Б) приладу DiamondView™

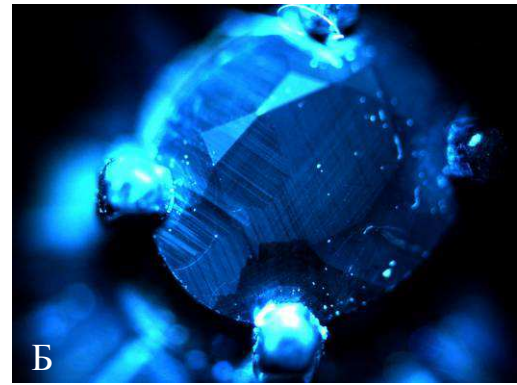
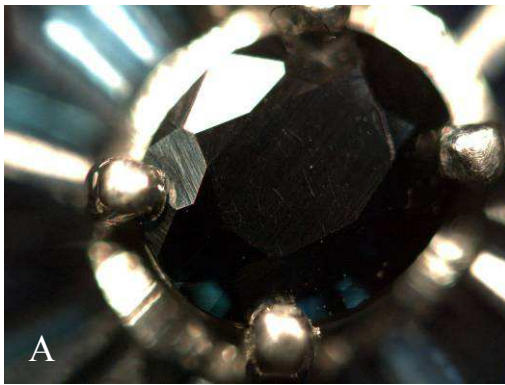


Рисунок 4 – Каблучка з природним сапфіром. Форма огранування овал Вид з боку корони. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Спостерігаються фрагменти прямих ліній росту характерних для природного сапфіру (Б).

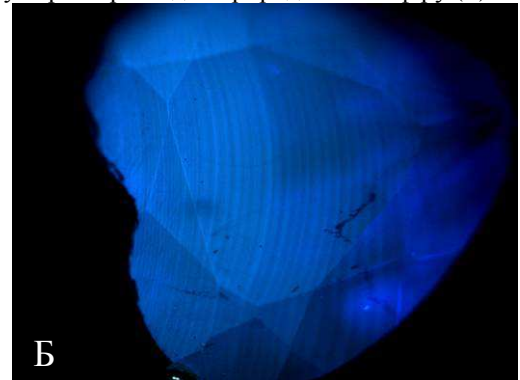
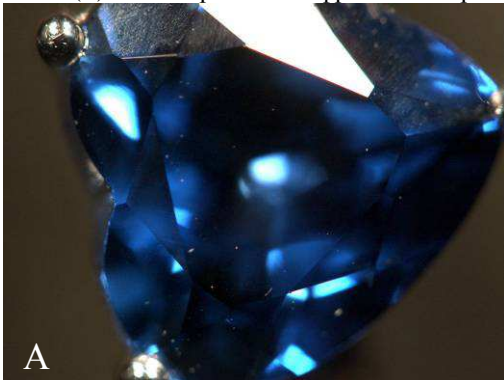


Рисунок 5 – Каблучка з синтетичним сапфіром. Форма огранування серце. Вид з боку корони. Видиме світло (А). УФ-світло (Б) Простежуються вигнуті лінії росту характерні для синтетичного сапфіру.(Б)

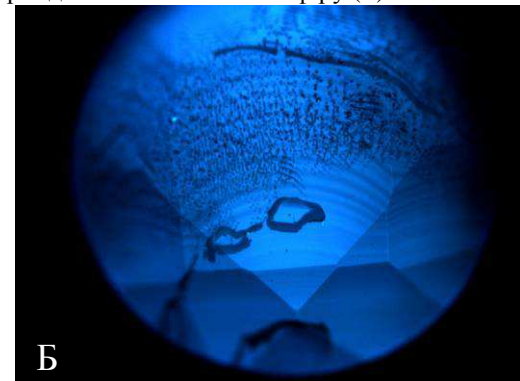


Рисунок 6 – Каблучка з синтетичним сапфіром. Форма огранування круг. Вид з боку корони. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Простежуються вигнуті лінії росту характерні для синтетичного сапфіру та скупчення газових пухирців (Б).

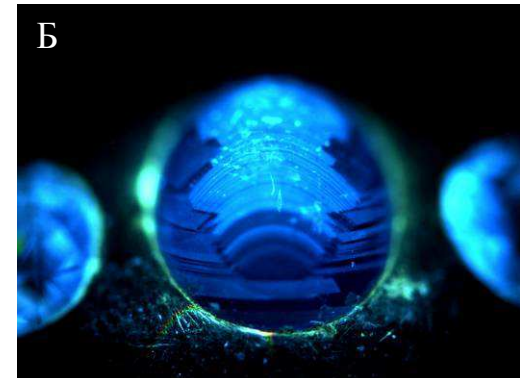
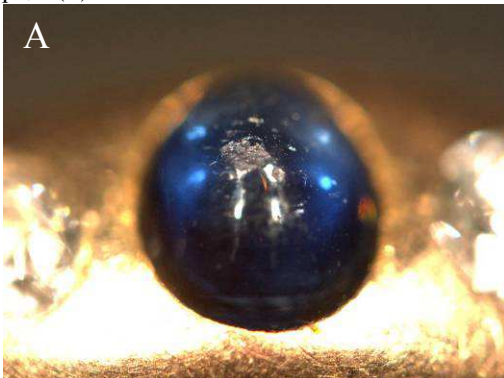


Рисунок 7 – Каблучка з природним сапфіром. Форма огранування овал кабошон. Вид з боку корони. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Спостерігаються лінії росту характерні для природного сапфіру (Б).



Рисунок 8 – Природний рубін. Форма огранування овал. Вид з боку павільйону. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Спостерігаються прямі лінії двійникування (?) характерні для природного сапфіру (Б).

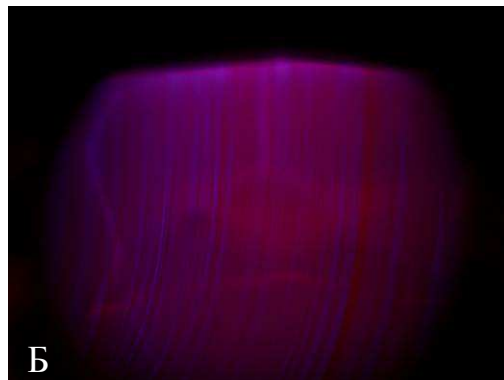
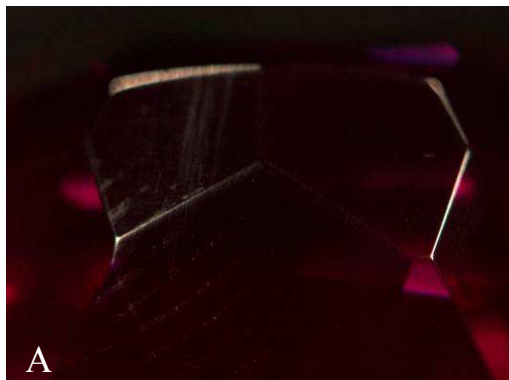


Рисунок 9 – Синтетичний рубін. Форма огранування овал. Вид з боку павільйону. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Простежуються вигнуті лінії росту характерні для синтетичного рубіну (Б).

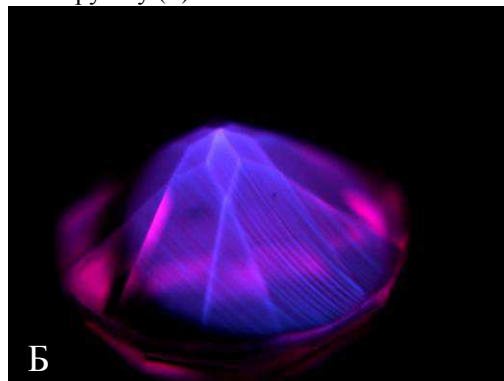


Рисунок 10 – Синтетичний сапфір фіолетового кольору. Форма огранування круг. Вид з боку павільйону. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Простежуються вигнуті лінії росту характерні для синтетичного корунду (Б).

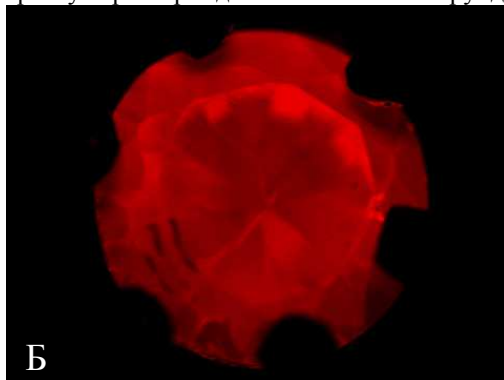
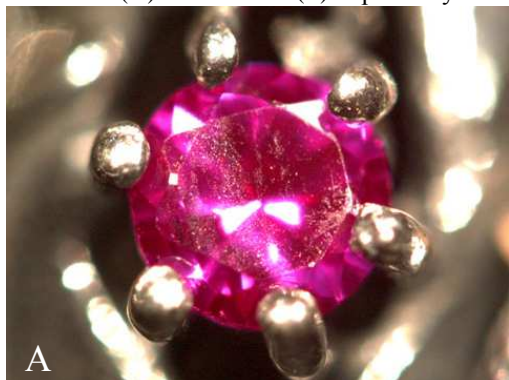


Рисунок 11 – Каблучка з синтетичний сапфіром фіолетово-рожевого кольору. Форма огранування круг. Вид з боку корони. Видиме світло (А). УФ-світло (Б). Слабо помітні вигнуті лінії росту характерні для синтетичного сапфіру (Б).

Як підсумок проведеної роботи можна зробити наступні висновки:

- Зразки синтетичного каміння майже завжди проявляють інтенсивну флюоресценцію.
- При вивченні зразків природного походження, незважаючи на велику потужність УФ лампи приладу флюоресценція в деяких каменях була майже відсутня.
- Структури росту в природних каменях в деяких випадках фіксувались повністю, інколи спостерігались фрагменти структур, іноді не фіксувались взагалі.
- При вивченні синтетичних каменів структури росту або їх фрагменти простежувались практично в усіх досліджуваних зразках.

Як підсумок можна сказати, що DiamondView™ добре виконав повставлене завдання щодо визначення природи походження мінералів групи корунду. Прилад дозволяє працювати з досить маленькими вставками, діагностування природи яких за допомогою інших приладів проблематично. У випадках, коли за допомогою приладу неможливо достовірно визначити походження каменя, треба залучати й інше складне гемологічне обладнання.

1. Андерсон Б. Определение драгоценных. Пер. с англ.- Москва: Мир камня, 1996 – 456 с., ил.
2. Афонькин С.Ю., Савельева А.В. Большая иллюстрированная энциклопедия. Драгоценные камни – Вильнюс: UAB "Bestiary", 2012 – 224 с., ил.
3. Смит Г. Драгоценные камни. Пер. с англ. – Москва: Мир, 1984 – 558 с., ил.
4. Шуман Вальтер. Драгоценные и полудрагоценные камни. Пер. с нем.- М.: БММ АО, 2006. – 312 с.: ил.
5. DiamondView User Manual/Diamond – Trading Company Ltd, 2008. – 81 p.
6. Krakowane syntetyczne szafiry // Polski Jubiler. - 2011. - №3 (93). - 30-31 st.

Summary: Research of Verneuil synthetic corundum with the use of DiamondView™ was carried out in the laboratory of the State Gemological Centre of Ukraine. The instrument is designed especially for the purpose of diamond's graining study under UV irradiation and rarely used in study of colored gemstones. The results indicate that DiamondView™ device can be used for diagnostics of natural and synthetic corundum.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Коры выветривания возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва. В свою очередь, интенсивность выветривания возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков [1-15]. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность коры выветривания очень зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно [1-5, 8-13, 15] и формируется мощная кора выветривания. Однако она сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеппене или первичной аккумулятивной равнине дренаж обычно очень слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные коры выветривания. На Сибирской платформе (и в её основных алмазоносных районах – Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском, Моркокинском и Среднемархинском) благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [3-9,13]. Так, на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На северо-западе и северо-востоке Тунгусской синеклизы сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге Тунгусской и Вилюйской синеклиз возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания Сибирской платформы предшествовала эпоха относительного покоя, в

течение которой дифференцированных тектонических движений практически не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пенеппенизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали на протяжении всего периода формирования поверхности выравнивания, при котором продукты выветривания поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. Так, отложения нижнего карбона Тунгусской синеклизы отражают погребённую поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания [3-5,9,13]. Общая картина осадконакопления в карбоне, по сравнению с девоном, изменилась мало. На территории Тунгусской синеклизы в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями [5,8]. В целом для позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи характерно весьма активное развитие процессов корообразования, протекавших в условиях теплого и влажного климата [11].

В конце пермского периода во многих районах Сибирской платформы начались излияния лав и внедрение траппов, особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пенеппенизацией Сибирской платформы. Региональная пенеппенизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации Сибирской платформы. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с резко неравномерным распределением осадков по сезонам, а в позднем триасе – ранней юре – с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной, преимущественно каолиновой коры выветривания [3-6,9,11]. При

этом корообразование, денудация и переотложение продуктов этой коры выветривания в коррелятивные толщи рассматриваемого региона происходили относительно равномерно, что было обусловлено, как и в позднем девоне – раннем карбоне, слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима. Так, иреляхская свита рэт-геттанга Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба, содержащая продукты переотложения коры выветривания, есть отражение погребённой денудационной поверхности среднего-верхнего триаса [3-6].

В пределах основных алмазоносных районов Сибирской платформы (Якутская алмазоносная провинция – ЯАП) древние коры выветривания развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах [2-8,13-15]. В структурном плане древние коры выветривания приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала кор выветривания, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, в средне-позднетриасовое время в пределах Малоботуобинского района осадконакопление происходило в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских кор выветривания [3-8,13]. Одна из них охватывает всю *северо-западную* половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба, являвшегося на протяжении длительного времени (норий – ранний лейас) денудационной, и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфы) нижнего триаса. Только в полосе шириной примерно до 30 км (редко больше – по депрессиям и древним водотокам, размывающим трапповое плато) вдоль бровки северо-западного борта того же прогиба в то

время обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-позднетриасовое время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной коры выветривания, существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Такие профили изучены нами [3-8,13-15] на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя до 15 м (правобережье нижнего течения р.Малой Ботуобии), на траппах нижнего триаса мощностью до 43,5 м (Хатат-Юлегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка имени XXIII съезда КПСС). Вторая – *юго-восточная* зона района, совпадающая с центральной частью Ангаро-Вилуйского прогиба, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались преимущественно терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. В процессе корообразования разрушенный материал пород субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Синхронность этих процессов подчёркивается отсутствием кор выветривания под глинистыми образованиями иреляхской свиты мощностью до 60 м, сохранившимися от размыва в мелких депрессиях. Возможно, на небольших поднятиях в прогибе кора выветривания могла достигать значительной мощности. На более северных территориях (уже в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе) также устанавливается приуроченность кор выветривания к палеоподнятиям и их склонам. Поля развития площадных остаточных кор выветривания на терригенно-карбонатных породах ордовика и силура тяготеют к Чукук-Мархинскому и Верхне-Алакитскому поднятиям и их склонам. На склонах устанавливаются фрагменты относительно более мощных и широких (по площади) кор выветривания, а в близлежащих депрессиях отмечается аккумуляция продуктов их переотложения. Судя по таким разрезам кор выветривания на траппах мощностью до 15 м, здесь в средне-позднетриасовое время существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования.

Трапповое плато, занимающее северо-западную часть Малоботуобинского алмазоносного района, и развитая на нем площадная остаточная кора выветривания средне-позднетриасового возраста вместе с породами субстрата в послераннеюрское время подверглись интенсивной денудации. Поэтому *кора выветривания на долеритах* здесь сохранилась от размыва только в понижениях

плато или в тектонически опущенных блоках [3-8,13]. Мощность кор выветривания на долеритах составляет обычно первые метры, лишь в отдельных разрезах достигая 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть коры выветривания – зона дезинтеграции. Размеры останцов такой коры обычно небольшие (до 1 км², редко больше). Форма их овальная или неправильная. Кроме площадной коры, в северной части Малоботуобинского района установлена линейная кора выветривания долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль тектонических нарушений. Следует отметить, что большинство сохранившихся полей этой коры выветривания располагаются на пониженных участках современных водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени – в пределах склонов мезозойских депрессий, где указанные элювиальные толщи перекрыты нижнеюрскими отложениями. Наиболее полный разрез (мощностью до 43,3 м) коры выветривания на долеритах, сохранившийся от размыва в опущенном тектоническом блоке, вскрыт скважиной 198/40. Однако как в Малоботуобинском районе, так и северней (уже в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района) кора выветривания на площади также имеет фрагментарное распространение в виде небольших изолированных участков. Мощность её здесь колеблется от 0,5 до 10-15 м. В Далдыно-Алакитском и Маркокинском алмазоносном районах эта кора сохранилась от размыва только в пониженных частях траппового плато, где её максимальная мощность достигает 15 м. При выветривании долеритов происходит закономерное изменение их физических и физико-механических свойств. Вверх по изученным нами разрезам уменьшается средняя плотность пород (от 2,92 до 1,53 г/см³) и возрастает общая пористость (от 3,4 до 54,5%), что также характерно уже для типичных глинистых образований.

Комплексное исследование позволило выявить определенные отличия в составе продуктов выветривания долеритов северной (включая профили Далдыно-Алакитского и Маркокинского районов) и центральной части Малоботуобинского алмазоносного района. Так, на севере последнего мощность выветрелой части долеритов редко превышает 15 м. Например, на водоразделе ручьёв Улахан- и Кучугуй-Ирелях она достигает 14 м. Только в единичных скважинах вскрыта кора выветривания долеритов, отличающаяся от этих

профилей несколько большей мощностью верхних глинистых образований. Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части Малоботуобинского района представлена разнотекстурными серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладают пойкилоофитовая и интерсертальная структуры, значительно реже офитовая и порфировая. Вверх по разрезу увеличивается количество микротрещин, что способствовало проникновению агентов выветривания (в том числе агрессивных метеорных вод). Поэтому уже в нижних горизонтах зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. Начальные изменения плагиоклазов по образованным трещинами поверхностям фиксируется лишь в виде возникновения кристаллитов. На этом этапе наблюдается существенное перераспределение Si, начальная стадия окисления Fe²⁺ и резкое усиление гидратации минералов, ведущее к скоплению в продуктах выветривания адсорбированной и конституционной воды.

Выше по разрезу верхних частей зоны дезинтеграции породы подверглись более интенсивным процессам преобразования (скв.264/334, глубины 9-10 м; скв.1. глубины 60-65 м), вызвавшим разрушение первичных структур долеритов. На этих глубинах наблюдается густая сеть различных макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). Большинство реликтовых минералов долеритов здесь замещены глинистыми образованиями и гидроксидами железа. На дифрактограммах воздушно-сухого препарата фракции мельче 0,001 мм частично выветрелого долерита с указанных глубин наблюдается асимметричный рефлекс со значением 1,38 нм, свидетельствующее о многофазном составе этих образований [3]. Поэтому после насыщения образцов глицерином на рентгенограммах отмечаются два интенсивных отражения. Первое – со значением 1,41 нм по соотношению интенсивностей рефлексов и величине параметра $b=0,920$ нм относится к вермикулиту, а второе – 1,77 нм, соответствует разбухающему монтмориллониту ($b=0,902$ нм), принадлежащему к ди-триоктаэдрической разновидности. Образование в нижних

горизонтах этой коры выветривания вермикулита связано преимущественно с изменением биотита. Вследствие выщелачивания из биотита K и возникновения в его структуре прослоев из молекул H_2O , координированных Mg , образуется вермикулит с близкими размерами элементарной ячейки в базисной плоскости. Вынос в дальнейшем части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы Fe^{2+} ведет к возникновению монтмориллонита, близкого к ди-триоктаэдрическому $Mg-Fe^{3+}$ [4]. О преобладании Fe^{3+} в октаэдрических позициях этого $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, свидетельствует исчезновение полосы поглощения деформационных колебаний $Si-O-Al^{VI}$ -связи с частотой $525-530\text{ см}^{-1}$ на кривых ИКС после прокаливании наименее измененных образцов, особенно из нижней части профилей. По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит, последовательно уменьшается параметр b исходного минерала. При этом монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg . Кроме этого, в продуктах начального выветривания долеритов широко развит диоктаэдрический монтмориллонит ($b=0,893\text{ нм}$), обогащенный Na в межслоевых промежутках. В виде мономинеральной ($d=1,240\text{ нм}$) фазы он нередко заполняет трещины в породе [3-5], что обусловлено интенсивным переходом в свободное состояние и частично полным выносом из системы содержащегося в плагиоклазах Ca . Под растровым электронным микроскопом видно, что Na -монтмориллонит представлен близкими к глобулярной форме микроагрегатами размером $30-40\text{ мкм}$, состоящими из тонких листоватых частиц псевдоизометричного габитуса – ультрамикроблоков. По рентгеноспектральным исследованиям этот монтмориллонит содержит в структуре, наряду с Al , некоторое количество Mg и сравнительно мало Ca . Железа в нём также немного и распределено оно по площади сканирования относительно равномерно, так, что не совпадает с зонами монтмориллонита не наблюдается. Кальций, освобождающийся в это время при частичном разложении плагиоклазов, судя по появлению эндозффекта на дериватограммах при $860^\circ C$, образует $CaCO_3$. На глубинах $7,6$ (скв.264/334) и $50-55\text{ м}$ (скв.1) породы приобретает желтовато-бурую окраску, сравнительно легко растираются в руках. Однако реликтовые структуры материнских пород устанавливаются ещё довольно четко, хотя и затушевываются гидроксидами железа и глинистыми образованиями. Содержание

вермикулита здесь резко снижается, что сопровождается уменьшением его параметра b до $0,918\text{ нм}$. Одновременно наблюдается резкое уменьшение содержания FeO и, соответственно, увеличение Fe_2O_3 вследствие окисления Fe^{2+} в структурах авгита, ильменита, магнетита, оливина и его реликтов в вермикулите, откуда выносятся избыток Fe^{3+} . На электронных микрофотографиях видно выпадение вблизи расщепленных микроблоков вермикулита звездоподобных кристаллов гётита.

Вверх по изучаемым профилям, уже в низах зоны гидролиза, породы представляют собой грязно-бурые глинистые образования с реликтами структур выветрелых долеритов. С этой глубины вверх по разрезам исчезает Na -монтмориллонит и происходит существенная диоктаэдризация ($b=0,900\text{ нм}$) развитого ниже монтмориллонита с реликтами триоктаэдрической структуры. Отмечается здесь также незначительная примесь каолинита [4]. Среди продуктов выветривания часто встречаются крупные розетковидные выделения, состоящие из широких удлинённых микроблоков клиновидного типа и относящиеся к парагенетическому сочетанию вермикулита и $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита. Сrostки этих минералов резко отличаются от более мелких псевдоизометричных ультрамикроблоков, слагающих микроагрегаты монтмориллонита, в том числе и натриевого. В структуре присутствующего здесь монтмориллонита уменьшается содержание Mg и соответственно возрастает Al (в октаэдрических позициях) и Ca (в межслоевых промежутках). Железо, как и в нижележащих горизонтах, распределено в выветривающихся породах сравнительно равномерно. Образовавшиеся вследствие частичного разложения плагиоклазов пустоты нередко заполнены новообразованными минералами. Здесь максимально развит вторичный кальцит, нередко в виде идиоморфных кристаллов, образующих закономерные сrostки типа «ласточкин хвост». Самая верхняя часть описываемых разрезов (соответственно глубины $2,8$ и $10-11\text{ м}$) представлена грязно-желтыми образованиями с реликтами структур материнских пород. Здесь практически полностью разрушаются самые устойчивые первичные минералы тяжелой фракции (пироксены и амфиболы). Это приводит к относительно высокой концентрации умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (турмалин, рутил, сфен и др.) минералов. В аутигенном комплексе возрастает роль пирита и сидерита. В этом горизонте (как и

ниже) последовательно разрушается вермикулит ($b=0,918$ нм) и накапливается ассоциирующий с ним монтмориллонит, который характеризуется дальнейшим разупорядочением структуры [3-5]. Разложение вермикулита проявляется в уменьшении размеров и в разрушении клиновидных микроблоков, а также в увеличении количества более плотных, чем в низах разрезов, псевдоглобулярных микроагрегатов монтмориллонита, преимущественно с Са в межслоевых промежутках. Отмечается здесь также некоторые следы растворения промежуточных вторичных фаз, образующихся в полостях выщелачивания нижележащих пород, уменьшение содержания CaCO_3 , а также выделение аморфного кремнезёма.

Геохимические особенности коры выветривания долеритов изучались нами по ряду опорных разрезов, вскрывших колонковыми скважинами различные по мощности профили в верховьях ручьев Кюэлээх-Юрюйэ и Сылага, а также на водоразделе ручьёв Улахан- и Кучугуй-Ирелях. Характерная особенность коры выветривания долеритов в верховье ручья Кюэлээх-Юрюйэ – в более сложном распределении основных компонентов. Выделяется ряд интервалов (например, глубины 30-35 и 11-20 м), отличающихся резким увеличением концентрации одних и, соответственно, уменьшением других компонентов. Наибольшая изменчивость и неустойчивость содержания по разрезу свойственна CO_2 , Na_2O , CaO , K_2O и FeO . Значительно меньше изменяются концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 . Наиболее четко выражена тенденция к накоплению у Fe_2O_3 (до $0,2264$ г/см³). Склонны к дифференцированному выносу из породы Na_2O , CaO , FeO (переходит в Fe_2O_3) и SiO_2 . Остальные окислы не образуют столь четкого линейного тренда. Не наблюдается закономерного изменения содержаний аксессуарных элементов в этом разрезе. Только концентрации Rb и Li несколько увеличиваются вверх по разрезу. Статистически выделяются [3,5] следующие парагенетические ассоциации, отличающиеся значительной устойчивостью по вертикали: Pb-Ba-V и Cs-Li-Cr. Медь в ряде случаев довольно тесно связана с рубидием. В отличие от этого, в разрезе коры выветривания на водоразделе ручьев Улахан- и Кучугуй-Ирелях, как и в некоторых других профилях северной части региона, постепенно выносятся SiO_2 (от $2,5005$ до $0,6802$ г/см³). Снижается (от $0,4018$ до $0,1911$ г/см³) концентрация Al_2O_3 , хотя общая изменчивость его по разрезу

незначительна. Довольно своеобразно ведет себя при выветривании СаО (в целом уменьшаясь от $0,3199$ до $0,0536$ г/см³). Накапливается (от $0,0801$ до $0,2522$ г/см³) Fe_2O_3 , что связано с окислением и резким уменьшением Fe^{2+} (от $0,2664$ до $0,0052$ г/см³). Увеличивается также по мере выветрелости исходных пород количество воды, что вызвано возрастанием роли слоистых силикатов вверх по изученным разрезам. Процесс разрушения плагиоклазов приводит к резкому уменьшению в верхах данного профиля концентрации Na_2O (от $0,0680$ до $0,0044$ г/см³). Анализ корреляционных матриц [3] позволяет выделить следующие ассоциации петрохимических элементов (оксидов): SiO_2 - Al_2O_3 - TiO_2 - FeO - Cr_2O_3 , MnO - CO_2 , CaO - P_2O_5 , K_2O - MgO -F. Общая организованность петрохимической системы описываемого разреза значительно выше, чем для описанных профилей первого типа, что связано, по-видимому, со значительно меньшей мощностью выветрелой части пород в первом случае. Аксессуарные элементы в таких разрезах характеризуются значительной инертностью по отношению к процессам корообразования. Явно выраженную тенденцию к уменьшению концентрации обнаруживает только V. В этом разрезе можно выделить следующие ассоциации химических элементов: Mn-V-Yb-Ag, Cr-Ti и Zr-Be-(Cu?).

В центральной части Малоботуобинского района мощность коры выветривания долеритов достигают 20-30 м (реже больше). В изученных нами разрезах в междуречье рек Хатат и Юлегир исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы представлены темно-серыми плотными долеритами. Кора выветривания здесь перекрыта осадочными песчано-алевритовыми образованиями нижнеюрского возраста. Минеральный состав легкой и тяжелой фракций подвергшихся выветриванию пород также довольно близок к составу аналогичных пород северной части района. Однако, по данным химического анализа в долеритах рассматриваемого типа в плотных породах содержится несколько меньше SiO_2 и FeO и, соответственно, больше Fe_2O_3 и воды (H_2O^+ и H_2O^-), чем в соответствующих горизонтах профиля выветривания в северной части региона. В разрезе коры выветривания на долеритах центральной части района наблюдается также более быстрое изменение физико-механических свойств пород по профилю. Так, если на глубине 33,9 м средняя плотность пород составляет $2,87$ г/см³, а общая пористость 4,7%, то уже на глубине 33,7 м указанные характеристики становятся соответственно $2,49$ г/см³ и 46,8%.

Резкое увеличение в зоне дезинтеграции общей пористости пород способствовало интенсивному изменению их минерального состава, в частности, сильно изменены и замещены вторичными минералами плагиоклазы (лабрадор и битовнит). Однако реликты пойкилоофитовой и интерсертальной структур долеритов устанавливаются здесь довольно четко. Во фракции мельче 0,001 мм этих пород также присутствует вермикулит ($b=0,913$ нм), но существенно обедненный Mg. Ассоциирующий с ним монтмориллонит также содержит меньше Mg ($b=0,894$ нм), чем в низах описываемого профиля. Ещё более резко меняются породы с глубины 30,5 м, что выражается в их бурой окраске и постоянном увеличении (до 90% в верхах разрезов) пелитовой составляющей. Одновременно существенно уменьшается средняя плотность (до 1,53-1,59 г/см³). В этих породах исчезают характерные для разрезов первого типа ассоциации вермикулита и монтмориллонита. Вместо этого в остальной (верхней) части данного разреза присутствует неупорядоченное смешаннослойное образование. В структуре этой фазы переслаиваются вермикулитовые и монтмориллонитовые пакеты. В отдельных горизонтах данного разреза отмечается небольшая примесь каолинита, четко устанавливаемая электронографическими исследованиями и методом ИКС по наличию полосы поглощения валентных колебаний ОН-групп с частотой колебания в интервале 3620-3695 см⁻¹.

Отличительная особенность рассматриваемого разреза коры выветривания долеритов – в несколько повышенных концентрациях SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и воды. Эти компоненты в процессе выветривания ведут себя по-разному. Наиболее значительные перепады их концентраций отмечены на границе выветрелых и дезинтегрированных пород. В общем по всему разрезу наиболее высокая изменчивость характерна для K_2O , Na_2O , CaO , FeO и Fe_2O_3 . Ряд элементов с тенденцией к накоплению представляется так: Fe_2O_3 (до 0,3810 г/см³), K_2O (до 0,1259 г/см³), Al_2O_3 (до 0,4471 г/см³). Ряд оксидов убывает в процессе выветривания: Na_2O (от 0,07090 до 0,0012 г/см³), CaO (от 0,3094 до 0,0221 г/см³), CaO (от 0,3094 до 0,0221 г/см³), MgO (от 0,0648 до 0,0085 г/см³), FeO (от 0,2629 до 0,0074 г/см³) и SiO_2 (от 0,3799 до 0,05847 г/см³). Выделены следующие петрохимические (парагенетические) ассоциации: K-Si-Cr, Ca-Na-Fe²⁺-P-(Mg?). На фоне общего незначительного содержания «малых» элементов следует отметить некоторое увеличение вверх по разрезу

концентраций Be, Mo, Cu и Co, а также уменьшение содержания Sr и Ba. В средних частях разреза (глубина 25 м) наблюдается повышенная концентрация Cr. Корреляционный анализ позволил установить устойчивые связи Li и Cs, а также Rb и Ba. В отличие от коры выветривания на терригенно-карбонатных породах, для изученных нами опорных разрезов выветрелых долеритов довольно характерны близкие значения ряда коэффициентов выветривания: $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,8-4,1), $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ (0,2-6,5), глинизации (0,8-3,1), алитизации (0,9-1,8) и ферритизации (0,15,8). Несколько больше перепады следующих коэффициентов: $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{K}_2\text{O}$ (2,2-14,8), $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$ (5,9-287,1), выщелачивания (6,3-112,3), окисления (0,2-91,0) и разложения (1,3-21,50). Такие характеристики коры выветривания долеритов непосредственно связаны со сравнительно постоянным (или близким) составом исходных пород. Отмеченные колебания некоторых коэффициентов выветривания объясняются, главным образом, широким развитием вторичного минералообразования.

Трубки взрыва трапповых пород обнаружены [2-6,13-15] в различных частях Малоботуобинского алмазоносного района, т.е. в разных его позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах. Меньшая устойчивость **туфов и туфобрекчий** в процессах корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности кор выветривания в пределах денудационной поверхности выветривания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. Так, туфогенные породы трубчатых тел А-48, А-50 и др. на Мирнинском палеоподнятии подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадками и траппами вскрыта кора выветривания значительной мощности (до 70-90 м). В таких разрезах установлены и более зрелые её горизонты. В центральных частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и Ангара-Вилуйского мезозойского прогиба на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва (А-200, А-220, А-400 и др.) устанавливаются только самые нижние горизонты (зона дезинтеграции и начального выщелачивания) коры выветривания

мощностью в несколько метров. Отметим, что в пределах Мирнинского палеоподнятия наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены [6,14] трубчатые тела (А-88, А-103 и др.) со слабо выраженным корообразованием. Такое положение можно объяснить различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекчий трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем. При этом, чем интенсивнее эти породы подвергались подобной переработке, тем менее устойчивыми они становились к выветриванию. Ярким примером в этом отношении является трубка А-49, по породам которой, сильно измененным гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское-раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось корообразование. Так, скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из измененных пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей общей мощностью до 17 м. Поскольку описанный разрез туфов и туфобрекчий прерывается примерно 27-метровой толщей долеритов (глубины 107,8-134,4 м), то для понимания процессов выветривания и особенностей вещественного состава его продуктов нами [5-6] более детально исследована верхняя (глубины 17,0-107,8 м) часть разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить на две зоны, связанные постепенным переходом: верхнюю (17,1-48 м) и нижнюю (48-94,2 м). Для общей геохимической характеристики туфов и туфобрекчий были изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные аналогичными плотными туфогенными образованиями.

Исходные (материнские) породы (глубина 94,2-107,8 м) в низах трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекчиями (средняя плотность пород до 2,90 г/см³, пористость 13-25%). Основная масса пород характеризуется в целом слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, халцедона, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения (размером до нескольких сантиметров) состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах данного разреза преобладают псефито-псаммитовые и кристалло-

литовитрокластические структуры. В наиболее плотных породах (глубина 102,5 м) – самое высокое для данного разреза содержание плагиоклазов, что обуславливает сравнительно высокую концентрацию в них Са (2,07%) и Na (1,06%). Здесь среди таблитчатых кристаллов полевых шпатов преобладают олигоклаз, разности ряда лабрадор-битовнит и микроклин. На поверхности отдельностей они обычно покрыты тонкодисперсными вторичными образованиями типа кристаллитов. По данным химических анализов, для пород этого интервала характерна существенная концентрация SiO₂ (38,50-38,80%), Al₂O₃ (18,53-26,25%), FeO (6,86-12,43%) и MgO (до 4,48%). Часть Fe здесь (глубина 94,2-107,8 м) присутствует уже в форме оксида (5,73-12% Fe₂O₃), которая, по данным растровой электронной микроскопии [6], частично концентрируется в виде ферригидритов. Дифракционная картина фракции мельче 0,001 мм образцов из низов разреза и ее изменение при различных обработках указывает, что в отличие от исходных долеритов и плотных туфогенных образований присутствует в основном хлорит, который, судя по значению $b=0,927$ нм, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует об определенной «дефектности» его структуры. Наличие в слабо измененных туфах и туфобрекчиях хлорита подчеркивается как присутствием на кривой ДТА дериватограммы эндоэффектов при 550 и 740°C, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре минерала, так и спектром ЯГР, указывающим на преобладание в структуре Fe²⁺ (Fe²⁺/Fe³⁺≈2,5). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600 см⁻¹ (соответственно в брусито- и талькоподобных слоях). После насыщения образца глицерином появляется довольно интенсивный рефлекс 1,77 нм, указывающий также на наличие во фракции мельче 0,001 мм слабо выветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, который ассоциирует с реликтовой примесью вермикулита, характеризующегося, судя по значению $d_{060}=0,1521$ нм, содержанием в октаэдрических сетках его структуры, наряду с Mg, значительного количества Fe³⁺. Преобладание в низах рассматриваемого профиля этих минералов обуславливает близкий характер кривых ИКС как исходных образцов, так и после их термической обработки. Развитые в

выветрелых агломератовых туфах и туфобрекциях (как и в коре выветривания долеритов) триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы почти полностью (за исключением следов собственно диоктаэдрической фазы с $d=1,23$ нм) растворяются в CH_3COOH [6]. Частичное сохранение в этом случае на дифрактограммах отражений, кратных 0,715 нм, а также присутствие в образце, по данным высоковольтной электронографии [3], фазы со значением $b=0,890$ нм, указывает на небольшую примесь каолинита.

Образования нижней зоны описываемой коры выветривания по этому разрезу (глубины 48-94,2 м) представлены серым, грязно-серым, кремово-коричневым и зеленым структурным элювием агломератовых слабо измененных туфов и туфобрекций. Псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры устанавливаются в этих образованиях довольно четко. В целом это довольно однородная толща с выдержанными физико-механическими свойствами. Средняя плотность (2,70-3,00 г/см³) даже несколько возрастает в верхних горизонтах разрезов, что связано, по-видимому, интенсивным ожелезнением продуктов выветривания. В составе продуктов выветривания туфов и туфобрекций резко доминируют глинистые и глинисто-железистые агрегаты. Содержание кварца и полевых шпатов в легкой фракции, где присутствуют также выделения аллофана и единичные зерна халцедона, редко превышает 15-20%. Среди первичных тяжелых минералов резко преобладают рудные минералы (магнетит и ильменит). Менее распространены умеренно устойчивые (группа эпидота) и весьма устойчивые (циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен) минералы. Аутигенные минералы тяжелой фракции зачастую почти полностью представлены гидроксидами железа (гётит, гидрогётит, реже – гематит), что придает породам желтовато-серую и бурую окраску. По рентгеновским данным [6], максимальное содержание гидрогётита ($d=0,416$ нм) приурочено к низам данной зоны. В отдельных прослоях повышены концентрации сидерита и тонкодисперсного (0,1-0,05 мм) пирита.

Вверх о разрезу этой зоны наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, который уже на глубине 92,1 м фиксируется под растровым электронным микроскопом в виде локальных выделений в породе. Свидетельством его разрушения служит исчезновение, по данным ЯГР, ионов Fe^{2+} в связи с переходом его в

трехвалентное состояние (оксиды и гидроксиды). Исчезают в этой зоне вермикулит и Mg-Fe^{3+} -монтмориллонит, вместо которых (судя по появлению на дифрактограммах после насыщения образцов глицерином рефлексов 1,8-1,9 нм и, главным образом, по данным Фурье-преобразования, как и в наиболее выветрелых долеритах) возникает неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование с $d_{060}=0,149$ нм, что указывает на увеличение роли трехвалентных катионов, в том числе Al, в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешаннослойного образования определяется также почти полной аморфизацией его после прокаливания при 550-600°C ибо собственно монтмориллонит или вермикулит дают более четкую дифракционную картину с периодом 0,960,98 нм. Это образование полностью растворяется в 10% растворе HCl и частично теплой 5% CH_3COOH . Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-539 см⁻¹ после прокаливании образцов при 600°C, что свидетельствует о сохранении в его структуре элементов триоктаэдричности. Из трехвалентных катионов в октаэдрических позициях минерала преобладают ионы Fe^{3+} , что подтверждается наличием в центральной части спектра ЯГР дублета линий, обусловленных присутствием ионов Fe^{3+} в положении П₂. Резко увеличивается в данной зоне и содержание каолинита (особенно в её верхах).

Верхняя зона данного профиля (глубины 17,1-48 м) сложена преимущественно желтыми, желтовато- и грязно-бурыми сильно выветрелыми образованиями. Структура исходных пород с реликтами кристалло-литовитрокластической и псефито-псаммитовой разновидностей здесь сохраняется лишь в отдельных дресвяных выделениях обычно сильно измененных, разбитых трещинами и микроторещинами и выполненных большей частью вторичными образованиями. Для нижней части этой зоны (глубина 48 м) характерно также обилие рассеянных пелитоморфных выделений железа, слагающих иногда по трещинам более темные (до черных) агрегаты. Кроме того, в некоторых участках разреза зафиксированы мелкие, обычно не превышающие первые миллиметры, сероватые выделения, которые, судя по морфологии (розетковидные выделения) и кристаллооптическим данным, являются халцедоном. Вверх по разрезу увеличиваются размеры выделений гидроксидов железа, которые на глубине 19,8 м занимают половину

об'єма породи, що надає їй жовтато-бурую п'ятнисту окраску. В цій же зоні плагіоклази ще більш змінені і їх первинний облик вдається встановити тільки в окремих ділянках. За рахунок змін полявих шпатів в легких фракціях даної зони зростає роль глинисто-железистих агрегатів. В важкій фракції образів верхніх горизонтів профілю збільшується концентрація лейкоксенизованого ільменіта, але зменшується (до повного зникнення) вміст помірно стійких (група епідота) і дуже стійких (гранати, циркон, турмалин і сфен) мінералів. Аутигенний комплекс важких мінералів представлений тут гідроксидами заліза. В низах верхньої зони вміст неупорядкованої вермикуліт-монтмориллітової сумішнорішної фази відносно каолініта зростає. Судячи з значення $d_{060} = 0,149$ нм, аналогічному з нижньою зоною, в октаедричних позиціях структури вказаної фази в цій зоні також переважає Fe^{3+} з підпорядкованим вмістом Al і Mg. Це підкреслюється розкладом сумішнорішної фази в теплій HCl і зникненням смуги поглинання деформаційних коливань $\text{Si-O-Al}^{\text{VI}}$ -зв'язи на кривих ІК-спектрів зразків після термічної обробки. К верхам даної зони вміст каолініта збільшується. Він представлений тут відносно тонкими по осі c мікроблоками розміром не більше 2-3 мкм. В окремих прошлях цієї зони (глибина 30,5 м і др.) в вищелочених порожнинах як проміжнорішная фаза з'являється скоплення чечевичкоподібних кристалів алуніта розміром частинок близько 0,5 мкм. Інтенсивне розвиток тут каолініта супроводжується виділенням аморфного кремнезема. В окремих ділянках верхньої частини профілю в сіро- і грязно-жовтих глинистих образів відзначаються рештки материнських порід, в яких з'являється примісь вермикуліта і монтморилліоніта. Збереження на кривих ІКС після прокалювання зразків до 600°C конфігурації смуг поглинання в області деформаційних коливань $\text{Si-O-Al}^{\text{VI}}$ -зв'язи знову вказує на вміст в октаедричних позиціях монтморилліоніта в основному тривалентних катіонів (Al і частково Fe^{3+}). Присутність суміші ди- і триоктаедричних мінералів підкреслюється також наявністю на кривих ДТА і ДТГ характерних трьох ендоефектів [3]. Відзначається також різкий ендоефект при 335°C , супроводжується значущою втратою маси, що в сукупності з ендоефектами при 545 і 680°C відображає

присутність гіббсіта. Це підтверджується і наявністю на дифрактограмі інтенсивного відбиття при $0,484$ нм. Гіббсіт в верхніх горизонтах зв'язаний не тільки з «привнесом» мінерала з перекриваючих образів, але частково може утворюватися і в процесі більш глибокого вивітрювання початкових порід. В цих же горизонтах спостерігається і підвищений вміст заліза [5].

Особливістю розрізу кори вивітрювання туфів і туфобрекцій трубчатого типу, відкритих скв. Ан-49, є переважаюча роль SiO_2 і Al_2O_3 , а місцями і Fe_2O_3 . По порівнянню з описаними вище профілями вивітрювання долеритів, даний розріз характеризується відсутністю чітко виражених візуальних трендів напрямленого змінення вмісту окремих елементів. Розподіл майже всіх компонентів відрізняється наявністю в межах розрізів ряду максимумів їх вмісту. Найбільш високий коефіцієнт варіації окремих елементів характерний для K і Ca, менший – для Fe^{2+} , Mg і Fe^{3+} . Відзначаються різкі скачки в накопленні по розрізу Fe_2O_3 , зв'язані з концентрацією в місцевих ділянках його гідроксидів. В сумарному балансі речовини по розрізу загальною тенденцією до накоплення характеризуються Al_2O_3 (від $0,4182$ до $0,4930$ г/см³) і Fe_2O_3 (від $0,1195$ до $0,4066$ г/см³). Вносяться з порід (в г/см³): K_2O (від $0,0244$ до $0,0016$), CaO (від $0,1420$ до $0,0060$), MgO (від $0,1539$ до $0,0073$) і Na_2O (від $0,0621$ до $0,0006$). Розподіл вмісту «маленьких» елементів в породах вивітрюваного розрізу в цілому приблизно рівномірний [3]. Деяка тенденція до накоплення відзначена тільки для Ni і Co. Асоціативний аналіз цієї багатоконпонентної системи дозволив виділити наступні стійкі парагенетичні асоціації елементів: Sr-Zn-Cu-Sc і Co-Ni, а рештні елементи не утворюють значущих кореляційних зв'язків.

В інших трубчатих тілах (в частині Ан-50) на неоднорідних агрегатів туфів і туфобрекціях також сформувалася потужна (вище 60 м) кора вивітрювання. Суттєвих відмінностей в зміні фізичних властивостей порід, їх структурно-текстурних особливостей, в мінеральному складі легкої і важкої фракцій і в цьому профілі кори вивітрювання, по порівнянню з розрізом Ан-49, не відзначено. Характерною особливістю розрізів типу скв. А-50 є слабка охороненість вторинних продуктів і псевдоморфному заміненні мінералів початкової породи різними вторинними образів. Пелітова

составляющая буровато-серых и зеленоватых слабо сцементированных туфов и туфобрекчий (глубина 75,9-95 м) содержит вермикулит, но с несколько повышенным, чем в разрезе Ан-49, значением $b=0,920$ нм. Кроме того, здесь одновременно с монтмориллонитом и каолинитом, судя по наличию на дифрактограммах широких дифракционных полос в областях 0,445-0,415 и 0,255-0,230 нм, отмечается существенная примесь метагаллуазита [6]. Выше по разрезу вермикулит и монтмориллонит обычно исчезают. Вместо них, как и в разрезе Ан-49, появляется неупорядоченная вермикулит-монтмориллонитовая смешаннослойная фаза ($b=0,896$). Увеличивается также количество и упорядоченность каолинит-галлуазитовой ассоциации (от беспорядочной в низах до полубеспорядочной в верхах профиля). Для коры выветривания, вскрытой скв. Ан-50, как и для Ан-49, характерна значительная изменчивость содержания ряда петрогенных компонентов по разрезу. Только глинозём обнаруживает почти линейную тенденцию к накоплению (от 0,2146 до 0,4060 г/см³). На отдельных участках отмечено уменьшение концентрации SiO₂ (от 0,8715 до 0,5780 г/см³), CaO (от 0,1484 до 0,0133 г/см³), MgO (от 0,2232 до 0,0156 г/см³) и CO₂ (от 0,1466 до полного исчезновения). Однако одновременно локально увеличиваются концентрации некоторых из этих компонентов временно локально увеличиваются концентрации некоторых из этих компонентов. Так, процессы вторичной карбонатизации некоторых горизонтов (глубина 50,8 м и др.) привели к резкому повышению концентрации CaO (до 0,3203 г/см³) и CO₂ (до 0,2520 г/см³). Очень существенно изменяются по разрезу концентрации K, Ca, Mg, Na и Fe²⁺. Основной ряд подвижности элементов с тенденцией к выносу здесь можно представить следующим образом: K>Mg<Ca. Выделяются следующие группы элементов, характеризующихся общими свойствами в процессе корообразования: Mg-K, Al-Ti, Ca-Mg, Fe²⁺-Ni, Na-Si. Большая часть элементов системы или связаны друг с другом отрицательными связями, или независимы друг от друга. Для аксессуарных элементов характерно почти монотонное распределение в разрезе. Можно отметить лишь четко выраженную тенденцию к накоплению для Yb; Y имеет максимум накопления в средних частях разреза, а содержание Ba уменьшается снизу вверх по разрезу. Для пород этого профиля характерен такой комплекс устойчивых по разрезу

парагенетических ассоциаций: Ni-V-Y-Sc-Cr-Co-B-(Nb-Ba?), Be-Zr-Ti и Zn-Yb.

Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса, по сравнению с площадными остаточными корами выветривания на терригенно-карбонатных породах и долеритах распространена весьма ограничено. Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно больших полей лишь в самой северо-западной части Малоботубинского района [3-5]. На остальной территории траппового плато отмечаются мелкие разобщенные сложных очертаний останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность коры выветривания туфогенных образований корвунчанской свиты составляет первые метры, реже до 27 м. Повышенная мощность профилей такой коры выветривания отмечается только в случае перекрытия её нижнеюрскими осадками [6]. Следовательно, на породах корвунчанской свиты обычно сохранилась от размыва лишь нижняя зона (дизинтеграции и начального выщелачивания) коры выветривания и лишь в отдельных разрезах большей мощности отмечается её более зрелая часть. Наиболее детально она изучена нами в северной части Малоботубинского района, где мощность её достигает до 13 м. Перекрываются она здесь осадочными нижнеюрскими породами мощностью до 5 м. Выветрелые породы представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных местах составляют до половины объема туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристаллолитовитрокластическая, псефо-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых минералов (кварца, полевых шпатов, биотита и др.). Нередко в этих довольно плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений – ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере выветрелости пород изменяется их окраска. Реликты структур исходных туфогенных образований встречаются по всему изученному

разрезу. Вверх по разрезу этого типа коры выветривания увеличивается содержание пелитовой составляющей, что приводит к некоторому возрастанию общей пористости (с 25,9 до 45,4%). Плотность пород изменяется в небольших пределах (2,66-2,92 г/см³). В составе продуктов выветривания преобладают глинистые (10,5-67,5%) и глинисто-железистые (29,4-71%) агрегаты, практически не поддающиеся дезагрегации. Подчинённую роль занимают кварц (до 11,7%) и полевые шпаты (до 10,6%), содержание которых обычно уменьшается в верхних частях разрезов. В тяжелой фракции резко преобладают сравнительно свежий (37,9-73,1%) и в различной степени лейкоксенизированный (22,2-47,7%) ильменит. Остальные первичные минералы (пироксены, эпидот, циркон, рутил и др.) резко превышают первые проценты. В аутигенном комплексе тяжелой фракции резко доминируют (91-100%) гидроксиды железа (гётит и гидрогётит), окрашивающие отдельные участки породы в желтовато-бурые цвета различной интенсивности. Во фракции мельче 0,001 мм продуктов данной коры выветривания, судя по рентген-дифрактометрическим и электронографическим данным, увеличивается, по сравнению с разрезом Ан-50, 49 и др., содержание метагаллуазита, развивающегося обычно по олигоклазу и лабрадору. Характерной особенностью этого типа коры выветривания является высокое абсолютное содержание Al₂O₃ и Fe₂O₃, а также четко выраженная тенденция уменьшения SiO₂ (от 0,8747 до 0,5667 г/см³) и SO₃ (до 0,4691 г/см³), что связано со значительными скоплениями здесь вторичных образований (обычно гипса). Некоторое накопление Al₂O₃ (до 0,4225 г/см³) отмечено в нижних горизонтах профиля. Общая изменчивость отдельных элементов по данному разрезу может быть представлена следующим рядом: Mn > P > Ca > K > CO₂ > Na > Fe³⁺. Характерна для данного разреза высокая активность SO₃, что может быть объяснено как исходным составом пород, так и поступлением растворов, обогащенных сульфосолями из подстилающих нижнепалеозойских отложений. Для пород корвунчанской свиты, подвергшихся выветриванию, характерны следующие ассоциации петрогенных компонентов: MgO-K₂O-P₂O₅-F- (SO₃); Na₂O-TiO₂-NiO-TiO₂-NiO-Cr₂O₃; MgO-H₂O. Последняя ассоциация так же, как и ассоциации SiO₂-Al₂O₃, Al₂O₃-CO₂ и CaO-CO₂-Al₂O₃, неустойчива и обнаружена лишь в отдельных интервалах.

Проведённые исследования показали, что в изученных разрезах северной части Малоботуобинского и в Далдыно-Алакитском районе долериты подверглись значительно меньшим гипергенным изменениям, чем в центральной части первого. Однако при совместном рассмотрении они дают возможность составить достаточно полное представление о последовательном преобразовании долеритов в процессе их гипергенного изменения. На первых этапах процесса преобразования первично монолитных долеритов в них развивается трещиноватость, разбивающая материнские породы на отдельные относительно крупные макро- и мезоблоки, что способствует перераспределению ряда элементов. В результате в указанных мезоблоках в зависимости от их состава развиваются довольно крупные новообразования в виде различных псевдоглобулярных и сильно расщепленных розетковидных форм, относящихся, соответственно, к отдельным разновидностям монтмориллонита или парагенетической ассоциации вермикулита и Mg-Fe³⁺-монтмориллонита. По дифракционным картинам установлено, что на первом этапе выветривания эти минералы сегрегированы даже в пределах отдельных кристаллов. При этом новообразования монтмориллонита возникают часто не на базальных поверхностях частиц вермикулита, а главным образом со стороны боковых граней, тогда как исходная фаза локализуется в центральной зоне частиц. Благодаря малой толщине микроблоков монтмориллонита, особенно Na-типа (хотя в базисной плоскости они достигают крупных размеров), и их способности связывать значительное количество воды на поверхности и в межслоевых промежутках, продукты выветривания, содержащие эти блоки, характеризуются сравнительно низкой проницаемостью. Поэтому, учитывая отмеченные выше довольно существенное перераспределение SiO₂ (от 1,5005 до 0,6802 г/см³), а также ограниченное уменьшение в породах содержания CaO и особенно MgO, можно утверждать, что в этих разрезах изменение минерального состава связано в основном с некоторой гомогенизацией октаэдрического заполнения и межслоевых катионов в структуре возникающих на самых ранних стадиях выветривания долеритов двух разновидностей монтмориллонита. Это подчеркивается последовательным уменьшением у одной из них (ди-триоктаэдрического типа) параметра *b* элементарной ячейки и

соответствующих значений рефлекса 060 на дифрактограммах, что сближает её со второй разновидностью собственно диоктаэдрического типа. Кроме того, на этой стадии изменения в составе пород уменьшается концентрация Ti, Sc, V, Sr, Na, Nb и Zr, но относительно накапливаются Co, Ni и Zn.

Более интенсивный вынос неустойчивых компонентов (особенно MgO) из пород в сильнее изменённых разрезах обуславливает весьма раннее исчезновение в элювии вермикулита и ассоциирующего с ним собственно монтмориллонита. Этот фазовый переход связан с глубоким изменением сегрегированных в центральных частях отдельных кристаллов вермикулитовых микроблоков, отчего возникает структура, в которой реликтовые вермикулитовые пакеты (их содержание около 10%) неупорядоченно чередуются с монтмориллонитом. Это подчеркивается также появлением лишь слабых размытых рефлексов при прокаливании образцов при 600°C, тогда как продукты дегидратации собственно вермикулита и монтмориллонита дают интенсивные рефлексы со значением 0,968-0,976 нм. Верхние горизонты описываемой коры выветривания в целом характеризуются еще и несколько пониженными концентрациями Pb, Ti, Ga, Nb, Zr и Sc и повышенными – Mn, Co, Mo, Cu и в меньшей степени Be, Zr, Cr и Ni. Дезинтеграция пород на ранних стадиях выветривания на довольно крупные элементы и развитие среди продуктов выветривания в основном гидрофильных минералов (вермикулита и монтмориллонита) обычно затрудняет перераспределение щелочных земель и кремнезема, вследствие чего образование каолинита в таких профилях протекает довольно медленно и начинается лишь при определенных концентрациях указанных элементов в элювии. Заметно препятствует его развитию и состав собственно монтмориллонита или вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослойной фазы. Эти минералы характеризуются существенным замещением Al^{VI} на Fe^{3+} и Mg. Последнее подчеркивается также возникновением примеси Ca-Fe-Mg-силикатов в процессе термической обработки фракции мельче 0,001 мм измененных пород. Последовательность преобразования минералов в коре выветривания долеритов Сибирской платформы показывает, что возникновение каолинита в значительной мере происходит через стадию наименее структурно упорядоченной фазы политипной модификации 1M, т.е. вермикулит-монтмориллонитового смешаннослойного образования после выноса из

его структуры фермических элементов. Порядок изменения химического и минералогического состава долеритов основных алмазоносных районов Сибирской платформы при выветривании указывает, что последние относятся к щелочному типу.

Анализ полученных данных комплексного изучения агломератовых туфобрекчий трубчатых тел и туфогенных образований корвунчанской свиты показал отсутствие четкой зональности в их строении даже в профилях большой мощности. Но несмотря на кажущуюся однородность этих толщ, электронномикроскопические исследования позволили существенно детализировать установленные с помощью рентген-дифрактометрических анализов закономерности формирования продуктов выветривания. Так, в отличие от коры выветривания на таких полнокристаллических и монолитных породах как долериты, которые близки по составу с туфогенными брекчиями, в коре выветривания туфов и туфогенных пород отмечается значительно большая дисперсность глинистых образований, что можно объяснить дискретностью материнских пород, представленных агрегатами весьма мелких обломков пород и вулканического стекла. Это обеспечивало интенсивное промывание (особенно в трубчатых телах) и вынос уже на первых стадиях выветривания Ca и Mg, а также окисление Fe^{2+} . В целом для коры выветривания на туфах и туфогенных породах характерны довольно узкие пределы колебания отношения $SiO_2:Al_2O_3$ (1,1-3,7) и гораздо более широкое – других коэффициентов выветривания: $Al_2O_3:K_2O$ (5,2-395), $Al_2O_3:Na_2O$ (6,6-775), $K_2O:Na_2O$ (0,4-30,6). Обеднение пород Mg и Fe^{2+} связано в основном с разложением хлорита. При этом в нижних частях профилей выветривания (т.е. на ранних стадиях преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe – гематита. Выше по разрезу он переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид железа – гётит. При окислении Fe^{2+} в структуре хлорита и разложения последнего вначале также возникает гематит, который по мере усиления выветрелости пород опять-таки переходит в гётит. Биотит же последовательно трансформируется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно

Mg и Fe³⁺ близок к ди-триоктаэдрическому типу. Детальный анализ изменения форм железа в продуктах выветривания позволил дифференцировать его распределение и соотношение форм с различной валентностью по разрезу и в составе отдельных минеральных фаз. Установлено, что в хлорите Fe²⁺ находится в двух позициях (M₁ и M₂), преобладая в цис-позициях, т.е. M₁. В свою очередь, Fe³⁺ в вермикулите и в ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределен по двум позициям, соответственно П₃ и П₂. Выше по разрезу, по мере деградации вермикулита, вплоть до сохранения в кристаллах лишь отдельных пакетов минерала и неустойчивости в верхних частях зоны гипергенеза ди-триоктаэдрического монтмориллонита, происходит дальнейшая существенная диоктаэдризация их с образованием, как и в верхах измененных разрезов долеритовых толщ, вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослойной фазы неупорядоченного типа, содержащей в октаэдрических позициях структуры в основном Al и Fe³⁺. Этот процесс сопровождается существенным перераспределением Si. Удаление из структуры указанной фазы избытка кремния и фемических элементов обуславливает обогащение элювия Al и развитие в нем каолинита. Следовательно, кроме образования каолинита непосредственно по микроклину либо по плагиоклазам (через стадию монтмориллонита), существенную роль играет возникновение его за счёт неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового смешаннослойного образования. По данным растровой электронной микроскопии, каолинит здесь имеет нечеткую псевдогексагональную форму кристаллов, свойственную разностям, возникающим при выветривании основных пород. Такой каолинит характеризуется не столько несовершенной огранкой, но и весьма неупорядоченной структурой. Преобладание в некоторых трубчатых телах (Ан-50 и др.) в образованиях корвунчанской свиты средних и основных плагиоклазов над микроклином привело к резкому увеличению в продуктах выветривания роли метagalлуазита. Наблюдаемая в большинстве разрезов примесь серпентиновых минералов приурочена обычно к прослоям с более высокими значениями pH, обусловленными локальными концентрациями Mg и Fe²⁺ и возникновением восстановительной обстановки. Соответственно, закономерности изменения химического и минерального состава исходных пород, а также сравнительно высокие значения Eh (142-198) и pH (8,84-7,07)

указывают (как и при выветривании долеритов) на щелочной тип выветривания туфов и туфогенных пород основных алмазоносных районов Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И.П., Сидоренко А.В. О карте поверхностей выравнивания и кор выветривания.- Советская геология, 1973, №-3, с.14-23.
2. Давыдов Ю.В., Мишин В.М. Древние коры выветривания бассейнов рек Малой Ботуобии и Мархи (Западная Якутия).- В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование.- М.: Наука, 1977, с.272-276.
3. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений).- Новосибирск: НГУ, 1994, 240 с.
4. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов.- М.: Недра, 2000, 538 с.
5. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений.- М.: Недра, 1983, 196 с.
6. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование туфов и туфогенных пород Якутии в процессе выветривания // Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1982, т.57, вып.6, с.65-80.
7. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование минерального состава и микростроения долеритов Якутии в процессе выветривания // Кора выветривания.- М.: Наука, 1983, №-18, с.111-125.
8. Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Борис Е.И. и др. Коры выветривания бассейна р.Виллой // Известия АН СССР. Серия геолог., 1978, №-8, с.108-121.
9. Коры выветривания Сибири. Книга 2. Формация кор выветривания Сибирской платформы.- М.: Недра, 1979, 249 с.
10. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Виллюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы.- М.: Наука, 1973, с.4-75.
11. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания.- М.: Недра, 1967, 343 с.
12. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс.- М.: Наука, 1977, 156 с.
13. Тараненко В.И., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д. Древние коры выветривания Мало-ботуобинского района в связи с алмазоносностью.- В кн.: Геология и полезные

ископаемые юга Восточной Сибири.-Иркутск: изд-во ВостСибСНИИГГИМСа, 1974, с.158-161.

14.Харькив А.Д., Борис Е.И., Саврасов Д.И. и др. Трапповые брекчии Малоботуобинского района Западной Якутии и их рудоносность // Рудоносные брекчии и их поисковое значение.-Алма-Ата, Наука, 1977, с.34-51.

15..Шамишина Э.А., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии.- В сб.: Древние коры выветривания Якутии.-Якутск: изд-во ЯФ СО РАН, 1975, с.3-29.

Zinchuk Nikolay Nikolayevich. *Mineralogical-geochemical specific features of the crust of weathering on rocks of trappean formation of the main Siberian platform diamondiferous regions.*

Results of complex investigation are provided concerning the crust of weathering on rocks of trappean formation of the main Siberian platform diamondiferous regions (Malo-Botuobinsky, Daldyn-Alakit and Markoka) which preserved from washout only in depressions of trappean plateau or in tectonically subsided blocks. Alteration of physical-mechanical properties, petrochemical, geochemical and mineralogical specific features on

various crust of weathering horizons of northern and southern parts of the region is characterized. At the first stages of hypergene transformation process of initially monolithic dolerites and tufogenic formations fissuring develops in them, breaking mother rocks into separate relatively large macro- and meso-blocks, which promotes redistribution of a number of chemical elements. As a result, in specified meso-blocks, depending on their composition sufficiently large new formations develop in the form of various pseudo-globular and greatly split rosette-like shapes relating, correspondingly, to individual varieties of montmorillonite or paragenetic association of vermiculite and $Mg-Fe^{3+}$ -montmorillonite. Alteration order of chemical and mineralogical composition of trappean formation rocks of the main Siberian platform diamondiferous regions during erosion indicates that the latter refer to alkali type. Bibliogr. 15 names.

Key words: crust of weathering of dolerites and tufogenic formations, diamondiferous regions of the Siberian platform, physical-mechanical, petrochemical and mineralogical properties of rocks.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЛОКАЛЬНОГО ТЕХНОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ВЛАДИМИРСКОГО РЕГИОНА)

Карлович И.А., Карлович И.Е.

Понятие техногенез вошло в практику научных исследований по геохимии окружающей среды благодаря работам А.Е. Ферсмана (1935), а затем географ В.Е. Калесник обосновал и развил это новое научное направление в геоэкологии [2, 5]. Причем, техногенез ими рассматривался как геохимическое воздействие на компоненты природы, связанное с добычей и эксплуатацией полезных ископаемых, с загрязнением почв, вод, биосферы и воздуха техногенными веществами. Его ученики и последователи А.И. Перельман, М.А. Глазовская, В.В. Добровольский, В.А. Алексеенко, Н.С. Касимов и многие другие исследователи показали роль антропогенных воздействий на природу на всех уровнях: глобальном, региональном и локальном. По их данным образовалась совершенно новая оболочка «техносфера» на поверхности Земли, объемом свыше 220 Гт, которая стала определять здоровье и самочувствие населения целых регионов [3,4]. Например, М.А. Глазовская приходит к выводу: «Различные формы проявления техногенеза в своей совокупности приводят к формированию особых культурных, или вернее, техногенных промышленных и сельскохозяйственных ландшафтов» [1]. Исследователи придают техногенезу геохимический аспект [1]. «Извлечение из природы химических элементов и вовлечение их в круговорот вещества и энергии на всех уровнях: локальном, региональном и глобальном определяет актуальность исследования физико-химических процессов техногенеза в городах, т.к. основное население стран (75 %) проживают в городах и поселках городского типа с развитой промышленной инфраструктурой» [3].

В качестве примера нами взят г. Владимир. В нём проживают в настоящее время около 360 тыс. человек и действует свыше 40 крупных и средних промышленных предприятий, а так же коммунальный комплекс, автомобильный и железнодорожный транспорт. Располагается город в бассейне р. Клязьмы между крупными городами Москвой и Нижним Новгородом (180 и 200 км). Отсюда необходимо учитывать техногенные потоки загрязнений, приносимых со стороны этих городов, а также трансграничные из-за рубежа, и в частности Центральной Европы. В геоморфологическом плане город в основном занимает более высокую часть

правобережья р. Клязьмы (190 м над ур.м.), а на левобережье находится его пониженная часть в рельефе (140 м) - п. Загородный. Пригороды г. Владимира - пос. Юрьевец на юге и пос. Боголюбово на северо-востоке в рельефе выполаживаются почти до уровня р. Клязьмы. С запада город окружает кольцевая автомобильная дорога, по которой проходит основной поток транспорта от Москвы до Нижнего Новгорода и далее на восток (раньше это дорога называлась Пекинской, в честь дружбы двух народов русского и китайского). В настоящее время транзитный транспорт в город не заезжает и, казалось бы, меньше стало влияние его на загрязнение воздуха. То есть к своему (городскому и областному) транспорту (330 тыс. единиц) следует прибавить (кольцевой) транзитный транспорт, а это от 200 до 1200 единиц в сутки. Анализ, проведенный Департаментом природопользования, показал, что в настоящее время (2010-2011 г.г.) от «своего» и транзитного транспорта в воздух поступает и выпадает на поверхность земли в городе от 7 до 7,2 т/км² загрязнений в год. К этой величине нужно добавить количество загрязнений, поставляемых городскими стационарными источниками (до 4 т/км²), коммунальными службами и частными домами до 2 тыс. т/км² загрязнений в год. Наряду с автомобильным транспортом и промышленными предприятиями воздух загрязняет «железная дорога». Она почти оконтуривает город с востока, проходит вдоль р. Клязьмы и отделяет п. Загородный от Владимира. Нагрузка на железную дорогу значительна (около 60 единиц в сутки) - пассажирские и товарные поезда, электрички. Поезда загрязняют полотно (до 50 м) вдоль дороги, мусором, топливом, электромагнитное загрязнение и техногенными веществами. Транспорт выступает основным источником шума в г. Владимире, сила которого превышает нормальные уровни >75 дБ., при норме 70 дБ.

Все перечисленные виды и источники загрязнений г. Владимира носят ярко выраженный локальный характер, за исключением техногенных потоков, представленных воздушными массами. Химический состав загрязнений определяется в основном их источниками. Например, вдоль

автомобильных трасс и железной дороги в почвах приоритетным металлом оказался свинец. Вторым металлом, загрязняющим почвы около автомобильных дорог, был цинк. В виду того, что эти металлы преобладают среди тяжелых металлов в почвах, то г. Владимир по геохимической классификации можно назвать свинцово-цинковым.

На загрязнения г. Владимира оказывают влияния промышленные предприятия (4900 стационарных источников), транспорт (110 тыс.ед.), коммунальные хозяйства и жилищные хозяйства, а также потоки загрязнений, переносимые атмосферными течениями в тропосфере регионального и местного значения. То, что техногенные вещества переносятся воздушными потоками, сомнений у исследователей нет. Сошлёмся на известный пример. Вулканическая пыль от извержения вулкана Кракатау(1883г.) сохранялась в атмосфере в течение 2х лет, пока не была вымыта из воздуха с дождями и мокрыми аэрозолями. Механизмом вовлечения элементарной техногенной частицы с поверхности земли в атмосферу рекомендуют рассматривать подъёмную силу (вихревой поток), получившую обоснование в авиации. По расчетам Н.Е.Жуковского в механизме отрыва частицы от земной поверхности и вовлечение её в воздушные потоки участвует подъёмная сила, превышающая силы сцепления частицы с земной поверхностью. По Н.Е.Жуковскому подъёмная сила имеет выражение: $F_{\text{ж}} = Mg + F_c$, где Mg -выталкивающая сила Архимеда, F_c -сила сцепления. Следовательно, техногенная частица (загрязнение), поднятая вихревым потоком на некоторую высоту, становится частью воздушного потока и может существовать в этом потоке до момента остановки самого потока[4].Итак, техногенные вещества, попавшие в воздушные потоки, переносятся ими на некоторые расстояния и выпадают на землю с сухим, мокрым аэрозолем или с дождём. По данным В.А.Исидорова только из Западной Европы за 10 лет (1980-1990гг.) валовое осаждение тяжёлых металлов из атмосферы составило следующие величины (мг/м² в год) : Pb-2-50; Zn-5-35. Cu-1-25; Ni-0.2-2; Ca Cr-0.1-1. Отсюда вполне правомочен вывод о том, что трансграничные воздушные массы могут приносить и осаждают техногенные вещества и на территории Владимирского региона и в частности г. Владимира. Другой широко

известный пример трансграничного привноса свинца из стран Европы в Россию: больше всего приносят к нам Pb страны Бенилюкса (106т), Великобритания(172т), Италия(114т.), Польша(295т.), Прибалтика(1473т), Финляндия(168т), Швеция(110т.). (Промышленность и окружающая среда. 2002г). Выпадение из атмосферы аэрозольных частиц является важной составляющей техногенного загрязнения города (табл. 1).

В основном это пыль, зола, сажа, тяжёлые металлы, смолистые вещества, полициклические углеводороды и др. от местных стационарных и подвижных источников, выбрасываемых в радиусе до 5км, реже больше, а также трансграничных переносов из промышленных городов (Москва, Нижний Новгород) и удалённых территорий. Известно, что начиная с 1990г. во Владимирской области, в том числе в г. Владимире произошёл резкий спад промышленного производства. Этот спад отразился на количестве поставляемых техногенных веществ в окружающую среду и соответственно их выпадений из воздуха.

Для сравнения укажем, что в г. Москве в 1995г. выпало из воздуха 131т/км² техногенных веществ, в г. Санкт – Петербург – 47 т/км².

Над территорией Владимирской области в течение года действуют почти все направления воздушных потоков попеременно. Самыми спокойными считаются восточные ветры (от 2,4 до 10,1м/с), а самыми сильными - южные ветры(от 3,5 до 17,1 м/с).Ветры разных направлений приносят и отлагают разнообразные элементы (табл.3).

В течение года над г. Владимиром фиксируется разное количество атмосферных выпадений: в октябре от 21 до 43мг/м², в ноябре до 111мг/м², в январе до 12мг/м², в феврале и марте меньше всего выпадений (от 0,1 до 6 мг/м²). Больше всего выпадений наблюдается в июне, до 186мг/м², вымывается аэрозолей с дождями (в июне больше всего осадков). (табл. 4)

На количество выпадений оказывает влияние не только направление ветра, его сила, атмосферные осадки, но и морфология рельефа. В г. Владимире это высота зданий и положение их в рельефе относительно ветра. С наветренной стороны девяти и пятиэтажных зданий отлагается больше загрязнений, чем с подветренной стороны в несколько раз.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Таблиця 1. Динаміка випадень техногенних речовин з атмосферними опадками над басейном р. Клязьми

| Годи | 1992 | 1994 | 1996 | 1998 | 2000 | 2002 | 2008 | 2010 |
|--------------------------------|------|-------|------|------|------|------|------|------|
| Кількість т/км ² | 16,0 | 12,16 | 9,8 | 9,76 | 7,64 | 4,3 | 4,2 | 4,0 |

Таблиця 2. Міграція техногенних речовин з повітряними потоками над Владимирської областю

| Преобладающее направление воздушных потоков | Города, поставляющие техногенные вещества в воздушные потоки |
|---|---|
| Северное (Арктическое), Северо-западное и Северо-восточное. | Норильск, Мончегорск, Никель, Череповец, Ярославль. |
| Восточное, юго-восточное (Сибирское, Среднеазиатское). | Нижний Тагил, Челябинск, Магнитогорск, Пермь, Екатеринбург, Нижний Новгород и др. |
| Южное (Тропическое). | Липецк, Волгоград, Воронеж, Рязань и др. |
| Западное (Атлантическое) | Трансграничный перенос из стран Восточной и Центральной Европы. |

Таблиця 3. Головні елементи атмосферних випадень, принесених з повітряними потоками

| Преобладающее направление воздушных потоков. | Количество выпавших элементов т/км ² . | Главные элементы в составе выпадений. |
|--|---|--|
| Северное | 0,52 | Cu, Co, Cd, Fe. |
| Западное | 3,83 | Pb, Zn, Mn, Sr, Al, S, SH ₄ . |
| Южное | 1,0 | Fe, Mn, Mg, Si, Ti, V, CH ₄ . |
| Восточное | 1,95 | Fe, Mn, Zn, Si, P, Al, CH ₄ . |

Таблиця 4. Динаміка викидів забруднюючих речовин по Владимирській області, тис.т. год

| От | 2000 г. | 2002 г. | 2004 г. | 2006 г. | 2008 г. | 2010 г. |
|-------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| стационарных источников | 55,3 | 49,1 | 47,1 | 41,1 | 43,1 | 35,5 |
| автотранспорта | 59,2 | 69,4 | 72,2 | 74,7 | 79,5 | 81,5 |

По данным департамента природопользования Владимирской области на территории области утилизируется всего 2% областных отходов. На долю г. Владимира приходится 17% от валового количества областных отходов т.е. возникает проблема регионального загрязнения и, как следствие, ухудшение экологии не только г. Владимира, но и области в целом. За последние три года валовый выброс загрязняющих веществ от стационарных источников стабилизировался от 35 до 30 тыс. т. в год и по г. Владимиру около 5 тыс.т в год. Транспорт стал больше поставлять загрязняющих веществ (свыше 80 тыс.т в год): оксид углерода 62,8; оксид азота-7,8; углеводороды-9,6; сажа-0,05; диоксид серы-0,6 тыс.т в год. Среди взвешенных веществ преобладают железо, марганец, цинк, свинец и др.

Исходя из тенденции снижения валового количества загрязнений от стационарных источников по области можно принять теоретически, что снижается и общее количество выпавших на землю техногенных веществ, при средней её величине за последние три года (2009-2012г.г.)-4т/км². Эта величина в определенной степени будет отражать баланс поступивших в атмосферный воздух «своих» загрязнений, унесенных ветровыми потоками за пределы области и привнесенных веществ из г.г. Москвы, Н.Новгорода, а также трансграничных поступлений. Для более точных расчётов следует проводить определения количества выпадений как в пределах г. Владимира так и по всей Владимирской области.

1. Глазовская М.А.1988. геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М. Высшая школа.
2. Калесник С.В. 1970. Общие географические закономерности Земли. М.

3. Карлович И.А. 2005. Геоэкология. М.: Академический проект.
4. Карлович И.А., Карлович А.И. 2010. Современные проблемы региональной экологии. Монография. – Владимир: ВГГУ.-306 стр.
5. Ферсман А.Е. 1934. Геохимия. Т 2. М., Недра. 354 стр.

Summary: Industrial cities in Russia have become the major source of man-made substances that determine the well-being and health of the population.

“ГЕОХІМІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ КАРСТОВИХ ОЗЕР ТА ЗАСОЛЕНИХ ІНФІЛЬТРАТИВ ХВОСТОСХОВИЩА № 1 (М. КАЛУШ, ІВАНО-ФРАНКІВСЬКА ОБЛАСТЬ)”

Кицмур І.І., Дяків В.О.

Львівський національний університет імені Івана Франка

E-mail: kytsmur89@gmail.com

Стан проблеми. В результаті понад 100 річної розробки Калуш-Голинського родовища та галургійно-флотаційного збагачення калійних руд в зоні впливу дочірнього підприємства “Калійний завод” ВАТ “Оріана” накопилось десятки мільйонів тонн солевмісних відходів, які перебуваючи на денній поверхні вилуговуються атмосферними опадками та різко погіршують екологічний стан прилеглих територій. Понад 40 млн. тонн розкривних солевмісних порід Домбровського кар’єру закладовано у солевідвалах № 1 та № 4. Понад 30 млн. тонн хвостів флотації закладовано у трьох хвостосховищах та шламонакопичувачі. Наявність на денній поверхні десятків мільйонів тонн солевмісних відходів викликає низку екотоксичних ефектів, зокрема засолення та зростання мінералізації поверхневих і підземних вод, що у свою чергу загрожує виведенню з експлуатації міського водозабору. Руїнування дамби хвостосховища та раптовий вилив 9,8 млн. м³ соляно-глинистої пульпи може призвести до руїнування прилеглих промислових об’єктів (залізничної станції ЗАТ “Лукор”, підприємств “Вінісін”, “Синтра” та ін.), а також забруднення розсолами р. Дністер, яка є джерелом водопостачання багатьох міст України та Молдови. Все це може спричинити виникнення надзвичайної ситуації з катастрофічними екологічними та соціальними наслідками не тільки державного, але й міжнародного масштабу. Вони можуть бути співрозмірними із Стебницькою екологічною катастрофою 1983 року, коли при прориві дамби хвостосховища у басейн річки Дністер потрапило понад 5 млн. м³ соляних відходів.

Враховуючи це, а також наявність поблизу міста могильника гексахлорбензолу, затоплених калійних шахт, Домбровського соляного кар’єру та солевідвалів поблизу нього, мешканці м. Калуша на місцевому референдумі 17 січня 2010 року майже одностайно проголосували за визнання міста зоною екологічного лиха. Згодом

це було підтверджено законом Верховної ради, яким передбачалось виділення понад 560 млн. грн. на вирішення низки проблем ДП “Калійний завод”, у тому числі самозатоплення Домбровського соляного кар’єру, розмиву атмосферними опадами солевмісних відходів, поширення ареолу засолення вод четвертинного водоносного горизонту та небезпека різкого погіршення якості води у міському водозаборі. У зв’язку з незворотнім затопленням Домбровського кар’єру виникла дискусія про його екологічні наслідки. Так, Долін В.В., Яковлев Є.О., Кузьменко Е.Д. та ін. [1], а також Семчук Я.М. та Савчук Л.Я. [2] вважають, що вода у водоймі буде солоною, внаслідок чого зросте інтенсивність засолення четвертинного водоносного горизонту. Дослідженнями Гайдіна А.М. та Дяківа В.О. показано, що самозатоплення кар’єру не призведе до негативних екологічних наслідків [3-4]. В той час усі без винятку фахівці, сходяться на думці, що невирішеність проблеми рекультивації хвостосховищ та солевідвалів є постійною загрозою для якості поверхневих та підземних вод у м. Калуші та його околицях. Саме це визначає актуальність проведених досліджень із встановлення геохімічних умов формування вод карстових озер та засолених інфільтратів хвостосховища № 1.

Результати дослідження та їх обговорення. Хвостосховище № 1 ДП “Калійний завод” ВАТ “Оріана”, як і інші аналогічні об’єкти калієвидобувних підприємств Передкарпаття являє собою обваловану ґрунтовими дамбами відкритий склад, у який скидали рідкі відходи флотаційного збагачення руд. Хвостосховище №1 було запроектоване у 60-ті роки минулого століття у вододільному масиві між річками Кропивник та Сівка, поблизу магнієвого заводу та заводу калійних добрив та нових гірничовидобувних об’єктів – Домбровського кар’єру, рудників “Новоголин” та “Пійло” (рис. 1).

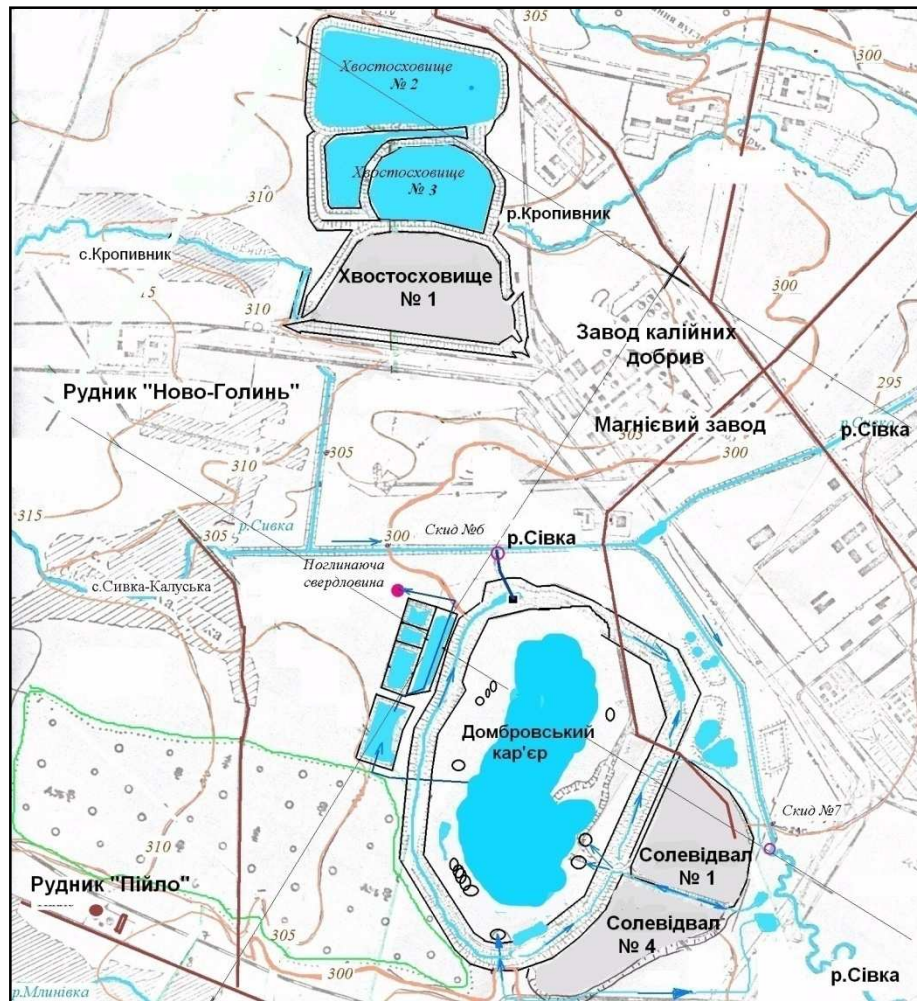


Рис. 1. Просторове розташування хвостосховища № 1 відносно інших об'єктів гірничо-видобувного та гірничо-збагачувального комплексу Калуського промвузла.

Інженерно-геологічні та гідрогеологічні умови території досить прості: соленосні відклади із насиченими застійними розсолами у верхній частині розрізу, перекриті регіональним водотривом елювіальних відкладів гіпсово-глинистої шапки, на яких незгідно залягають водонасичені гравійно-галькові алювіальні відклади давніх надзаплавних терас р. Сівка, що перекриваються лесовидними суглинками. Водонесний горизонт в гравійно-галькових відкладах живиться за рахунок атмосферних опадів та за умови інтенсивного водовідбору з густої річкової мережі, є по суті єдиним для даної території доступним ресурсом якісних питних вод. Зважаючи на такі особливості геологічної будови, питанню гідроізоляції хвостосховищ було приділено належної уваги лише при спорудженні хвостосховища № 2 у 1984 р. Натомість донна частина хвостосховища № 1 ще від початку свого функціонування у 1967 р. не була гідроізольована. Більше того, налив хвостів постійно наступав «на п'яти» свіжо відсипаним відкосам ґрунтової дамби. В

кінцевому рахунку, це призвело до того, верхні ділянки відкосів дамби складені добре фільтруючими ґрунтами без гідроізоляційного бар'єру.

Технологічні схеми переробки калійно-магнієвих руд полягали у розчиненні калійних соляних порід гарячою водою, осадженні нерозчинного глинистого залишку та відокремленні від осаду висвітленої висококонцентрованої ропи та отримання з неї калій-магнієвих добрив. Проте строкатий склад калійних руд (каїніт, лангбейніт, сильвініт, полігаліт, високий вміст у них галіту та глинистого матеріалу (10-15 %, іноді до 20%), зумовили те, що при застосуванні даної технології у відходи потрапляли не тільки глинистий матеріал, недорозчинені полігаліт і галіт, але й ропи з високим вмістом солей. Така суміш соляно-глинистої високомінералізованої пульпи, отримала технічну назву «хвости флотації», що по трубопроводу транспортували у хвостосховище № 1, яке почало функціонувати у 1967 р.

При потраплянні соляно-глинистої високомінералізованої пульпи у хвостосховище, відбувалось з одного боку осадження твердої фази – глини та недорозчинених соляних мінералів, а з іншого боку кристалізація і осадження галіту у нижній високомінералізованій частині водної товщі. У період функціонування гірничо-хімічного збагачувального виробництва, освітлена від завислих глинистих частинок, дещо розбавлена атмосферними осадками вода хвостосховищ, використовувалась у системі зворотного водопостачання флотаційного збагачення руд.

На хвостосховищі № 1, площа якого складає 54 га, закладовано галітові відходи сумарним об'ємом 14,3 млн. м³. З введенням у дію у 1984 р. хвостосховища №2, його експлуатація припинена. В 1988 р. було розроблено проект рекультивації хвостосховища № 1, яким передбачена гірничотехнічна і біологічна рекультивація. В 1993 році виконано технічну рекультивацію шляхом покриття поверхні шаром суглинку та гіпсо-глинистої породи товщиною 1,5 м. Однак вторинного планування чаші хвостосховища та біологічної рекультивація проведено не було. В результаті неоднорідного ущільнення хвостів відбулося просідання поверхні, що стало причиною накопичення на поверхні хвостосховища № 1 поверхневих вод [5].

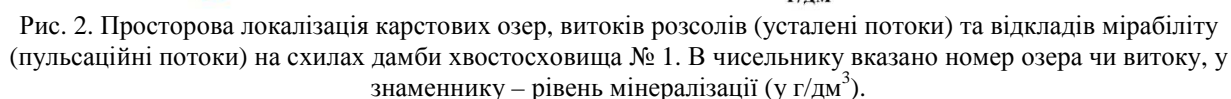
У 1996-97 рр. виконувались роботи з ліквідації карстових лійок, засипання вимойн та очищення укосів дамб від новоутворених нашарувань мірабіліту. Ці роботи були виконані частково, часто без належного наукового супроводу робіт. На даний час на хвостосховищі спостерігаються наскрізні промоїни глибиною до 3 м та прогресує водна ерозія схилів зумовлена розвитком соляного карсту. Внаслідок цього відбувається формування карстових порожнин, які при обвалюванні перетворюють у карстові озера, а з укосів дамб зафіксовані витoki інфільтратів, які призводять до засолення четвертинного водоносного горизонту.

Неякісна рекультивація поверхні хвостосховища № 1 призвела до того, що хвости флотації у приповерхневій частині взаємодіють з атмосферними осадками і як у природних умовах тут утворюються внутрішньосоляні карстові порожнини, за умови постійного дренажу зумовленого підвищеною проникністю верхніх укосів дамб. Живлення внутрішньосоляних карстових вод здійснюється у періоди інтенсивних опадів, їх безпосередньої інфільтрації через карстові канали чи шляхом перетоку вод з вже існуючих карстових озер.

Хімічний склад внутрішньосоляних карстових вод визначається, насамперед, тривалістю контакту їх із хвостами флотації до моменту витoku за тіло дамби. Таким чином внутрішньосоляні карстові води в пункті розвантаження мають різний хімічний склад. Внаслідок вимивання утворюються порожнини, які постійно зростають в об'ємі.

З геохімічних позицій процес карстоутворення в межах хвостосховища № 1 на межі розділу вода – хвости флотації полягає в наступному. Потоки агресивної води, стикаючись зі сіллю, швидко насичуються і стають розсолон, тобто рідиною важчою і в'язкішою, ніж прісна вода. Прошарок розсолів, який виник на поверхні водорозчинних хвостів флотації, які у своєму складі містять нерозчинні мінерали, цілком втрачає агресивність з причини насиченості солями та випадання глинистого осадку. Прісна (агресивна) вода є легшою і вже не може контактувати з хвостами флотації. Все це захищає сіль від вилугування. При відсутності дренажу насичених розсолів, тобто при відсутності їхнього руху, подальше розчинення солі практично не відбувається. Посилює протекторний ефект осадження нерозчинного мінерального залишку. У подібних випадках розчиняються лише ті виступи солі, які виявились вище шару насичених розсолів, що і спричиняє вирівнювання поверхні хвостів флотації. Але така ситуація в межах хвостосховища № 1 спостерігається далеко не завжди.

Випадання атмосферних опадів, їх інфільтрація у тіло хвостосховища, взаємодія з солями та витік насичених розсолів призводить до формування карстових озер та чисельних витоків висомінералізованих інфільтратів. В умовах втрати стійкості стелини над порожниною, відбувається її обвалення. Нерозчинні мінерали, що входять до складу хвостів флотації залишаються на місці, гідроізольовуючи поверхню незмінених соляно-глинистих відходів. З часом новоутворена котловина заповнюється атмосферними опадами і формується карстове озеро. Усього в межах хвостосховища № 1 нами виявлено понад 10 озер, 8 з яких нами опробовано. Різна площа, ступінь гідроізольованості соляно-глинистих порід від водних мас та гравітаційна стратифікація водної товщі призводить відмінності у хімічному складі вод досліджуваних озер та витоків високомінералізованих інфільтратів з усталеним, пульсаційним та спорадичним режимами (рис. 2, табл. 1 та 2.).



319

| № з/п озер в межах хвостосховища № 1 | pH | Концентрація компонентів, г/дм ³ | | | | | | | Мінералізація г/дм ³ |
|---|------|---|------------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------------|
| | | Катіони | | | | Аніони | | | |
| | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ | |
| 1 | 7,1 | 0,092 | 0,009 | 0,098 | 0,064 | 0,18 | 0,156 | 0,151 | 0,741 |
| 2 | 7,35 | 0,293 | 0,027 | 0,09 | 0,112 | 0,168 | 0,823 | 0,219 | 1,732 |
| 3 | 6,95 | 0,305 | 0,181 | 0,426 | 0,304 | 0,775 | 1,246 | 0,446 | 3,683 |
| 4 | 7,25 | 0,095 | 0,019 | 0,102 | 0,074 | 0,17 | 0,195 | 0,188 | 0,843 |
| 5 | 6,65 | 0,233 | 0,136 | 0,54 | 0,232 | 1,163 | 1,61 | 0,132 | 4,046 |
| 6 | 5,2 | - | 1,2 | 9,9 | 3,225 | 14,25 | 20,6 | - | 49,175 |
| 7 | 4,55 | - | 0,6 | 1,175 | 2,1 | 11,25 | 4,886 | - | 20,011 |
| 8 | 6,0 | - | 1,7 | 16,0 | 6,125 | 20,0 | 16,28 | - | 60,105 |

Таблиця 2. Хімічний склад води усталених витоків інфільтратів з хвостосховища № 1 (у г/дм³)

| № витоку інфільтратів | pH | Концентрація компонентів, г/дм ³ | | | | | Мінералізація г/дм ³ |
|-----------------------------|------|---|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------------|------------------------------------|
| | | Катіони | | | Аніони | | |
| | | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | |
| 1 | 5,4 | 24,2 | 86,3 | 28,7 | 138,7 | 61,1 | 339,0 |
| 3 | 5,85 | 23,8 | 85,7 | 26,0 | 139,3 | 60,3 | 335,1 |
| 6 | 6,0 | 23,3 | 86,7 | 26,0 | 148,5 | 98,2 | 382,7 |
| 11 | 6,25 | 32,6 | 67,3 | 21,9 | 110,0 | 125,6 | 364,6 |
| 12 | 6,5 | 23,3 | 76,5 | 22,8 | 126,5 | 81,8 | 330,9 |
| 13 | 6,4 | 22,8 | 84,6 | 24,9 | 111,8 | 118,5 | 362,6 |
| 14 | 6,1 | 17,5 | 88,7 | 22,4 | 100,8 | 120,7 | 350,1 |
| 15 | 6,1 | 25,8 | 81,6 | 24,4 | 128,3 | 100,6 | 360,7 |
| 16 | 5,95 | 25,3 | 78,5 | 24,4 | 124,7 | 102,2 | 355,1 |
| 18 | 5,85 | 27,2 | 78,5 | 27,6 | 113,7 | 125,1 | 372,1 |
| 19 | 6,25 | 26,2 | 78,5 | 26,0 | 128,3 | 97,1 | 356,1 |

З хвостосховища вимиваються розчинні солі і витікають розсоли через бічні укуси дамб, які маркуються чисельними карстовими провалами у центральній частині та відкладами тенардит-мірабілітових агрегатів по периферії та схилах дамб (рис. 3).

За результатами польових досліджень, опробування та фотодокументування наявних витоків можна виділити усталений, пульсаційний та спорадичний режими витікання інфільтратів.

Усталений режим характеризується тривалим у часі витокком інфільтратів високої мінералізації, з якої у холодні пори року відбувається масова кристалізація мірабіліту у процесі стікання по денній поверхні, перекристалізація дрібнозернистих агрегатів та доростання з формуванням мікро- та макрогребель, часткове плавлення мірабіліту у власній кристалізаційній воді з формуванням стійких фантомних кірок тенардиту. Мінеральні новоутворення сульфату натрію, що сформувались із витоків з усталеним режимом спостерігаються на денній поверхні цілорічно, і можуть зникнути лише за умови тривалих літніх опадів.

Пульсаційний режим характеризується періодичним у часі витокком інфільтратів високої мінералізації, з якою у холодні пори року відбувається масова кристалізація мірабіліту у процесі стікання по денній поверхні, перекристалізація дрібнозернистих агрегатів та доростання з формуванням виключно мікрогребель, часткове плавлення мірабіліту у власній кристалізаційній воді з формуванням нестійких фантомних кірок тенардиту. Мінеральні новоутворення сульфату натрію, що сформувались з витоків з пульсаційним режимом спостерігаються на денній поверхні до середини

літа і майже повністю зникають в умовах проливних дощів.

Спорадичний режим характеризується короткотерміновим у часі витокком інфільтратів високої мінералізації, внаслідок повного спрацювання статичних запасів, внаслідок чого у холодні пори року відбувається масова кристалізація мірабіліту у процесі стікання по денній поверхні обмежених по площі ділянок. Потоки вторинної ропи у періоди опадів змінюються на потічки низькомінералізованої чи навіть прісної води. Дегідратація мірабіліту не призводить до формування стійких кірок тенардиту. Мінеральні новоутворення сульфату натрію, що сформувались з витоків із спорадичним режимом спостерігаються на денній поверхні до початку літа і повністю зникають в умовах навіть помірних дощів [6, 7].

Типовим прикладом усталеного потоку є потік № 1 (рис. 4). Його довжина 33 м, ширина 4,0 – 1,0 м, потужність 0,5 – 0,2 м. Мінералізація вторинної ропи – 339,0 г/дм³, дебіт – 0,5 л/хв; Потік № 2 пульсаційний, довжина 52 м, ширина 2,0 – 1,5 м, потужність 0,6 – 0,3 м;

Потік № 3 усталений, довжина 43 м, ширина 8,0 – 6,0 м, потужність 0,4 – 0,6 м. Мінералізація вторинної ропи – 335,1 г/дм³, дебіт – 0,4 л/хв;

Потік № 4 пульсаційний, довжина 34 м, ширина 3,0 – 1,0 м, потужність 0,45 – 0,2 м;

Потік № 5 пульсаційний, довжина 56 м, ширина 7,0 – 12,0 м, потужність 0,3 – 1,2 м;

Потік № 6 (рис. 5 а) усталений, довжина 62 м, ширина 5,0 – 22,0 м, потужність 4,0 – 0,3 м. Мінералізація вторинної ропи 382,7 г/дм³. Дебіт – 0,3 л/хв; Потік № 7 (рис. 5 б) пульсаційний, довжина 62 м, ширина 7,0 – 22,0 м, потужність 0,4 – 0,3 м; Потік № 8 пульсаційний, довжина 25 м, ширина 0,5 – 1,5 м, потужність 0,15 – 0,2 м;



Рис. 3. Мірабіліт-тенардитові агрегати на дамбі хвостосховища № 1, які маркують витoki розсолів у поверхневi води та четвертинний водоносний горизонт.



Рис. 4. Усталений потік №1 у південно-східній частині хвостосховища.



а б

Рис. 5. Усталений потік № 6 (зліва) та пульсаційний потік № 7 (справа) у південній частині хвостосховища.

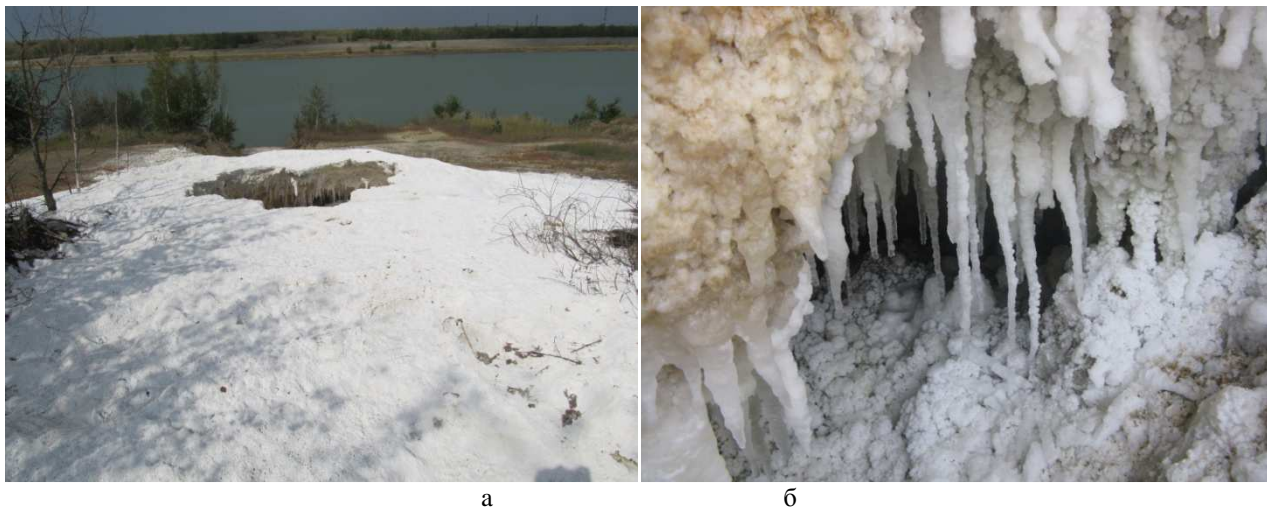


Рис. 6. Усталений потік № 12 у західній частині хвостосховища №1 (а) та сталактит-сталагмітові утворення мірабіліт-тенардитової печери у його склепінні №12 (б).



Рис. 7. Пульсаційний потік № 17 у вигляді покривала на північному борті хвостосховища № 1.

Потік № 9 пульсаційний, довжина 25 м, ширина 1,0 – 0,8 м, потужність 0,2 – 0,1 м;

Потік № 10 пульсаційний, довжина 30 м, ширина 9,0 – 2,0 м, потужність 0,2 – 0,15 м;

Потік № 11 усталений, довжина 27 м, ширина 4,0 – 3,0 м, потужність 0,4 – 0,25 м. Мінералізація вторинної ропи 364,6 г/дм³. Дебіт – 0,3 л/хв;

Потік № 12 (рис. 6 а) усталений, довжина 68 м, ширина 5,0- 13,0 м, потужність 2,2 – 0,4 м. Мінералізація вторинної ропи 330,9 г/дм³. Дебіт – 0,7 л/хв. Також в потоці спостерігається мірабіліт-тенардитова печера (рис. 6 б).

Потік № 13 усталений, довжина 34 м, ширина 5,0 – 1,2 м, потужність 0,5 – 0,1 м. Мінералізація вторинної ропи 362,6 г/дм³. Дебіт – 0,3 л/хв;

Потік № 14 усталений, довжина 44 м, ширина 5,5 – 3,5 м, потужність 0,8 – 0,4 м. Мінералізація вторинної ропи 350,1 г/дм³. Дебіт – 0,4 л/хв;

Потік № 15 усталений, довжина 62 м, ширина 11,0 – 7,0 м, потужність 1,3 – 1,0 м. Мінералізація вторинної ропи 360,7 г/дм³. Дебіт – 0,5 л/хв;

Потік № 16 усталений, довжина 39 м, ширина 8,0 – 1,5 м, потужність 0,3 – 0,15 м. Мінералізація вторинної ропи 384 г/дм³. Дебіт – 0,4 л/хв;

Потік № 17 (рис. 7) пульсаційний, довжина 48 м, ширина 13,0 – 15,0 м, потужність 0,15 – 0,3 м.

Потік № 18 усталений, довжина 39 м, ширина 12,0 – 8,0 м, потужність 0,5 – 0,3 м. Мінералізація вторинної ропи 372,1 г/дм³. Дебіт – 0,4 л/хв;

Потік № 19 усталений, довжина 27 м, ширина 7,0 – 1,0 м, потужність 0,3 – 0,2 м. Мінералізація вторинної ропи 356,1 г/дм³. Дебіт – 0,5 л/хв;

Потік № 20 пульсаційний, довжина 38 м, ширина 6,0 – 2,0 м, потужність 0,35 – 0,25 м.

Висновки. Проведеними дослідженнями встановлено геохімічні умови формування карстових озер та засолених інфільтратів хвостосховища № 1 (м. Калуш, Івано-Франківська область). Головною геохімічною передумовою цього є складування відходів флотаційного збагачення калійних руд з високим вмістом легкорозчинних солей без належної гідроізоляції. У тілі хвостосховища відбуваються процеси вилугування, закарстовування та самоізоляції легкорозчинних солей, з формуванням насичених інфільтратів та їх витоком по укосах дамби. Вилугування соляно-глинистих відкладів при взаємодії з атмосферними опадами, зумовлює утворення високомінералізованих інфільтратів. Витік інфільтратів за контур складування призводить до закарстовування приповерхневого шару, його деформації та формування карстових озер. За рахунок вивільнення та осадження глинистих мінералів відбувається самоізоляція нижчезалягаючих хвостів флотації. В результаті тривалої у часі взаємодії атмосферних опадів з ізольованою товщею соляно-глинистих відкладів, відбувається зменшення розчинення легкорозчинних солей при однаковій кількості опадів. Це призводить до зменшення концентрації солей у розчинах. Особливості кристалізації мірабіліту із високомінералізованих інфільтратів дозволяє виділити три типи режимів розвантаження – усталений, пульсаційний та спорадичний.

Проведені дослідження дають підстави стверджувати, що екологічний стан досліджуваної території навколо хвостосховища № 1 можна оцінити як критичний. Хвостосховище № 1 є головним джерелом засолення та формування гідрохімічних ареалів забруднення води в четвертинному водоносному горизонті – єдиному джерелу водопостачання м. Калуша. Постійний стік великих обсягів високомінералізованих вод може стати чинником довготермінового ускладнення питно-господарського водопостачання. Небезпека забруднення підземних вод полягає у тому, що ареал засолення, може досягти водозбору м. Калуш на р. Лімниця поблизу с. Добровляни, за умови не прийняття запобіжних заходів та проведення рекультиваційних робіт на хвостосховищах та солевідвалах Калуського промвузла.

1. Долін В.В., Яковлев Є.О., Кузьменко Е.Д., Бараненко Б.Т. Прогнозування екогідрогеохімічної ситуації при затопленні Домбровського кар'єру калійних руд // Екологічна безпека та збалансоване ресурсокористування. Науковий журнал – 2010, №1, с. 74-87.
2. Семчук Я.М., Савчук Л.Я. Екологічні проблеми Калуського гірничопромислового регіону та шляхи їх вирішення. // Екологічна безпека та збалансоване ресурсокористування. Науковий журнал – 2010, №1, с. 64-69.
3. Гайдін А.М., Дяків В.О. Прісне озеро на місці соляного кар'єру // Науковий вісник Волинського нац. ун-ту ім. Лесі Українки. - № 17. - Луцьк, 2010. - С.86-90.
4. Гайдін А.М., Дяків В.О. Умови формування прісноводної товщі в озері на місці соляного кар'єру // Збірник наукових праць Волинського нац. ун-ту ім. Лесі Українки - № 7. Природа Західного Полісся та прилеглих територій - Луцьк, 2010. - С.50-64.
5. Крижанівський Є.І., Кузьменко Е.Д., Палійчук М.В., Бараненко Б.Т. Техногенна ситуація в районі Калуського промислового вузла // Наук. вісн. Івано-Франківськ. Нац. техн. ун-ту нафти та газу. Наук.-тех. журнал. – 2008, №2, с. 3-9.
6. Павлишин В.І., Дяків В.О., Цар Х.М., Кицмур І.І. Онтогенічні закономірності кристалізації мірабіліт-тенардитових агрегатів з ропи калійних родовищ Передкарпаття // Мінералогічний журнал. – 2012. – № 2 (6). – 17-25 с.
7. Цар Х.М., Кицмур І.І., Дяків В.О. Закономірності поширення, гідрохімічні та мінералогічні індикатори засолення природних вод в зоні впливу калійних родовищ Передкарпаття // 10-а Міжнародна науково-практична конференція «Ресурси природних вод Карпатського регіону». – Л. 2011. – 119 с.

Geochemical conditions of formation of karst lakes and salted infiltrates of the Tailing vault #1 (Kalush, Ivano-Frankivsk region) have been shown by our investigations. The main geochemical reason is the soluble salts without appropriate waterproofing of wastes of potash ores enrichment production. Inside the tailings vault the processes of leaching, karsting and self-isolation of soluble salts occur, thus the saturated infiltrates are formed and those are flowing over the dam slopes. The investigations allow to affirm that environment state of the area around the tailing vault #1 can be estimated as critical. The tailing vault #1 is the main source of salinity and the formation of hydrochemical areas of water pollution in the Quaternary aquifer which is the only source of water supply of Kalush city.

МАРГАНЦОВИСТЫЙ ХЛОРИТОИД КАК ПРИЗНАК ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Козырева И.В., Швецова И.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В высокогорной части Приполярного Урала в бассейне верхнего течения р. Кожим наблюдается зона межформационного контакта двух тектонических комплексов: рифей-вендского (доуралид) и палеозойского (уралид). Доуралиды представлены орто- и параметаморфическими породами; уралиды в своей нижнепалеозойской части сложены осадочными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В основании комплекса уралид залегает *лепигенная формация* – терригенная алькесвожская толща (E_3-O_1al), для которой характерно присутствие метаморфизованных продуктов ближнего переотложения древней коры выветривания доуралид [1, с.112]. Среди метаморфических пород, известных в зоне межформационного контакта, особым своеобразием отличаются дериваты вендских риолитов Малдинского комплекса – апориолитовые и апоаркозовые сланцы. Это светлые, салатно-зеленые или розовые, пигментированные гематитом или оксидами марганца пластинчатые сланцы, состоящие из кварца, серицита и пиррофиллита, всегда с гематитом, нередко с диаспором. Геохимическое своеобразие апориолитовых сланцев состоит в том, что они обогащены, с одной стороны, РЗЭ и элементами, характерными для грейзенов – Sn, Be, Ge, As, Bi, F, а с другой – Mn и Cr [3, с. 79].

Марганцевая минерализация представлена разнообразным комплексом минералов: оксидов (браунит), карбонатов (родохрозит), арсенатов (скородит и черновит), силикатов (хлоритоид, спессартин, пьемонтит, манган-алланит, арденнит) и алюмосиликатов (хлорит). В настоящем сообщении приводятся данные по хлоритоиду, отличительной чертой которого является присутствие в составе высоких содержаний Mn.

Впервые присутствие хлоритоида на Приполярном Урале было отмечено М.В.Фишманом и Б.А.Голдиным в 1963 г. в маньинской свите верхнего рифея на руч. Санашор; минерал считался гидротермальным [9]. К настоящему времени работами Л.Т.Беляковой, Р.Г.Тимониной, В.С.Озерова, Я.Э.Юдовича, Л.И.Ефановой, И.В.Козыревой на хр. Малдынырд и Росомаха установлено широкое развитие хлоритоида – как в составе

метаморфизованных древних кор выветривания по субстрату рифей-вендского фундамента, так и в базальных отложениях палеозойского чехла – в алькесвожской толще E_3-O_1al и тельпожской свите O_1tp [2, 4, 6, 9].

По химическому составу хлоритоиды образуют два типа (таблица). Первый тип (апобазитовый) – продукт регионального метаморфизма кембрийских кор выветривания по субстрату рифейских базитов и сланцев – отличается заметным содержанием титана вследствие присутствия микровключений титановых минералов (рутила, лейкоксена, ильменита). Данный тип имеет следующую эмпирическую формулу:

$(Fe_{0,79}, Mg_{0,16})_{0,95} Al_{2,04} Si_{1,01} O_5 (OH)_2$ Второй (апориолитовый) тип, встреченный в апориолитовых сланцах, содержит микровключения фосфатов и арсенатов РЗЭ и нередко обладает высокими содержаниями Mn, ассоциируясь с марганцевыми минералами – спессартином, пьемонтитом и Mn-эпидотом. Рассчитанная кристаллохимическая формула хлоритоида второго типа выглядит следующим образом: $Fe^{2+}_{0,75}, Mg_{0,16}, Mn_{0,09}, (Al_{1,91}, Fe^{3+}_{0,16})_{2,07} Si_{1,02} O_5 (OH)_2$. Высокое содержание MnO (в таблице обр. 9928) указывает на то, что данный хлоритоид является переходной разновидностью к оттрелиту. Обнаруженный нами оттрелит заметно отличается от стандартного: в нем гораздо больше (в скобках – справочные данные) MnO (16.63%), MgO (4.40%) и SiO₂ (23.38%) и немного меньше Al₂O₃ (33.57%) [5, с. 485]. Формы выделения хлоритоида весьма разнообразны, часто – довольно эффектны (рисунок).

Известно, что хлоритоид в процессах изохимического регионального метаморфизма устойчив лишь в глиноземистых (гидролизатных) породах [5]. Такие гидролизатные парасланцы известны в Витватерсранде, Греции, Турции, на Енисейском кряже, в Забайкалье, на Приполярном Урале. Таким образом, региональное развитие хлоритоида в нашем районе отражает региональное развитие его первичного субстрата – гидролизатных продуктов древней коры выветривания [1, с. 219]. Вслед за Я.Э.Юдовичем мы считаем, что наличие марганцовистого хлоритоида в ассоциации с

диаспором, хлоритом и кианитом свидетельствует о наложенных гидротермально-метасоматических процессах, обусловленных неоднократным подновлением разломов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных

исследований УрО РАН № 12-С-5-1020 «Общие и локальные критерии различия высокодисперсных экзогенных и низкотемпературных гидротермальных рудоформирующих систем».

Таблица. Химический состав хлоритоида, мас. %.

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 26.76 | 25.92 | 25.05 | 23.81 | 23.11 | 24.44 | 23.69 | 32.57 |
| TiO ₂ | 1.98 | 2.18 | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 37.16 | 35.82 | 37.36 | 37.26 | 40.78 | 42.16 | 35.85 | 27.53 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.51 | 8.58 | 7.11 | | 30.60 | 26.01 | 29.14 | |
| FeO | 20.35 | 20.18 | 22.94 | 28.50 | | | | |
| MnO | 0.47 | 0.84 | 1.01 | 1.15 | 2.70 | 3.86 | 8.67 | 28.16 |
| MgO | 2.18 | 1.31 | 1.23 | 0.42 | 2.79 | 3.29 | 2.66 | 10.27 |
| CaO | | | | | | | | 1.47 |
| п.п.п. | 6.77 | 4.88 | 4.75 | | | | | |
| Сумма | 99.18 | 99.71 | 99.45 | 85.22 | 99.98 | 99.76 | 100.01 | 100.00 |

Примечание: 1 – апобазитовые сланцы (n=2, коллекция Я.Э.Юдовича), 2 – конгломераты C₃-O₁al (обр. 6644, коллекция Я.Э.Юдовича), 3 – хлоритоид-пиррофиллитовые сланцы (n=3, коллекция Я.Э.Юдовича), 4 – хлоритоидный сланец (обр. 11, коллекция Е.И.Сороки), 5 – хлоритоид-гематит-серицитовый сланец (обр. 9232, коллекция Я.Э.Юдовича), 6 – хлоритоид-гематитовый сланец (обр. 9955, n=3), 7 – хлоритоидное стяжение (обр. 9928, n=2), 8 – пиррофиллит-серицитовый сланец (обр. 14/07).

Анализы выполнены: 1–3 – силикатный анализ (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитик Л.П.Павлов), 4 – микрозондовый анализ (Институт геологии и геохимии УрО РАН, аналитик Л.К.Воронина [7]), 5 – микрозондовый анализ (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитик В.Н.Филлипов), 6–8 – микрозондовый анализ (Силезский университет, Польша, аналитик И.О.Галускина).

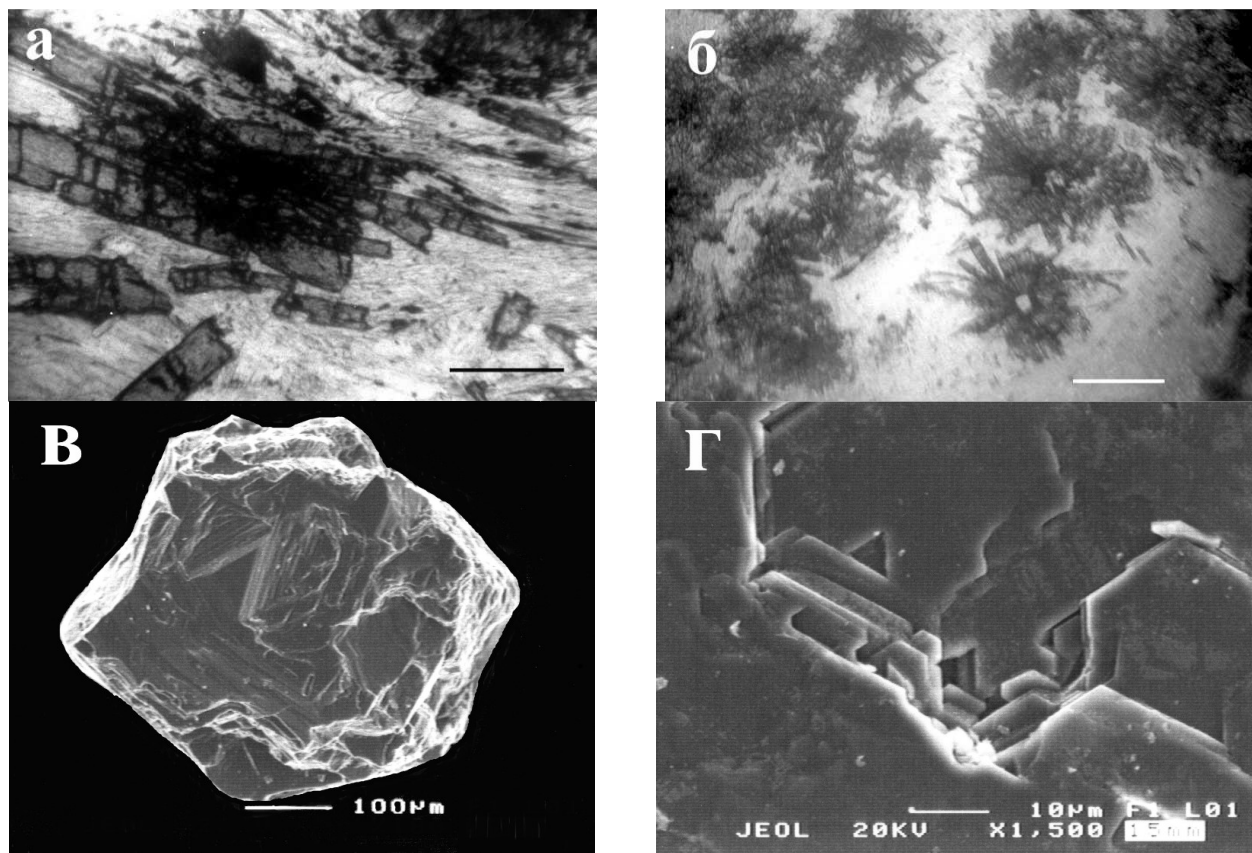


Рис. Формы выделения хлоритоида в шлифах: а – длиннопризматические кристаллы хлоритоида в основной пиррофиллитовой ткани, пигментированной гематитом, б – розетковидные агрегаты хлоритоида, образованные сrostками призматических кристаллов (линейки на обеих фотографиях соответствуют 0.3 мм) и в протолочках: в – таблитчатый кристалл хлоритоида со спайностью по (001), д – ступени роста на поверхности грани кристалла хлоритоида.

1. Геохимия древних толщ Севера Урала / Я.Э.Юдович, М.П.Кетрис, А.В.Мерц, И.В.Швецова, И.В.Козырева и др. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
 2. Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала / И.В.Козырева, Я.Э.Юдович, И.В.Швецова, М.П.Кетрис, Л.И.Ефанова. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 101 с.
 3. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В.Швецова, И.В.Козырева, Е.А.Котельникова. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 97 с.
 4. Козырева И.В., Швецова И.В., Юдович Я.Э. Гигантокристаллический хлоритоид Приполярного Урала // Записки Всерос. Минерал. об-ва, 2005, №4. С. 71–82.
 5. Минералы. Справочник. Т. III, вып. 1. М.: Наука, 1972. с. 481–489.
 6. Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. – № 9. – С. 28–37.
 7. Сорока Е.И. Физико-химические условия образования хлоритоидных метасоматитов хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Ежегодник-1999. Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н.Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 238–242.
 8. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. – Л.: Наука, 1980. – 102 с.
 9. Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 108 с.
- Kozyreva I.V., Shvetsova I.V. **Manganic chloritoid as evidence of hydrothermal-metasomatic processes**
- The regional development of chloritoid in Subpolar Urals reflects the regional development of its primary substrate – hydrolysate products of old weathering crust. Its association with sericite, chlorite and diasporite testifies to lower grades of metamorphism. Increasing pressure and temperature results in the appearance of sericite, pyrophyllite, kyanite and hematite. The presence of manganic chloritoid testifies to superimposed hydrothermal-metasomatic processes conditioned by multiple renewals of faults.

СУЧАСНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ КУЛЬТИВОВАНИХ ПЕРЛІВ

Лисенко О.Ю., Ладжун Ю.І.,

Державний гемологічний центр України,

Перли є одним з дорогоцінних каменів, які відомі людству з давніх часів. Перші згадки про знаходження перлів датуються 2300 роком до нашої ери [9]. По цінності перли знаходяться на одному щабелі з такими дорогоцінними каменями як діамант, рубін, смарагд та сапфір синій. Тому дослідження перлів є вкрай важливим для визначення їх походження, якісних характеристик та вартості.

На сучасному ринку дорогоцінного каміння торгівля культивованими перлами складає більше 98%. Перші спроби культивувати перли були зроблені ще в XIII ст. у Китаї. У кінці XIX ст. в Японії було розроблено промисловий метод культивування перлів та створено перші спеціальні підприємства для вирощування перлів. Найбільш відомим промисловим підприємством по вирощуванню морських культивованих перлів стала компанія „Мікімото“, засновником якої був Кокіші Мікімото. З 1915 р. морські культивовані перли вирощують у промислових масштабах. Культивовані морські та прісноводні перли дуже стрімко набрали популярності, оскільки стали більш доступними та дешевими.

Перли – це концентрично-зональні утворення мінералу арагоніту та органічної речовини – конхіоліну на сторонніх предметах в черепашці деяких морських та прісноводних молюсків.

Культивованими називаються перли, що утворились за допомогою людини. В залежності від середовища мешкання перли поділяються на морські та прісноводні.

До морських перлів належать ті перли, які утворились в молюсках, що мешкають в морі або океані. Морські перли культивують переважно в устрицях на фермах по вирощуванню перлів, які знаходяться в Японському морі (острова Хонсю, Кюсю, Сикоку), у водах Океанії, Австралії, Китаю, Французької Полінезії, Індонезії, Таїланду, В'єтнаму.

З комерційною метою прісноводні перли культивують у мідіях на перлинних фермах озера Біва в Японії, а також прісноводних акваторіях Китаю та Сполучених Штатів Америки, також у В'єтнамі, Філіппінах, Кореї, Таїланді та Індії.

В залежності від способу утворення та типу ядра виділяють наступні різновиди культивованих перлів:

- ядрові (ядро-намістина з перламутру);

- без'ядерні (ядро з мантийної тканини, яке розчиняється в процесі утворення перлини);
- перли білестер та складені перли мабе;
- перли кеші.

У природі існує дуже багато молюсків, у середині яких можуть вирости перли, але ці перли не мають комерційного значення. Тому найбільше значення для культивування перлів мають молюски класів: топороногі (двостулкові), головоногі (наутілузи) та червононогі (одностулкові).

Серед великої кількості культивованих перлів основне місце на ринку займають перли під такими торговими назвами:

Морські культивовані перли Акойя (рис.1) – це ядрові перли, які утворились в тілі молюска під час культивування. Розмір перлів Акойя коливається в межах від 3 мм до 10 мм, при середньому 5–8 мм. За період культивування в одній устриці *Pinctada martensi* можна виростити тільки одну перлину.

Перли Південних морів (SSP) (рис. 2) – це ядрові перли, які утворились в тілі молюска під час культивування. Розмір перлів Південних морів коливається від 9 мм до 20 мм, при середньому 9–16 мм. Розмір зародка становить 6,5–13 мм. Якщо устриці здорові, то можуть виростити до чотирьох перлин в різний час. Устриці, які непридатні для цілої перлини або відторгають намистину-зародок, використовують для культивування складених перлів мабе.

Чорні перли Південних морів (рис. 3) – це ядрові перли, які утворились в тілі молюска під час культивування. Чорні перли розподіляються за своїми розмірами від 8 мм до 18 мм, але їхній середній розмір становить 8–14 мм. Деякі екземпляри барокових чорних перлів можуть досягати розміру від 25 мм до 30 мм.

Прісноводні культивовані перли (Fw) (рис. 4) - це без'ядерні перли, які утворились в тілі молюска під час культивування. Перли округлої форми мають розмір від 2 до 12 мм. В одній устриці за період культивування можна виростити до 30 перлин, які будуть мати різний розмір.

Як і більшість дорогоцінних каменів, перли зазнають облагородження, метою якого є поліпшення кольору. На теперішній час основними способами облагородження перлів є:

1) відбілювання;

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

- 2) фарбування органічними та неорганічними барвниками;
- 3) термообробка;
- 4) опромінення.

Тест рентгенівської радіографії (просвічування). Цей метод є найнадійнішим способом для діагностики натуральних та культивованих перлів, а також імітацій перлів. Рентгенівський знімок намиста з перлів дає можливість підтвердити попередню візуальну діагностику (рис.5).

Культивовані та натуральні перли є напівпрозорі для рентгенівських променів і

звичайно виглядають сіруватими. На рентгенівському негативі у культивованих перлів звичайно видно чіткий поділ між ядром та перламутром. До того ж, ядро перлини звичайно виглядає світліше, ніж перламутрове покриття. Рентгенівський знімок натуральних перлів, як правило, показує однаковий фон повсюди або стає більш темним в центрі перлини. Також на рентгенівському знімку натуральних перлів видно шари росту перлини у вигляді кілець. Ядра з тканини мантиї створюють вигляд дуже темного та неправильного за формою пустого простору.



Рис. 1 Морські перли Акойя



Рис.2. Перли Південних морів



Рис.3 Чорні перли Південних морів



Рис. 4 Прісноводні культивовані перли.

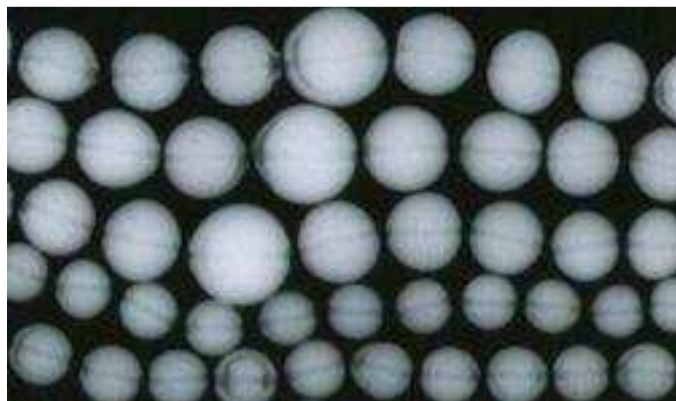


Рис. 5 Рентгенівський знімок культивованих перлів [8]



Рис. 6 Лауеграма культивованих перлів [8]

Імітації із суцільних скляних кульок непрозорі для рентгену і виглядають суцільними (масивними, однорідними) білими плямами на негативних і суцільними чорними на позитивних знімках [6,7].

Тест рентгенівської дифракції. Якщо за допомогою тесту рентгенівської радіографії не можливо точно визначити походження перлів, то використовують тест рентгенівської дифракції (метод Лауе). Негативні знімки, отримані цим методом, називаються лауеграми і дозволяють безпомилково виявити натуральні чи культивовані перли (рис. 6). При застосуванні методу Лауе тонкий пучок рентгенівських променів потрапляє на перлину, а випромінювання, яке розсіюється кристалічною речовиною перлини, реєструється на фотоплівці, що знаходиться за нею.

На лауеграмах природні перлини мають близько розташовані сферичні концентричні шари, а перламутрові ядра культивованих перлин складені приблизно плоскопаралельними шарами [6,7].

Флуоресцентний тест. Це дослідження використовують у комбінації з рентгенівською радіографією для того, щоб отримати додаткові дані щодо перлів: прісноводні чи морські. Опромінення перлів рентгенівськими променями призводить до появи флуоресценції (світіння). Натуральні морські перли рідко флуоресціюють під дією рентгенівських променів, в той час як натуральні прісноводні перли мають досить сильну жовтувато-білу флуоресценцію. Культивовані морські перли з ядром із прісноводної черепашкової намістини флуоресціюють помірно від сильного до досить слабого в залежності від товщини перламутру і мають зеленкувато-жовтий колір флуоресценції. Це пов'язано з тим, що перламутр прісноводної черепашки містить домішок марганцю.

Без'ядерні культивовані перли «Біва» виявляють найяскравішу флуоресценцію та

найдовшу флуоресценцію (після опромінення) у порівнянні з культивованими морськими перлами.

Культивовані перли, забарвлені солями срібла, звичайно не виявляють ніякої флуоресценції [6,7].

Тест ультрафіолетової флуоресценції. Перли розміщують у спеціальній камері, яка освітлюється стандартною довгохвильовою ультрафіолетовою лампою, та порівнюють з відомими зразками культивованих та натуральних перлів. Для культивованих прісноводних перлів характерна біло-фіолетова флуоресценція. Культивовані морські перли можуть виявляти специфічну зеленкувату флуоресценцію на відміну від світло-блакитно-синього ефекту багатьох натуральних перлин. Але тест ультрафіолетовою флуоресценцією не є безпомилковим дослідженням, адже інколи натуральні перли можуть мати зеленкувату флуоресценцію через те, що їх добувають у водах, які суміжні з акваторіями, де культивують перли. Гемологічні лабораторії, що оснащені рентгенівським обладнанням не часто використовують це дослідження. Проте воно може допомогти тим, хто не має іншого необхідного обладнання. Наявність унікальної світлої блакитно-синьої флуоресценції під дією довгохвильової ультрафіолетової лампи замість зеленкувато-жовтої флуоресценції є додатковою підставою для перевірки походження перлів рентгеном [6, 7].

Рентгенофлуоресцентний метод (EDXRF) полягає у визначенні елементного складу перлів за допомогою рентгенофлуоресцентного спектрометра [1, 2]. Методом рентгенофлуоресцентної спектроскопії можна вирішити наступні питання:

- визначити приналежність об'єкта дослідження до перлів чи їх імітацій;
- визначити місце культивування або мешкання перлини (прісноводна чи морська);

- визначити природу забарвлення (природне або штучне у випадках коли барвниками є неорганічна речовина).

В лабораторії ДГЦУ для досліджень перлів застосовується спектрометр енергій рентгенівського випромінювання СЕР-01 виробництва компанії Елватех (спектрометр ElvaX). За допомогою даного спектрометра можливо виявляти елементи у діапазоні від натрію до урану. Експресність та неруйнівна сутність цього способу діагностики є одною з основних його переваг. Це дозволяє застосовувати спектрометр в комплексних послідовних вимірах у поєднанні з іншими методами досліджень, що підвищує достовірність отриманих результатів. Підготовка зразків для вимірювань відсутня, потрібно лише правильно розмістити об'єкт дослідження [3].

За кілька останніх років у ДГЦУ була створена бібліотека спектрів рентгенівського випромінювання культивованих перлів (прісноводних та морських), їх імітацій, замінників та облагороджених культивованих перлів, що значно підвищило якість експертизи

та прискорило діагностику перлів, виявлення їх імітацій та штучного облагородження.

Дослідження перлів в лабораторії ДГЦУ ґрунтується на визначенні елементного складу на основі вивчення інтенсивності ліній рентгенівської флуоресценції інформативних для досліджень хімічних елементів: кальцій (Ca), стронцій (Sr), марганець (Mn) та срібло (Ag).

Для вирішення задачі діагностики (перлина чи імітація) проводиться аналіз спектру зразка, з визначенням наявності таких хімічних елементів як кальцій та стронцій, присутність яких свідчить про те що об'єктом експертизи є перлина (рис.7), а не імітація.

Для визначення походження перлини (прісноводна чи морська) проводиться вивчення інтенсивності ліній рентгенівської флуоресценції стронцію та марганцю. Вміст Ca не є вагомим при вирішенні цієї задачі.

У морських перлів інтенсивність спектральних ліній Sr коливається приблизно на рівні 700-1300 умовних одиниць (ум.од.), Mn на рівні 10-50 ум.од. (рис. 8).

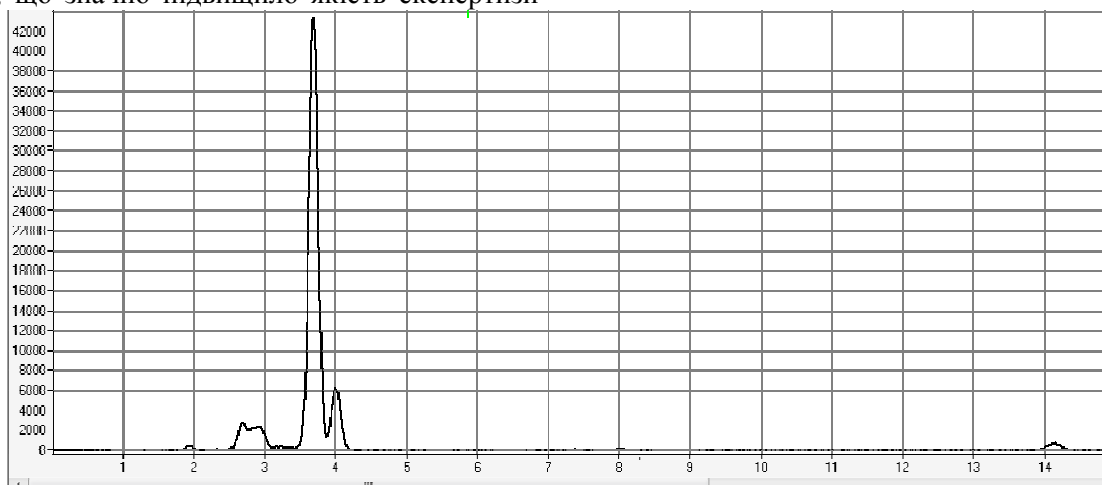


Рис. 7 Перли культивовані морські Південних морів

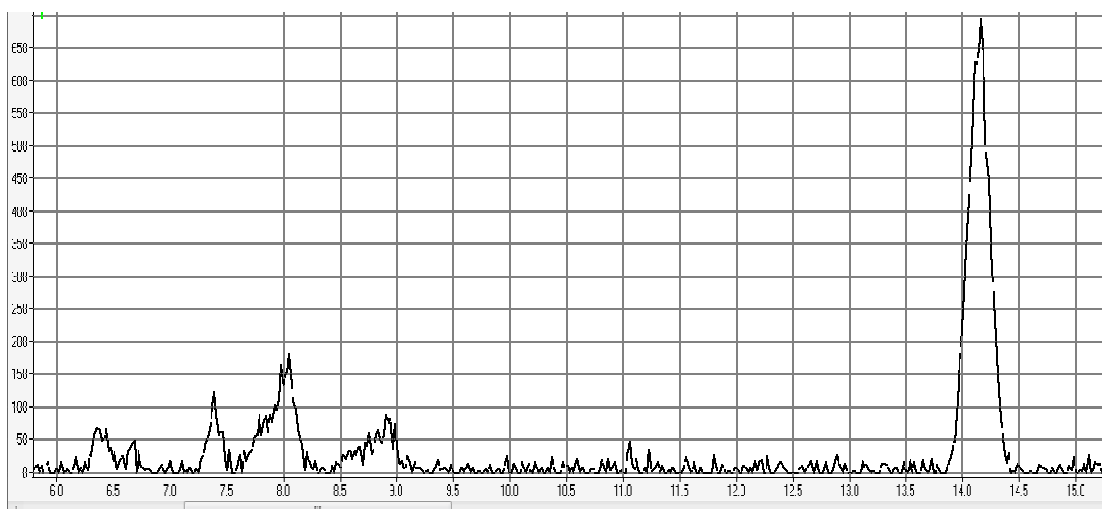


Рис. 8 Перли культивовані морські Південних морів

В прісноводних перлах інтенсивність спектральних ліній Sr набагато менша та коливається на рівні 100-600 ум.од., а Mn навпаки збільшується до рівня 80-400 ум.од (рис. 9).

Отже, інтенсивність ліній рентгенівської флуоресценції Sr і Mn та їх співвідношення можна розглядати як діагностичний критерій визначення походження перлини.

Визначення облагородження перлів (фарбування) також є однією з проблем при діагностиці, яка може вирішуватися за допомогою рентгенфлуоресцентного методу. На даний час в торгівлі існують три основні

методи фарбування перлів. Перший фарбування за допомогою нітрида срібла, другий – фарбування за допомогою органічних сполук та третій – фарбування за допомогою опромінення. За допомогою рентгенфлуоресцентного методу ми можемо чітко діагностувати лише перший метод фарбування, оскільки наявність срібла в перлах свідчить про обробку перлів нітридом срібла (рис.10).

В випадку з органічними фарбниками та опроміненням за допомогою рентгенфлуоресцентного методу ніяких діагностичних ознак встановлено не було.

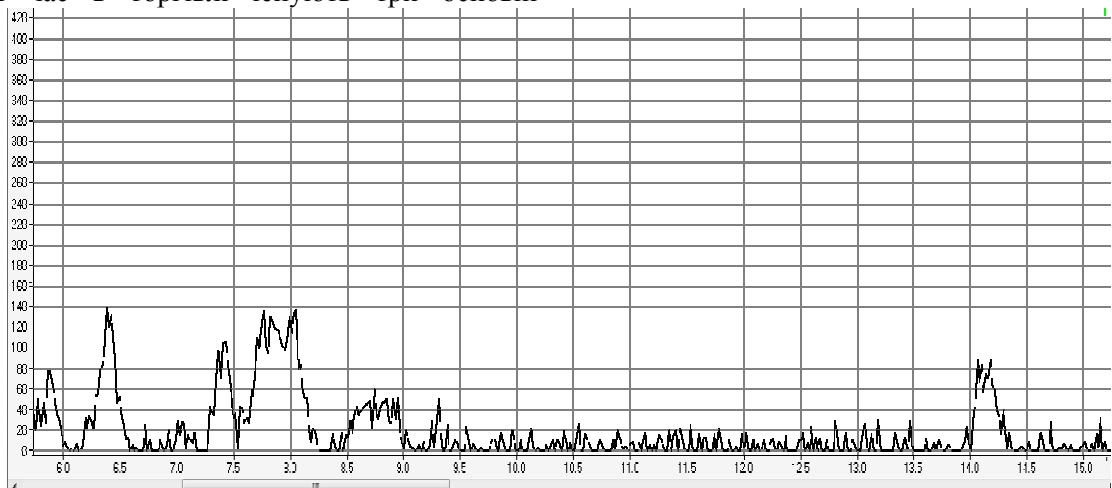


Рис.9 Перли культивовані прісноводні

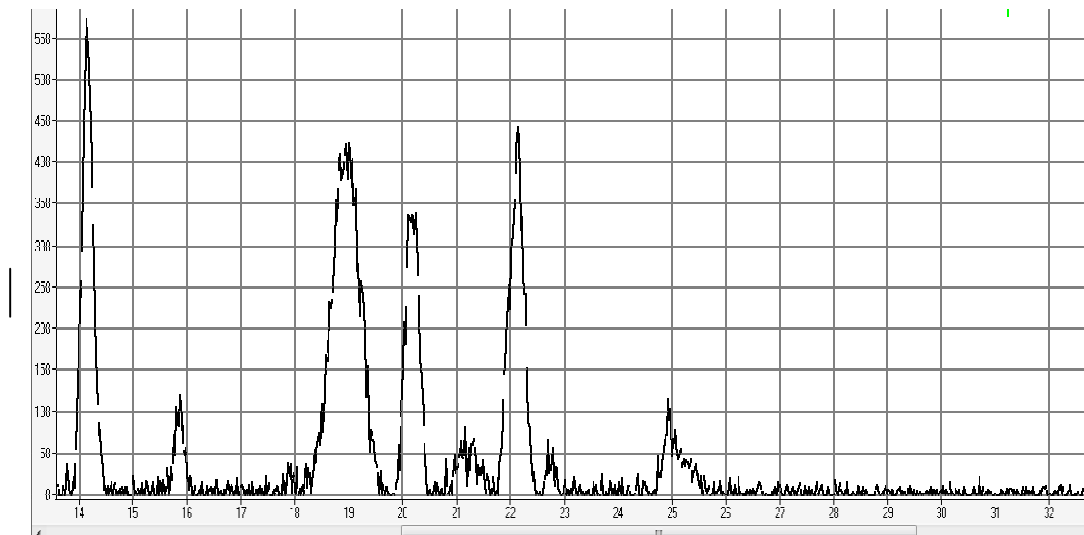


Рис.10 Перли культивовані прісноводні (штучно забарвлені)

Діагностика перлів за допомогою рентгенфлуоресцентного методу є зручною та експресною. За допомогою спектрометра в більшості випадках експерт може визначати назву каменя, його облагородження та походження [4].

В 1978 році радянські дослідники Л.В. Бершов, Ю.Л. Орлов, А.В. Сперанський запропонували спосіб діагностики природних і культивованих морських перлів методом електронного парамагнітного резонансу (ЕПР) за наявністю в спектрах ЕПР культивованих перлів ліній поглинання Mn^{2+} , що ізоморфно заміщує Ca^{2+} . У натуральних морських перлах

спектр Mn^{2+} , що ізоморфно заміщує Ca^{2+} , відсутній. Таким чином, пропонований метод ЕПР було рекомендовано як найбільш надійний, проте більшість гемологічних лабораторій не обладнані ЕПР спектрометрами [2].

В 2009 році на IX Міжнародній конференції «Нові ідеї в науках про Землю» було представлено нову методику дослідження внутрішньої структури та діагностики перлів за допомогою *рентгенівської томографії* (РТ) – неруйнівного методу досліджень як розвитку рентгенографії [5]. Метод рентгеномографії чітко фіксує розходження внутрішньої будови натуральних і культивованих перлин та відмінність їх від імітацій, дозволяє експресно й інформативно проводити їх діагностику. По-перше, встановлювати перлина це чи її імітація, а якщо перлина, то визначати природна чи культивована; розпізнавати спосіб культивування перлини (ядерний або без'ядерний). По-друге, вимірювати розмір ядра і товщину культивованого шару; виявляти наявність внутрішніх пустот і давати рекомендації щодо напрямку свердління отвору і кріплення перлини, щоб не завдати шкоди її зовнішньому вигляду; одержувати рентгеномограму – образ внутрішньої будови, як індивідуальний «паспорт» або прив'язку, перш за все для особливо цінних або унікальних перлин. У разі необхідності для дослідження внутрішньої будови об'єкта будується 3-D образ. Отримана картина розподілу внутрішніх неоднорідностей у плоскому тонкому шарі (3 мкм) не залежить від візуального досвіду експерта. Автором пропонується

використовувати даний метод у практиці гемологічних досліджень [5].

Використання інструментальних методів на сьогоднішній час є необхідністю при діагностиці перлів, визначення їх походження та облагородження. Ці методи дають результат з великою точністю і в той же час є зручним та експресним.

1. Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ горных пород и минералов. Новосибирск, Наука, 1977. – 256 с.
2. Афонин В.П., Комак Н.И., Николаев П.П., Плотников Р.И., Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, Сиб. Отделение, 1991. – 176 с.
3. Ладжун Ю.І. Діагностика дорогоцінного каміння за допомогою спектрометра енергій рентгенівського випромінювання СЕР-01 // Коштовне та декоративне каміння. – 2010. – № 3 (65). – С. 16-19.
4. Ладжун Ю.І., Беліченко О.П., Гаєвський Ю.Д. Інструментальні методи діагностики перлів // Коштовне та декоративне каміння. – 2012. – № 3 (69). – С. 4-8.
5. Якушина О.А. Исследование внутренней структуры органогенных минералов // Вестник Краунц. Серия науки о Земле. 2004. №4. – С. 21-34.
6. Lapot W. Perly. Przewodnik gemmologa. Sosnowiec, Waldemar Wilinski. 2005. – 251 p.
7. Read P.G. Gemmology. Second edition. Oxford, Butterworth-Heinemann, 1999. – 326 p.
8. http://www.treeland.ru/article/pomo/gems/recognition_of_cultured_and_natural_pearls.
9. http://www.pearlamour.ru/pearl_02.htm.

The article provides an overview of modern methods of the pearls investigation. The basic criteria of the pearls identification, determination of its origin and treatment are described.

ДОСЛІДЖЕННЯ ОБЛАГОРОДЖЕНИХ ДІАМАНТІВ ЗА ДОПОМОГОЮ СУЧАСНОГО ГЕМОЛОГІЧНОГО ОБЛАДНАННЯ

Лисенко О.Ю., Грущинська О.В., Гаєвський Ю.Д., Смельянов І.О., Белевцев О.Р.

Державний гемологічний центр України, email: leng@gems.org.ua

Алмази утворюються в природних умовах за дуже високих температури і тиску. Досить часто алмази мають різні дефекти і непривабливі кольорні відтінки. Сучасні методи облагородження алмазів дозволяють перетворювати непривабливі кольорні відтінки (коричневі, жовто-коричневі) в різноманітні яскраві кольори. У зв'язку з тим, що камені з яскравими фантазійними кольорами є дуже рідкісними, вчені за допомогою сучасних технологій навчилися досить успішно створювати різноманітні методики зміни кольору: опромінення потоком високоенергетичних часток у комбінації з наступним високотемпературним відпалом або без нього; відпал за надвисоких тиску і температури, який отримав у науковій літературі назву «НРНТ-відпал» (від англ. «high pressure, high temperature»); багаторівнева послідовна комбінація різноманітних дій, таких як НРНТ + β НТ, де β – означає опромінення потоком високоенергетичних електронів, а НТ – наступний високотемпературний відпал без тиску тощо.

У даній роботі для ідентифікації штучного забарвлення алмазів застосовували метод інфрачервоної-Фур'є спектроскопії (далі – ІЧ-Фур'є спектроскопія), метод оптичної спектроскопії та дослідження за допомогою приладу «Diamond View».

Для дослідження використовували колекцію облагороджених діамантів загальною кількістю 150 штук. Зразки облагороджених діамантів являли собою набір огранених вставок. Серед них найбільше вставок форми огранування Кр-57 (круглий діамант п'ятидесятисемигранний), маркіз, груша й ін. масою від 0,13 ст до 4 ст. Колір зразків – блакитний, блакитно-зелений, зелено-жовтий, темно-оранжевий, фіолетово-червоний, зелений.

Дослідження діамантів за допомогою методу ІЧ-Фур'є спектроскопії. Для дослідження на ІЧ-спектрометрі «Thermo Nicolet 6700 FTIR» використовували приставку «Collector II» (приставка дифузійного відбиття) (рис. 1), вимірювання проводили за кімнатної

температури у спектральному діапазоні 7000–400 см^{-1} . Для отримання найкращих результатів для діамантів шляхом експерименту було обрано найбільше оптимальну кількість сканувань у циклі вимірювання від 64 до 200 за роздільної здатності 1 см^{-1} і 4 см^{-1} .

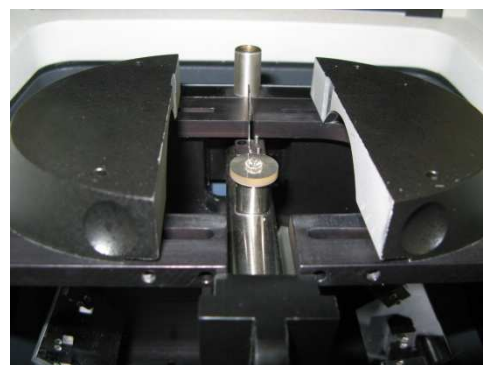


Рисунок 1. ІЧ-спектрометр «Thermo Nicolet 6700 FTIR» з приставкою «Collector II»

У роботі [2], присвяченій дослідженню облагороджених діамантів за допомогою методу ІЧ-Фур'є спектроскопії, було встановлено, що досліджувані зразки облагороджені методом опромінення в комбінації з термообробкою. Так у діамантах фіолетового кольору на присутність облагородження методом опромінення в комбінації з термообробкою вказували піки 1450 см^{-1} (H1a) і 4930-4934 см^{-1} (H1b). У діамантах жовто-оранжевого кольору сліди радіаційної обробки з наступним відпалом встановлюють за наявністю піків 1450 см^{-1} (H1a), 4930-4934 см^{-1} (H1b) і 5166 см^{-1} (H1c) [4, 5]. У діамантах зелено-жовтого і блакитно-зеленого кольору на

облагородження вказувала присутність піку 1450 cm^{-1} . Крім цього, в деяких зразках діамантів, забарвлених у фіолетовий та зелено-жовтий колір, було виявлено так звані amber-піки 4065 cm^{-1} , 4134 cm^{-1} , 4165 cm^{-1} , які деякі дослідники пояснюють первинним коричневим кольором діамантів, зумовленим пластичними деформаціями в кристалічній ґратці алмазу. Цей факт також підтверджують мікроскопічні дослідження. Так, під час дослідження облагороджених діамантів усіх кольорів було встановлено залишкові забарвлені структури росту.

Також на основі досліджень найбільш характерних піків у так званій однофононній області облагороджені діаманти були класифіковані за генетичними типами. В облагороджених діамантах жовто-оранжевого кольору було виявлено такі піки: пік 1282 cm^{-1} , який відповідає за приналежність досліджених алмазів до генетичного типу IaA (рис. 2); пік 1175 cm^{-1} , який відповідає за приналежність

досліджених алмазів до генетичного типу IaAB ($A > B$), так званого змішаного типу (рис. 3). Така сама картина спостерігається і в зразках жовто-зеленого та блакитно-зеленого кольорів. В облагороджених діамантах фіолетового кольору поряд з піком 1282 cm^{-1} було визначено пік 1344 cm^{-1} , що може свідчити про наявність суміші Ib+IaA [1] (рис. 5). Також серед фіолетових діамантів було діагностовано чисті зразки генетичного типу Ib (пік 1344 cm^{-1}) (рис. 4). Варто зазначити, що кількість A-центрів (1282 cm^{-1}) у діамантах генетичного типу Ia сильно коливається в жовто-оранжевих каменях та в абсолютній кількості є дуже малою. Можливо це пов'язано з невеликими розмірами каменів. Що стосується B-центрів (1175 cm^{-1}), то вони відсутні або їх кількість дуже мала в жовто-оранжевих та фіолетових каменях. У великій кількості B-центри з'являються тільки в жовто-зелених каменях. Появу фіолетового кольору можна пов'язати зі стабільною наявністю в малих кількостях C-центрів (1344 cm^{-1}).

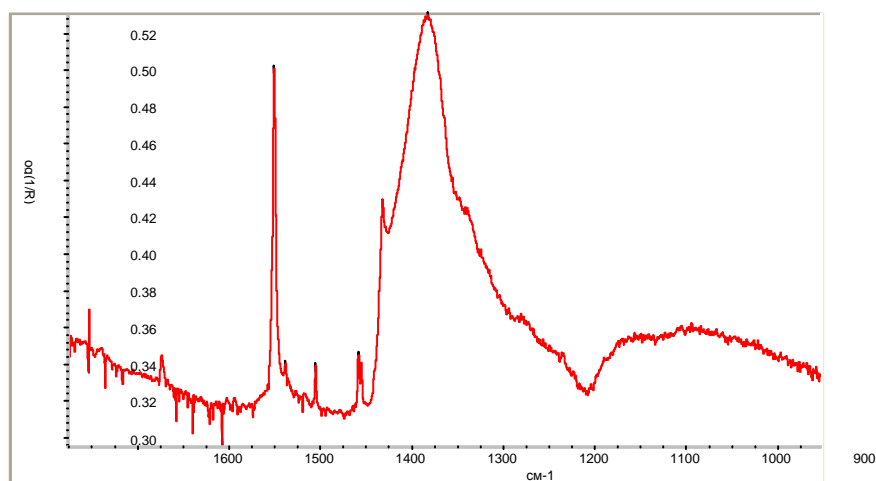


Рисунок 2. Облагороджені алмази типу IaA (пік 1282 cm^{-1}) жовто-оранжевого кольору

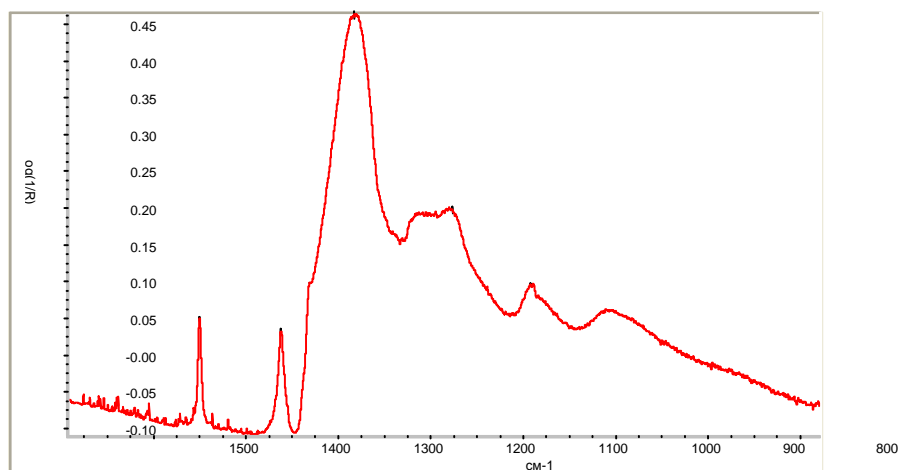


Рисунок 3. Облагороджені алмази типу IaAB (пік 1282 cm^{-1} , 1175 cm^{-1}) жовто-зеленого кольору

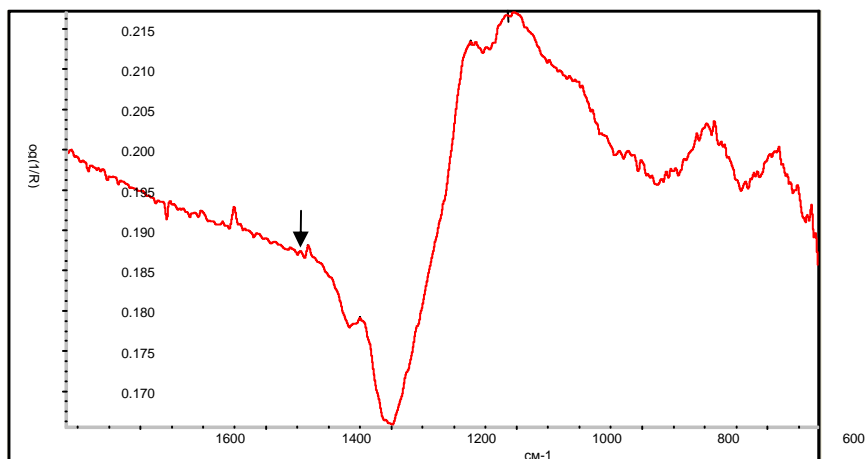


Рисунок 4. Облагорожені алмази типу Ib (пік 1344 cm^{-1}) фіолетового кольору

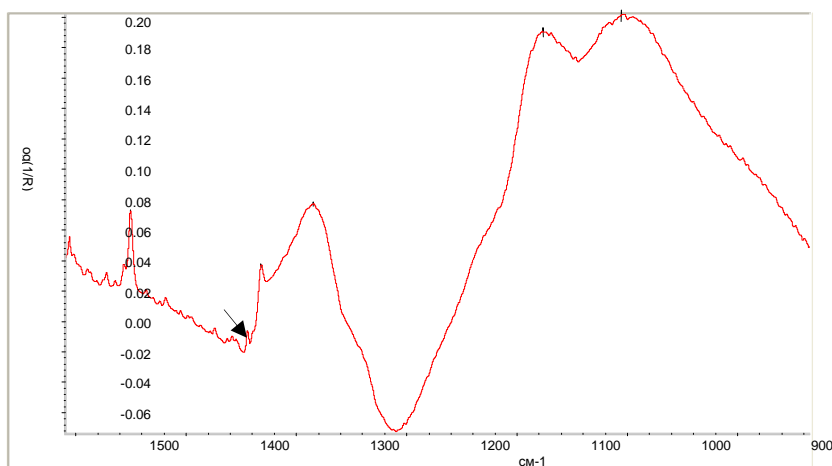


Рисунок 5. Облагорожені алмази змішаного типу Ib+IaA (пік 1282 cm^{-1} , 1344 cm^{-1}) фіолетового кольору



Рисунок 6. Зовнішній вигляд приладу «Diamond View» та його внутрішня будова

Таблиця 1. Параметри налаштування приладу «Diamond View»

| Інтенсивність, % | Інтеграція, s | Гама | Мін. збудження | Діафрагма, % | Зупинка поля, % | Поліпшення, db | Половинна потужність, % | Темний знімок |
|------------------|---------------|-------|----------------|--------------|-----------------|----------------|-------------------------|---------------|
| Видиме світло | | | | | | | | |
| 23-51 | 0,079-0,270 | Увім. | – | 20-45 | – | 3,39-5,11 | – | – |
| УФ-світло | | | | | | | | |
| – | 0,015-1,069 | Вим. | Вим. | 32-100 | 19-100 | 2,93-10,49 | 50-100 | Вим. |

Дослідження діамантів за допомогою приладу «Diamond View». В основу роботи приладу «Diamond View» (рис. 6) покладено опромінення зразків УФ-хвилями довжиною 225 нм (короткі хвилі) [3]. Для дослідження на приладі «Diamond View» було використано параметри налаштування якості зображення для покращення візуалізації та більш чіткого відображення структур росту в досліджуваних зразках (табл. 1).

Дослідження облагороджених діамантів фіолетового кольору. Під час опромінення короткохвильовим ультрафіолетовим світлом каменів спостерігається досить сильна флуоресценція. У більшості досліджуваних зразків флуоресценція розподілена рівномірно та має червоний колір. Інколи разом з червоною флуоресценцією зустрічаються ділянки (або зони) проявлення флуоресценції зеленого кольору (рис. 7). Структури росту спостерігаються фрагментарно, виражені погано.

Дослідження облагороджених діамантів жовто-оранжевого кольору. В ультрафіолетовому світлі флуоресценція таких каменів досить сильна. Розподіл її рівномірний, колір жовто-зелений (рис. 8). Іноді на фоні основного кольору спостерігаються смугасті ділянки (зони) червоного та зеленого кольорів (рис. 8). Структури росту або їх фрагменти в досліджуваних каменях проявлені добре.

Дослідження облагороджених діамантів жовто-зеленого кольору. Під час ультрафіолетового опромінення таких діамантів фіксується сильна флуоресценція зеленого кольору (рис. 9). Розподіл флуоресценції нерівномірний зеленого та блакитно-зеленого кольору. В усіх зразках спостерігаються чітко проявлені структури росту. Структурні лінії часто деформовані. Причина деформованих структур росту питання дискусійне, вони можуть бути пов'язані з неякісною сировиною, з якої вироблено діаманти, або отримані внаслідок облагородження цих каменів.

Дослідження облагороджених діамантів зелено-блакитного кольору. В ультрафіолетовому світлі спостерігається помірна флуоресценція блакитного кольору (рис. 10). Розподіл флуоресценції рівномірний. Проте в налаштуванні приладу для спостереження структур росту інтенсивність найвища. Структурні лінії чіткі, спостерігаються в усіх зразках, здебільшого деформовані.

Дослідження діамантів за допомогою оптичної спектроскопії. Декілька зразків з колекції облагороджених діамантів було

досліджено методом оптичної спектроскопії. Спектри огранених вставок діамантів вимірювали на оригінальній мікроспектрофотометричній установці, створеній на базі оптичного монохроматора «SpectraPro-275» з трьома змінними дифракційними ґратками 1200, 600 і 300 штрихів на 1 мм, мінералогічного поляризаційного мікроскопу «МІН-8» з фотометричною приставкою і персонального комп'ютера (аналітик Таран М.Н., Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України). Діапазон вимірювання – від 280 до 2500 нм ($\sim 35700\text{--}4000\text{ см}^{-1}$). Спектри сканували з кроком $\Delta\lambda=1$ нм у діапазоні 450–1000 нм відповідно, за допомогою покрокової процедури зчитування (Acton Research Corporation SpectaCard readout system), яка керувалася і оброблялася комп'ютером. Вимірювання спектрів проводилося за однопроменевою схемою.

Для дослідження на мікроспектрометрі відібрали зразки діамантів зеленого кольору, які були заздалегідь опромінені на прискорювачі електронів, в результаті чого первинно коричневі діаманти набули зеленого та блакитно-зеленого забарвлення. Варто зазначити, що складність вимірювання була в тому, що аналітик досліджував не плоскопаралельний об'єкт, який є головною умовою отримання якісного спектра, а огранену вставку. Для досягнення максимальної паралельності, зразок було встановлено таким чином, щоб промінь проходив через головну грань корони на одну з граней павільйону. У результаті вимірювань вдалося отримати якісні спектри діамантів, у яких було діагностовано пік 742 нм, так званий дефект GR1 – безфононна лінія, яка пов'язується з вакансією, що виникає внаслідок радіаційного опромінення (рис. 11).

Використання сучасних методів дослідження для встановлення ознак облагородження діамантів за кольором дозволили зробити такі висновки:

Використання методу ІЧ-Фур'є спектроскопії дозволяє ідентифікувати діаманти, які були облагороджені методом опромінення в комбінації з термообробкою. Застосування цього методу також дозволяє ідентифікувати приналежність досліджуваних діамантів до певних генетичних типів алмазів (табл. 2).

Дослідження на приладі «Diamond View» дозволили встановити у деяких випадках значну неоднорідність складу досліджених діамантів, що також підтверджується даними ІЧ-Фур'є спектроскопії (табл. 2).

Використання методу оптичної спектроскопії дозволяє встановлювати діагностичні ознаки радіаційної обробки діамантів.

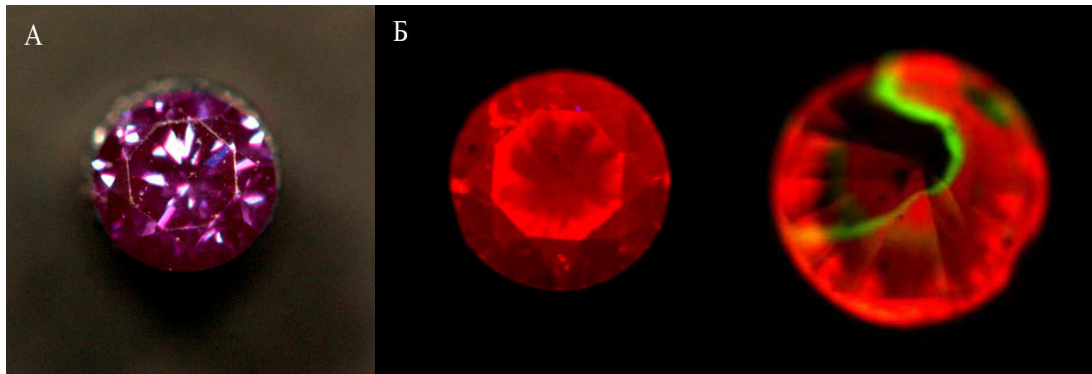


Рисунок 7. Зображення діаманта фіолетового кольору у видимому (А) та ультрафіолетовому (Б) світлі.

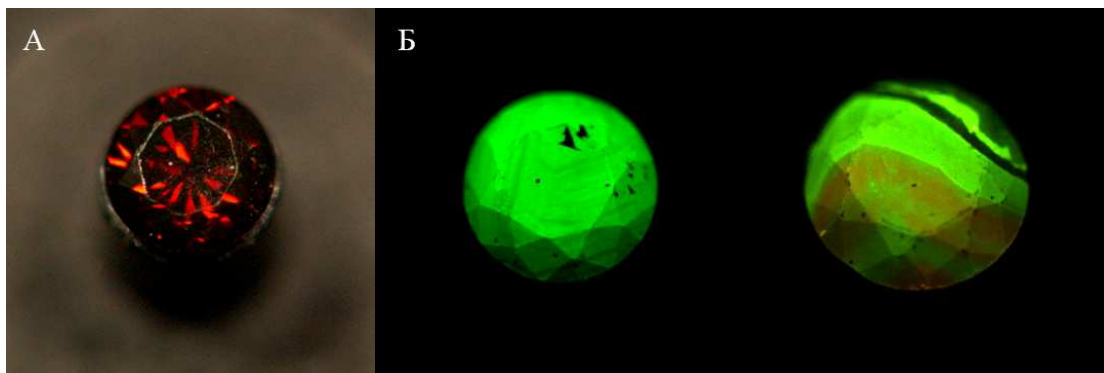


Рисунок 8. Зображення діаманта жовто-оранжевого кольору у видимому (А) та ультрафіолетовому (Б) світлі.

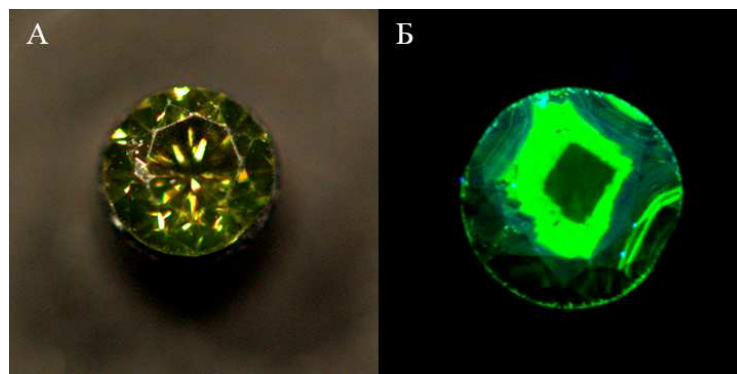


Рисунок 9. Зображення діаманта жовто-зеленого кольору у видимому (А) та ультрафіолетовому (Б) світлі.

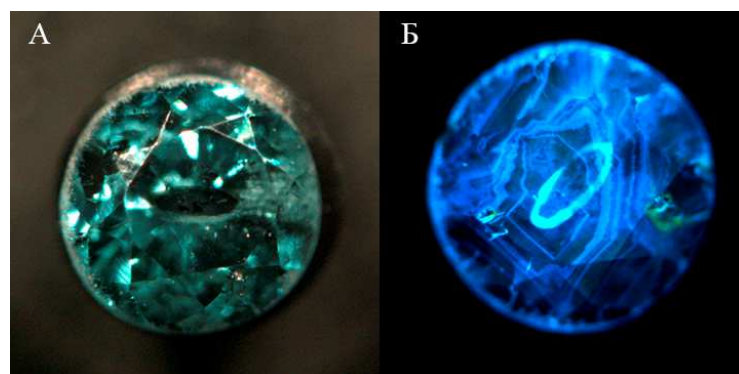


Рисунок 10. Зображення діаманта зелено-блакитного кольору у видимому (А) та ультрафіолетовому (Б) світлі.

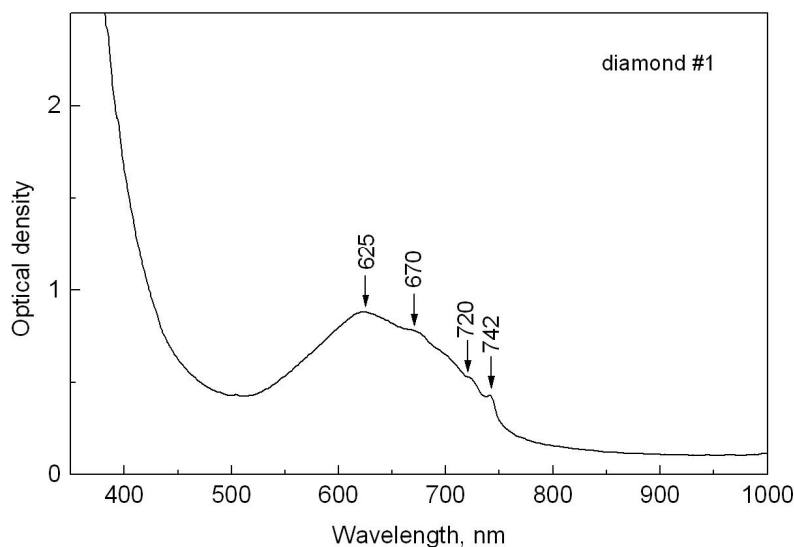


Рисунок 11. Спектр діаманта, облагородженого за допомогою радіації

Таблиця 2. Зведені дані дослідження облагороджених діамантів

| Колір діаманта | Фіолетовий | Жовто-зелений | Жовто-оранжевий | Зелено-блакитний |
|------------------------------|--|--|--|--|
| Колір люмінесценції (225 нм) | червоний, червоний + зелений | зелений | зелений, зелений + червоний | блакитний |
| Тип діаманта | Ib, Ib+IaA | IaA, IaAB | IaA, IaAB | IaA, IaAB |
| Діагностичні піки | 1344 cm^{-1} , 1282 cm^{-1} | 1282 cm^{-1} , 1175 cm^{-1} | 1282 cm^{-1} , 1175 cm^{-1} | 1282 cm^{-1} , 1175 cm^{-1} |

1. Винс В.Г., Елисеєв А.П., Сарин В.А.. Физические основы современных методов облагораживания алмазов и бриллиантов // Драгоценные металлы и драгоценные камни. – 2009. – № 3 (183). – С. 127–148.

2. Грушинська О.В., Гаєвський Ю.Д., Бєлєвцев О.Р. Інструментальна діагностика облагороджених діамантів за допомогою інфрачервоної спектроскопії // Коштовне та декоративне каміння. – 2012. – № 2 (68). – С. 4–8.

3. Ємельянов І.О., Грушинська О.В., Бєлєвцев О.Р. Діагностика алмазів за допомогою приладу «DiamondView™» // Коштовне та декоративне каміння. – 2011. – № 1 (63). – С. 8–17.

4. Gaillou E., Fritsch E., Notari F. Photoinduced H1b and H1c centers in some natural treated diamonds // Diamond & Related Materials 17. – 2008. – P. 2029–2036.

5. Zaitsev A.M. (2001) Optical Properties of Diamond: A Data. Handbook. Springer-Verlag, Berlin.

6. DiamondView User Manual/Diamond Trading Company Ltd, 2008. – 81 p.

Applicability of a number up-to-date diagnostic techniques such as infrared spectroscopy, optical spectroscopy, ultraviolet ray irradiation with the view of treatment revealing in natural diamonds is grounded in this thesis.

МУАССАНИТ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКАХ КРЯЖА МАНИТАНЫРД (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Никулова Н. Ю.

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской Академии наук

Муассанит обнаружен в тяжелых фракциях протоочных проб мелкозернистых песчаников из основания манитанырдской серии (C_3-O_1 мп) в разрезе, вскрывающей зону межформационного контакта уралид/доуралид в юго-западной части кряжа Манитанырд (рис. 1).

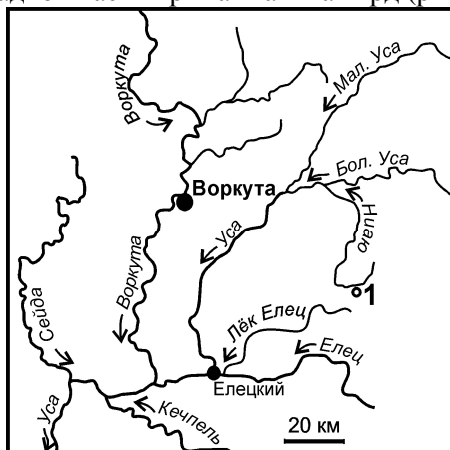


Рис. 1. Схема расположения разреза (1)

Особенностью песчаников является присутствие в цементе стильпномелана, образующего буровато-коричневые лучистые и метелчатые агрегаты. В составе песчаников преобладает кварц (78.0 %). Присутствуют полевые шпаты (12.7 %), стильпномелан (4.0 %), мусковит (3.2 %) и хлорит (1.0 %). В тяжелых фракциях протоочных проб постоянно встречаются рутил, циркон, гематит, турмалин, ильменит, апатит, пирит. Реже отмечаются эпидот, титанит, лейкоксен, муассанит, хромит, халькопирит, барит и амфибол. Очень редко – гранат, магнетит, галенит.

Муассанит встречается в виде обломов прозрачных кристаллов голубого, синего, реже – желтого и розового цветов (рис. 2, а) и зерен микроагрегатного строения темно-синего до черного цвета. Изучение на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с рентгеновским энергодисперсным спектрометром Link показало, что зерна микроагрегатного строения сложены практически идиоморфными гексагональными кристаллами муассанита, "сцементированными" самородным кремнием (рис. 2, б–г). В обр. М-28-4-1 обнаружено также включение силицида железа (рис. 2, г) имеющего следующий состав:

Si 49.58, Fe 40.98, Al 2.66 мас. %. Муассанит и самородный кремний диагностированы также рентгенометрическим методом¹. Для муассанита (обр. М-39-1-10) межплоскостные расстояния (Å, в скобках интенсивность в отн. ед.) составляют: 2.5164 (10), 2.3660 (4), 1.5406 (8) 1.3168 (7), для самородного кремния – 3.1620 (5), 1.9241 (6) 1.6354 (3). Муассанит представлен наиболее часто встречающейся относительно низкотемпературной гексагональной политипной модификацией 6H.

Муассанит с включениями самородного кремния, силицида железа, ряда самородных металлов, интерметаллидов и карбидов описан А. Е. Лукиным в нефтегазоносных вторичных коллекторах в нижнекаменноугольных комплексах центральной части Днепровско-Донецкой впадины на глубинах свыше 4 км [2]. Он считает появление таких образований результатом быстрого внедрения в осадочные толщи высокотемпературных флюидов, связанных с нижней астеносферой. Самородные металлы, силициды, карбиды, интерметаллиды и углерод в различных модификациях обнаружены С. Ф. Главатских и М. Е. Генераловым в порах шлака фумаролы "Трубка" Большого трещинного Толбачинского извержения на Камчатке. Здесь же встречены сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, Sn, Sb, As, Mo, Ag. По их мнению, такая ассоциация является результатом "миграции и концентрации элементов в особой восстановительной обстановке, возникновение которой возможно при фракционировании эндогенного флюида, отделившегося от базальтового расплава" [1]. В вулканогенно-осадочных породах Фадеевского рудно-рассыпного узла в Приморье была обнаружена уникальная ассоциация самородных металлов (Zn, Pb, Fe, Cu), интерметаллидов и Si-Fe карбидов, в том числе муассанита, существование которой авторы рассматривают с

¹ Съемка симметричным методом без эталона на рентгеновском аппарате УРС-55А (камера РКД), излучение $Cu_{\alpha+ \beta}$, $V=30kV$, $I=mA$, экспозиция 8 ч.

как индикатор активизации эндогенных процессов, сопровождающихся глубинными флюидами [3].

Можно предположить, что муассанит попал в породу из приуроченных к горст-грабенным структурам рифтогенного этапа уральских основных и ультраосновных вулканитов леквожского комплекса ($\nu\beta\text{O}_{1-2}$), образующих послойные тела в нижней части манитаньрдской серии. В пользу такого предположения косвенно

свидетельствует присутствие в породах стильпномелана, по мнению Я. Э. Юдовича, указывающего на наличие в породах основной пирокластики [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований УрО РАН № 12-С-5-1020 «Общие и локальные критерии различия высокодисперсных экзогенных и низкотемпературных гидротермальных рудоформирующих систем».

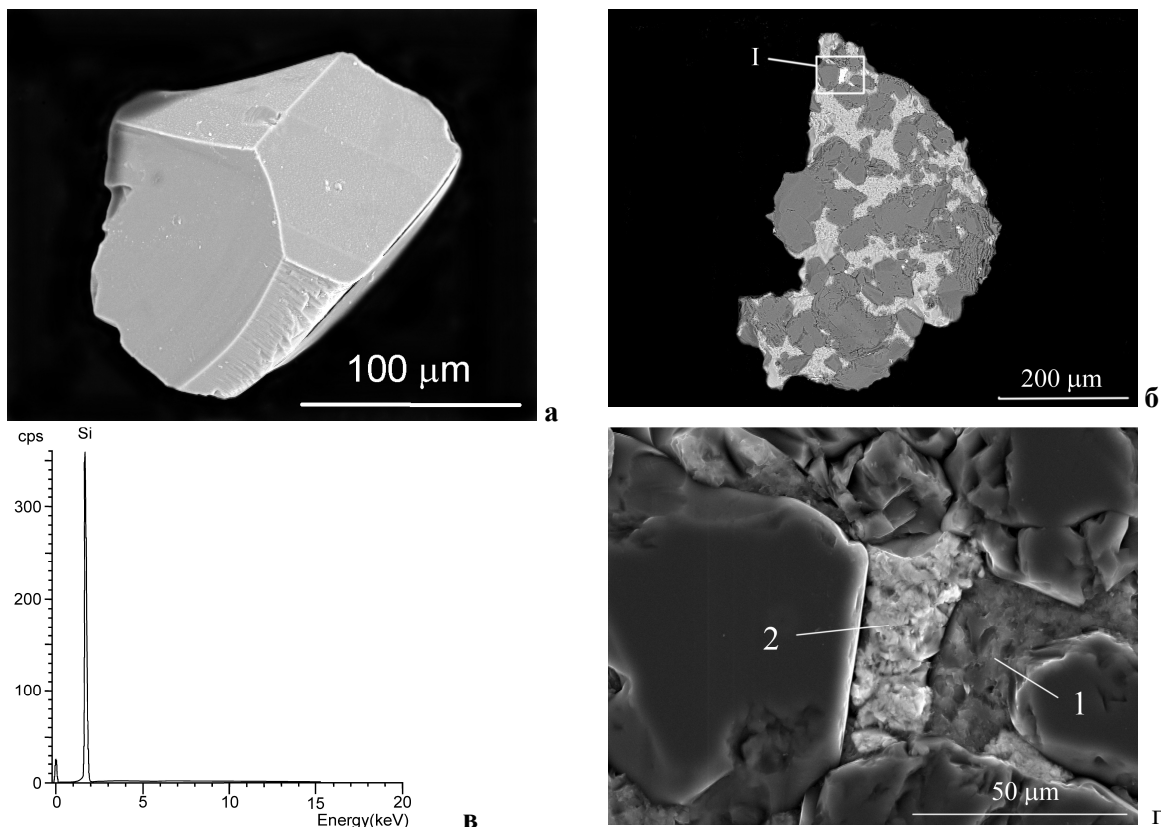


Рис. 2. Муассанит из песчаников манитаньрдской серии: а – обломок кристалла с реликтами граней, обр. М-22-1; б – зерно микроагрегатного строения, светлое – силицид кремния, темное – муассанит, обр. М-28-4-1; в – энергетический спектр самородного кремния, обр. М-28-4-1; г – кристаллы муассанита, самородный кремний (1) и силицид железа (2), фрагмент рис. 2, б.

1. Главатских М. Ф., Генералов М. Е. Когенит из минеральных ассоциаций, связанных с высокотемпературными газовыми струями большого трещинного толбачинского извержения (Камчатка) / ДАН, 1996. Т. 346, № 6. С. 796–799.

2. Лукин А. Е. Частицы самородных металлов, карбидов и силицидов во вторичных коллекторах нефти и газа – трассеры глубинных суперфлюидов / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всероссийского совещания. М.: ГЕОС, 2008. С. 293–296.

3. Молчанов В. П., Ханчук А. И., Медведев Е. И., Плюснина Л. П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-рассыпного узла, Приморье / ДАН, т. 422, № 4, 2008. С. 536–538.

4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

N. Yu. Nikulova, V. N. Filippov, Y.S. Simakova, I.V. Shvetsova. **Moissanite from the Lower Paleozoic sandstones of the Manikanyrd Ridge, the Polar Urals.**

At the Lower Paleozoic sandstones of the Manikanyrd Ridge ($\text{C}_3\text{--O}_1$ mn) moissanite have been recently found. It is established that moissanite is presented by two varieties – crystal fragments and granes with aggregate texture. The last ones consist of hexagonal moissanite crystals cemented by native Si. In one of such grains inclusion of iron silicide have been found. Association of moissanite, native Si and iron silicide with iron sulphides and chromite allow to suppose that its formation is depend on the presence of unknown bodies of basic and ultrabasic volcanites as a sourcer of gold mineralization

ГИПЕРГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ СИСТЕМЕ БЕЛОРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Попов Ю.В., Попова Н.М.

Южный федеральный университет, Россия, г.Ростов-на-Дону

Процессы современного гипергенного минералообразования в природно-техногенных системах горных выработок интересны в первую очередь в плане их значения как барьера осаждения извлекаемых из рудных ассоциаций металлов, выступающих в роли загрязнителей природных ландшафтов. Построение моделей, адекватно описывающих протекающие при этом процессы и эффективных при разработке природоохранных технологий, требует привлечения эмпирических данных, отражающих в отличие от лабораторных экспериментов, влияние сложности компонентного состава системы и изменения параметров среды на протяжении длительных промежутков времени.

Авторами изучены ассоциации гипергенных минералов, формирующихся в горных выработках Белореченского баритового месторождения и их отвалах, расположенного на Северном Кавказе в горной части Республики Адыгея (на правом притоке р.Белой – р.Сюг, в 8 км к югу от станицы Даховская). Белореченское месторождение образует верхний уровень сложного горно-рудного объекта, нижние горизонты которого соответствуют Даховскому урановому месторождению (с уран-сульфидной и уран-арсенидной минерализацией, связанной с доломитовыми жилами и линзами). Рудные тела Белореченского месторождения представлены жилами барита (барит содержит примеси Sr (до 0,2-5%), Ca (до 0,5%) и Pb (до 0,1%)), в массе которого присутствуют несколько генераций флюорита (с примесями Mn до 0,3% и Y до 0,2%), галенит (с примесями Ag до 0,8% и Sb до 0,5%), сфалерит, халькопирит, пирит [1]. Поздняя генерация баритовых жил несет непромышленную полиметаллическую минерализацию, приобретая галенит-баритовый с флюоритом состав. Завершают формирование месторождения пирит-кальцитовые и марказит-кальцитовые жилы. Основная часть оруденелых жил локализована в интенсивно мусковитизированных гнейсах и гранито-гнейсах, развитых между гранитами и меланократовой амфиболитово-гнейсовой толщей. Тектонический блок, вмещающий месторождения, по разлому граничит с подстилающими серпентинитами.

Разнообразие минерального состава гидротермальных жил [1] определило и разнообразие гипергенных минералов, значительная часть которых выявляется в виде микрофаз. Их исследование проводилось с применением растрового электронного микроскопа «Tescan» VEGA II LMU с системами энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT и волнодисперсионного микроанализа INCA WAVE 700. Микрокристаллические карбонатные образования, с которыми ассоциирует широкой спектр минералов тяжелых металлов, изучались с применением синхронного термического анализа на приборе STA 449 C Jupiter (фирмы «Netzsch») в воздушной и инертной среде и рентгеноструктурного анализа (дифрактометр «ДРОН-7»).

Концентрация минералов тяжелых металлов связана с естественными геохимическими барьерами, среди которых наиболее эффективны щелочной карбонатный барьер, приуроченных к зонам развития натечных карбонатных агрегатов в горных выработках и зонах карбонатной цементации в отвалах штолен и зонах трещиноватости, и сорбционный гидроксидный барьер в зонах осаждения гидроксидов поливалентных элементов, и в первую очередь железа.

Карбонатные агрегаты образованы кальцитом при отсутствии арагонита (рисунок 1-Д). В горных выработках они образуют натечные агрегаты, состоящие из микрокристаллической массы, пронизанной выполненными ещё более мелкокристаллическим кальцитом капиллярами (рисунок 1-А). Строение агрегатов зональное (рисунок 1-Б), обусловленное нарастанием зон различной плотности, местами содержащих глинистые компоненты. Химический состав зон существенно не меняется; типичными примесями являются магний (~0,5 мас.%), стронций (~0,2 %), цинк (~0,1 %). Кальцитовые агрегаты, образующие цемент обломочного материала в отвалах штолен, представлены «сливным» кальцитом, лишь поверхностный слой которого обладает микрокристаллической структурой (рисунок 1-В); на поверхности агрегата обычны выделения водных оксидов железа (лимонит) (рисунок 1-Г).

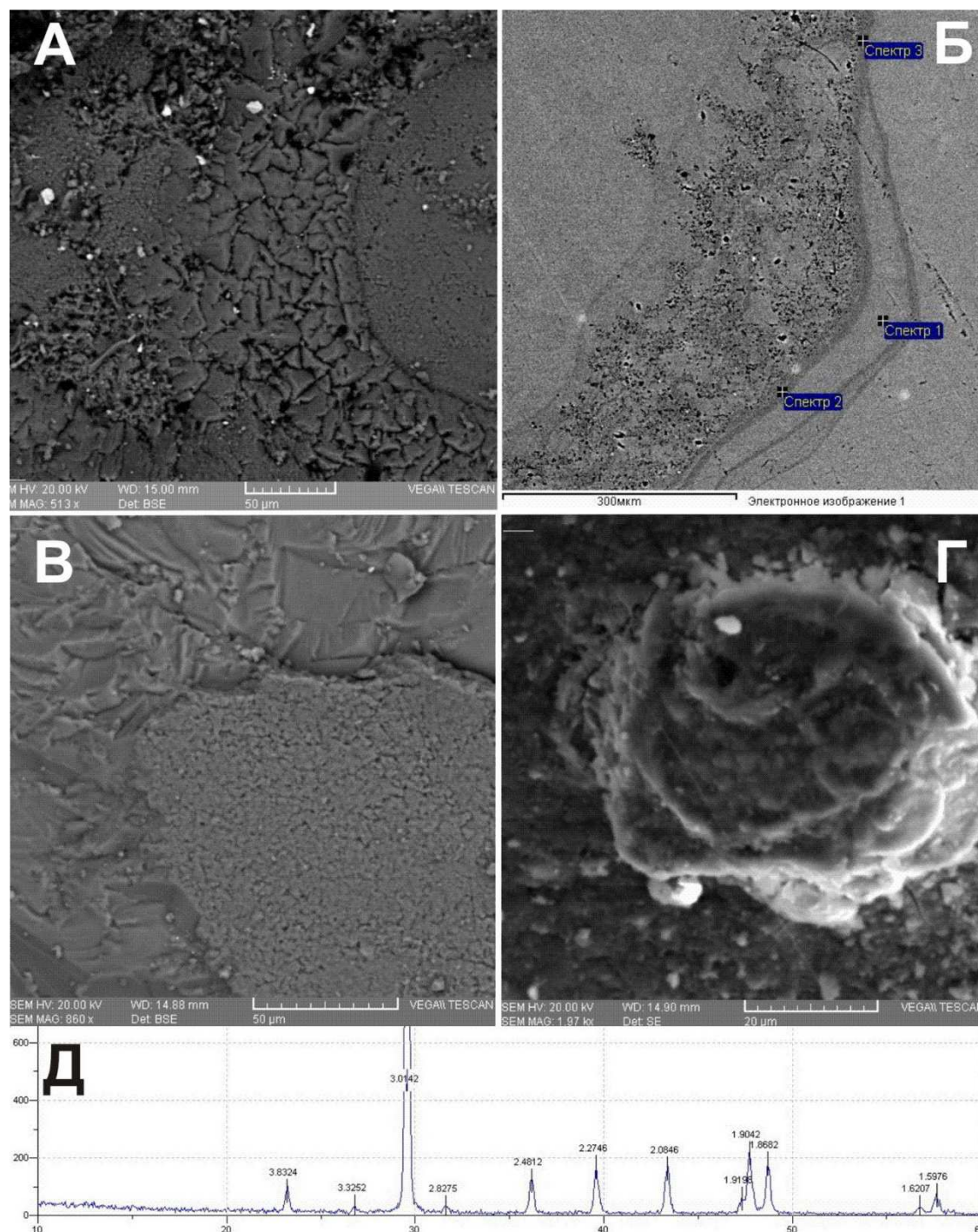


Рисунок 1 – Строение и состав карбонатных агрегатов: А – строение кальцитового агрегата (образец из штольни); Б – зональность в строении агрегата; В – строение поверхности и внутренней зоны кальцитового агрегата из отвалов штолен; Г – гидроксиды железа на поверхности кальцитового агрегата; Д – дифрактограмма карбоната (излучение = Cu (29))

С карбонатными агрегатами парагенетически связан ряд минералов тяжелых металлов, образующих обильные микрофазы размером преимущественно до 50 мкм. На поверхности натечных образований, формирующихся на стенках и сводах горных выработок, отмечаются кальцийсодержащий барит, англезит, церуссит (рисунок 2-А), смитсонит, а также

недиагностируемые уверенно по результатам микроанализа сульфаты и карбонаты цинка и свинца (рисунок 2-Б); в виде единичных зерен присутствует высокожелезистый сфалерит. Цементирующие материал отвалов, расположенных на склонах долин ручьев близ устьев штолен, карбонаты характеризуются (по нашим предварительным данным) значительно

меньшим разнообразием микроминеральных фаз. Преимущественно, это – гидроксиды железа (в рентгенофлуоресцентных спектрах которых выявляется медь).

С зонами карбонатного гипергенного минералообразования пространственно разобщены сульфатные ассоциации, приуроченные к зонам микротрещиноватости и полостям баритовых жил (и выветриваемым в отвалах их обломкам). Среди сульфатов наиболее распространен гипс, образующий корочки, присыпки и микрокристаллы в тонких трещинах и полостях, где обычно ассоциирует с сульфатами меди – брошантитом, серпьеритом и девиллином. Девиллин образует микрокристаллические сростки (рисунок 2-В) голубовато-зеленых пластинчатых кристаллов (обычный размер кристалликов - до 50-100 мкм), особенно часто в их ожелезненных участках жил; тесно ассоциирует с гипсом, часто с ярозитом-плюмбоярозитом, гемиморфитом, брошантитом, мелантеритом, возможно, в составе ассоциации присутствуют антлерит. Девиллин характеризуется переменным содержанием цинка и присутствием никеля [3]. С присутствующим на месторождении серпьеритом обычно пространственно разобщен: последний развит в форме корочек и пучков голубых микрокристаллов в карбонатных жилах, ассоциируя с гипсом и брошантитом. Малахит и ассоциирующий с ним азурит фрагментарно отмечаются в трещинках баритовых и кальцит-баритовых жил, обычно на ожелезненных участках. Англезит образуется за счет галенита, развиваясь на его поверхности, либо выполняя пустоты, образованные в ходе выщелачивая (ассоциируя в этом случае с плюмбоярозитом и гемиморфитом). Плюмбоярозит и ярозит образуют тонкие порошковатые агрегаты, заполняющие пространство между кристаллами жильных минералов (рисунок 1-Г). С сульфатами ассоциируют гемиморфит, коронадит, минералы глин и лимонит.

В воздействии сульфатных растворов связано также формирование вторичных минералов в друзовых полостях гидротермальных жил. Типичные ассоциации в сульфидосодержащих баритовых жилах представлены мелантеритом с примесями As, Sb, развивающимся по поверхности пирита (рисунок 2-Д) или образующим друзовые сростания на поверхности и в микрополостях барита, гипсом, ярозитом-плюмбоярозитом (рисунок 2-Е).

Обсуждение результатов. Осаждение тяжелых металлов, мигрирующих в зоне окисления барит-полиметаллических руд, представляет весьма сложный процесс. При этом есть все основания предполагать в качестве одного из этапов процесса их соосаждение на геохимических барьерах в форме нестабильных минеральных фаз, распад которых приводит к вовлечению элементов в дальнейшую миграцию, либо «встраиванию» в форме изоморфных примесей в стабильные минеральные фазы.

Осаждение из водных растворов карбонатов, обладающих эффективным pH-буферизирующим потенциалом по отношению к продуктам разложения сульфидов, обуславливает в первую очередь соосаждение соединений цинка, свинца (и в меньшей степени меди и других металлов). Локализация на поверхности карбонатных агрегатов отражает сорбционный процесс (в соответствии с современными представлениями рассматриваемый как образование комплексных соединений сорбата с поверхностными группами сорбента [2]). При этом приведенные выше данные позволяют предполагать, что преобладающей формой ассоциирующих на поверхности карбоната минералов являются водные сульфаты. Заметим, что для сорбции сульфат-ионов ведущим процессом служит внешнесферная сорбция, обусловленная не химическим взаимодействием, а, главным образом, кулоновскими силами [7]. Неустойчивость сорбированных соединений приводит к подвижности катионов металлов (частично в ходе обменных реакций образующих карбонаты), способных согласно опубликованным результатам EXAFS-спектроскопии «встраиваться» в кальцит, замещая кальций с образованием на поверхности комплексов разной конфигурации [5]. Последующее перераспределение катионов определяется кристаллохимическими особенностями: из типичных продуктов разложения сульфидов ограниченная смесимость возможна между тригональными $ZnCO_3$ и $CaCO_3$, что может служить объяснением постоянного присутствия в кальците цинка. При этом кальцитовый состав ограничивает вхождение ромбического $PbCO_3$ («удобного» для структуры арагонита), что объясняет присутствие микрофаз церуссита в составе кальцитовых агрегатов, но отсутствие свинца в,

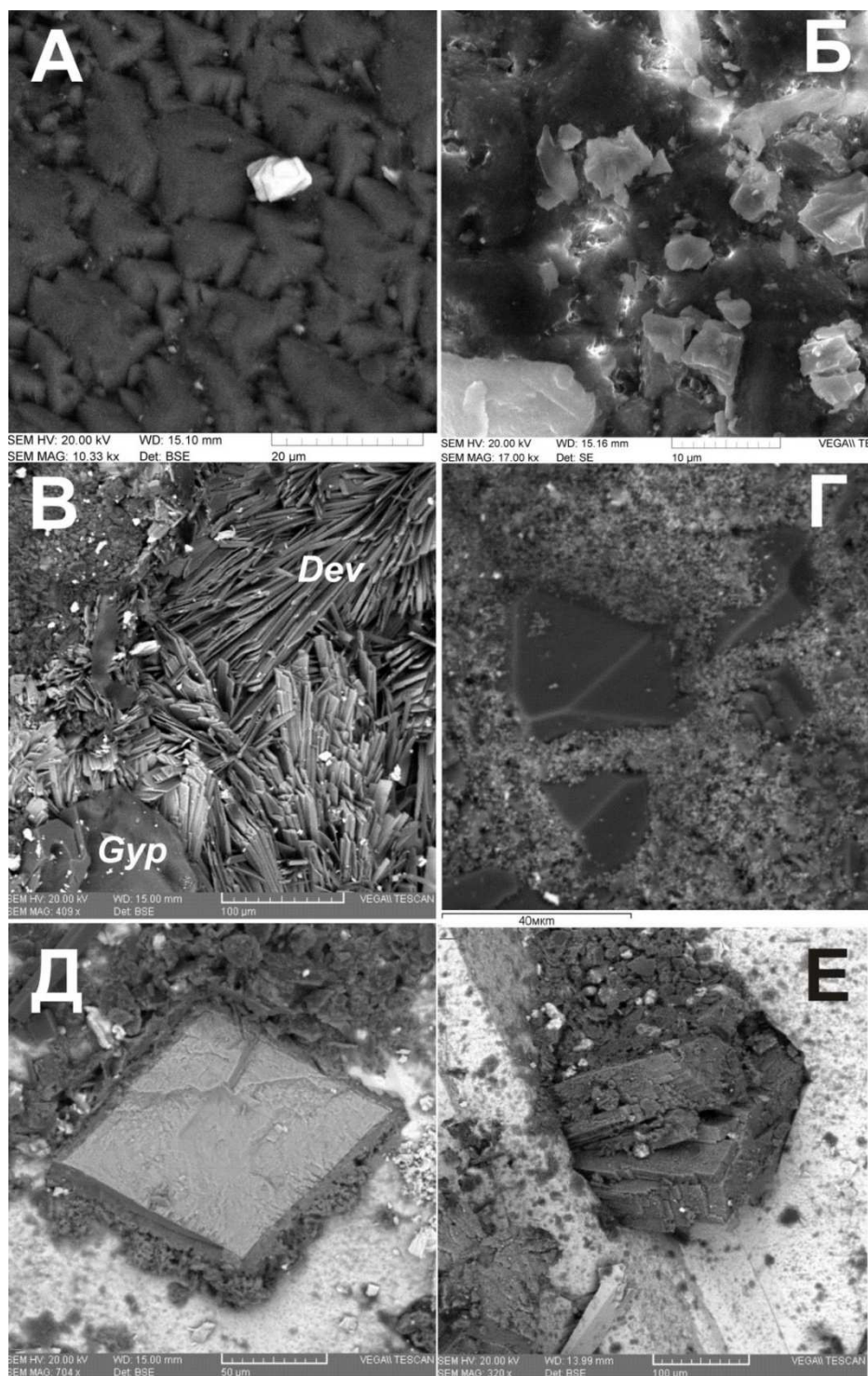


Рисунок 2 – Микромінерали: А – церуссит на поверхності кальцитового агрегата; Б – сульфати цинка на поверхності кальцитового агрегата; В – девиллін і гіпс на бариті; Г – агрегат ярозита; Д – мелантерит на поверхності пірита; Е – мелантерит в мікрополості баритової жили.

виде изоморфной примеси. Часть осажденных на поверхности карбонатов соединений разлагается, определяя в частности дальнейшую миграцию железа и меди (слабо сорбируемой карбонатами, но эффективно осаждаемую с участием гидроксидов железа). Ограниченное осаждение на поверхности «цементирующего» кальцита в отвалах может объясняться как отличными от

натёчно-капельных агрегатов физико-химическими условиями кристаллизации, так и более интенсивным перераспределением металлов в поверхностном слое при воздействии поверхностных вод.

Участие сорбционного гидроксидного барьера с нейтральной или щелочной средой (судя по минеральным ассоциациям, часто совмещенного

с сорбционным глинистым барьером) определяет формирование (в ходе весьма вариативных процессов [4]) микроминеральных фаз с широким развитием медьсодержащих минералов, содержащих изоморфные примеси никеля. Слабое сродство карбонатных комплексов к гётиту [6] ещё более усиливает контрастность состава образующихся минералов относительно ассоциаций с преобладанием кальцита.

1. Минералогия Белореченского месторождения (Северный Кавказ, Россия). Минералогический альманах, том 15, выпуск 2. М.: ООО «БРИТАН», 2010. 96 с.

2. Печенюк С.И. Сорбция анионов на оксигидоксидах металлов (обзор) // Сорбционные и хроматографические процессы. 2008. Т.8. Вып. 3. С. 380-429.

3. Попов Ю.В. Особенности состава девиллина Белореченского месторождения (Большой Кавказ) // Современное состояние минералогии. Сборник трудов I международной Интернет-конференции. Казань: Казанский университет, 2013. С. 34-35.

4. Criscenti L.J., Sverjensky D.A. The role of electrolyte anions (ClO_4^- , NO_3^- , Cl^-) in divalent metal (M^{2+}) adsorption on oxide and hydroxide surfaces in salt solution. // Amer. J. Sci. 1999. V.299. P.828-899.

5. Elzinga E.J., Rouff A.A., Reeder R.J. The long-term fate of Cu^{2+} , Zn^{2+} , and Pb^{2+} adsorption complex at the calcite surface: an X-ray absorption spectroscopy study // Geochim. Cosmochim. Acta, 2006. V.70. P. 2715-2725.

6. Green A. van, Robertson A.P., Leckie J. Complexation of carbonate species at the goethite surface: implication for adsorption of metal ions in natural waters. // Geochim. et Cosmochim. Acta., 1994. V.58. N.9. P.2073-2086.

7. Parks G.A., de Bruyn P.L. The zero point of charge // J. Phys. Chem. 1962. V.66. P.967-972.

Data on the composition of micromineralogical phases formed in conditions of geochemical barriers (with sorption processes) of natural and technogeneuous systems of the Belorechenskoe field is presented. Coprecipitation of unstable mineral phases with carbonates, the collapse of which leads to the involvement of elements in the further migration or to "embed" as a form of isomorphic impurities in the stable mineral phases is revealed.

КРЫМСКИЕ МИНЕРАЛЫ В КОЛЛЕКЦИИ СЕВАСТОПОЛЬСКОГО МУЗЕЯ КАМНЯ. НАХОДКИ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ.

Руденко И.Е., Тищенко А.И.

Академик Александр Евгеньевич Ферсман – ученый с мировым именем, возможно, один из последних ученых-энциклопедистов. Ему бы жить в 18 веке, рядом с такими титанами, как Дидро и Даламбер, и одновременно его труды опередили свое время, актуальны сейчас и останутся такими еще многие годы. Таких людей очень мало, но они есть. Они живут не сегодняшним днем, они чувствуют во времени то, что недоступно большинству. Таким людям непросто жить, но память о них остается в веках. Достижения А. Е. Ферсмана в области минералогии и геологии бесспорны и до сих пор актуальны. Но я хочу сказать несколько слов о Ферсмани – романтике, Ферсмани – литераторе. Несмотря на свою занятость, он не жалел времени на популяризацию своей науки. Для того, чтобы написать о сложных вещах просто, интересно и увлекательно, нужен особый талант. Несколько поколений советских людей были воспитаны на его знаменитых книгах «Популярная минералогия», «Путешествия за камнем», «Рассказы о самоцветах»... Эти книги печатались в Советском Союзе миллионными тиражами, их можно было взять в любой библиотеке. К сожалению, в школах у нас не было курса основ минералогии, и эти книги были для молодежи единственным источником знаний в этой области. Прочитав их, кто-то увлекался минералогией и проносил это увлечение через всю жизнь, а для многих именно эти книги, прочитанные в детстве, определили будущую профессию.

Большое внимание А.Е. Ферсман придавал коллекционированию минералов и развитию минералогических музеев. И если в его время коллекционирование развивалось под лозунгом «Познай свой край» и рассматривалось как сбор фактического материала для развития производительных сил регионов, то в наше время коллекционирование минералов – активный способ сохранения минералогического разнообразия региона.

Будущий Севастопольский музей камня одним из своих приоритетных направлений развития и ставит задачу сохранения минералогического разнообразия Крыма, особенно в районах развития горно-добывающих предприятий.

Я хочу напомнить знакомую с детства книгу «Путешествия за камнем»[4], которая начинается

очерком о Крыме. Вооружившись этой книгой, мы и начали свои путешествия, посетив за последние два года места, описанные и воспеты Ферсманом. Эти небольшие экскурсии были организованы за счет средств и энтузиазма участников – людей разных профессий, объединенных любовью к камню и к своему родному краю. Быстро сложился довольно крепкий коллектив единомышленников, благодаря которому и пополняется коллекция еще не открытого на сегодняшний день музея. Несмотря на изученность этих мест, каждая экскурсия приносила свои открытия, о некоторых из них я и расскажу от имени нашего небольшого коллектива. Подчеркну, что эта статья посвящена находкам последних двух сезонов и исключительно из районов, исхоженных когда-то самим Ферсманом.

Начну, конечно же, с Северной и Южной Курцовой каменоломни. Их значимость для отечественной минералогии, пожалуй, можно сравнить с Храмовой горой для верующих иудеев – это начало начал для многих и многих специалистов, именитых и неизвестных. Вот как описывал Южную Курцовскую каменоломню Александр Евгеньевич: «Это место мы посещали много, много раз, может быть, раз 20–30 подряд. Уже взрослыми гимназистами мы с рюкзаком за спиной не раз посещали эту замечательную каменоломню, которая дала так много прекрасных минералов музеям Советского Союза. Здесь, в трещинах твердого вулканического камня, лежали листы природного каменного картона. Вымываемые поверхностными водами, нежными волокнами протягивались нити этого необыкновенного крымского минерала. Мы собирали его пудами и грузили на маленькую телегу, запряженную парой лошадей. К удивлению рабочих, помогавших нам в погрузке, мы тщательно завертывали в бумагу наиболее ценные породы, а дома на большом столе устраивали выставку»[4].

Северная Курцовская каменоломня дала одни из лучших в бывшем СССР кристаллы гмелинита и бариового филлипсита (ранее назывался уэллситом). Именно уэллсит здесь был найден второй раз в мире молодым А.Е. Ферсманом. Северная Курцовская каменоломня сегодня представляет собой печальное зрелище, она заброшена и превращена в свалку бытового

мусора. Но в действующих карьерах Курцовского месторождения диабазов и диабазовых порфиритов (южнее с. Украинка) можно сейчас собрать свежий минералогический материал. Так, **южный карьер Курцовского месторождения** неожиданно порадовал нас находкой в декабре 2012 года агата – это ясно-зональные прожилки в магматических породах, в

пустотах жил – аметист. Агат известен в магматитах Петропавловского карьера, но агат Курцовского месторождения – это небольшая, но сенсация. И, наконец, нашелся достоверный аметист из окрестностей Симферополя (Рис.1). Заметим, что таких образцов нет в краеведческих музеях полуострова.



Рис.1. Полированный срез концентрически-зонального халцедонового агата с пустотой в центральной части, выполненной светло-фиолетовым аметистом. Курцовское месторождение диабазов.

Земли Северной Курцовской каменоломни – бросовые, ни о рекультивации, ни о каком-то использовании этих оврагов не может быть и речи. А почему бы геологической общественности не поднять вопрос о придании этому месту статуса исторического и природного памятника? И надо для этого немного – энтузиазм и руки молодых, чтобы расчистить территорию, и опыт и авторитет старших, чтобы решить этот вопрос. Ферсман очень много сделал для Крыма, и эта каменоломня сохранила память о нем. Хорошо бы было, чтобы этому памятнику присвоили имя знаменитого академика.

В своих поездках мы повторяли маршруты юного Ферсмана. Вот очередная цитата из «Путешествий за камнем»: «...Одну из таких экскурсий мы совершили к берегам реки Альмы, где у деревни Саблы, как нам говорили, выходили на поверхность земли настоящие древние вулканы. И вновь перед нами открывался своеобразный мир камня: то в виде зеленоватых прослоек странного минерала, который мылился и носил название кила, то в виде кристалликов цеолита в пустотах древних лав...»[4].

Совсем недалеко от этого места находится Кизилловское проявление агата. К

сожалению, сейчас большая его часть скрыта Партизанским водохранилищем, лишь на небольшом участке его борта, в водоохранной зоне, еще можно встретить знаменитые альминские агаты. Неплохая коллекция этих прекрасных камней была собрана нами за несколько поездок на это местонахождение (Рис.2).

Недалеко от водохранилища находится небольшой карьер Партизанского месторождения кирпично-черепичных глин нижнего мела. Для нас знакомство с этим карьером обернулось сбором прекрасных баритовых стяжений (Рис.3) и богатыми палеонтологическими находками.

Будучи студентом и работая под руководством академика В.И. Вернадского, Александр Евгеньевич Ферсман публикует свою первую научную работу с описанием минералов Крыма – «К минералогии Симферопольского уезда». За ней следует серия статей (1906–1910 гг.) о цеолитах из окрестностей Симферополя. Интерес к цеолитам он пронес через всю свою жизнь. На протяжении последних двух лет нами собрана неплохая коллекция крымских цеолитов Петропавловского и Северного Курцовского карьеров.



Рис.2. Полированный срез концентрически-зонального халцедонового агата. Образец 2,0-6,0х4,5х4,0 см. Кизилоское проявление



Рис.3. Поперечный скол звездчатой конкреции барита. Образец 3,9х6,5х3,5 см. Партизанское месторождение глин нижнего мела

Неоднократно мы посещали Первомайский карьер в районе села Трудолюбовка. Карьер известен сенсационными находками начала 1980-х годов редких минералов - окенита, бабингтонита, гиrolита, датолита, апофиллита и других минералов. Многие наши находки не уступают тем образцам, которые выставлены в витрине музея им. Ферсмана в Москве, и каждая из них – это радость познания и в то же время осознание своей ответственности (Рис.4,5,6). Карьер работает, добывает диорит. Без наших усилий

все эти прекрасные образцы редких цеолитов были бы безжалостно перемолоты, превращены в щебень. Так приходит понимание своего долга и ответственности. Яснее начинаешь осознавать необходимость существования музеев, без которых невозможно сохранить эти хрупкие природные объекты. Да и сама минералогия как наука немыслима без музеев. Как точно заметил В.М.Севергин еще в 18 веке: «Не можно научиться распознавать минералы по одним книгам, надлежит их видеть, и видеть часто»



Рис.4. Расщепленный темно-зеленый кристалл гидроксилапофиллита (окраска вызвана обильными включениями амфибола ряда актинолит-тремолит). Образец 5,6x4,0x8,0 см. Первомайский карьер.



Рис.5. Пушистые сферолитовые пучки окенита в ассоциации с пренитом, гиролитом и др. минералами. Первомайский карьер

Еще одно из ферсмановских мест – селение Эски-Орда. Здесь в самом раннем возрасте зародилось его увлечение, сделавшееся со временем делом всей жизни. Ныне это село Лозовое, а рядом с ним большой щебеночный

карьер «Лозовое». И пусть этот карьер давно разрабатывается, и в последние годы не приносит минералогических сенсаций, но и там нам удалось добыть редкие для Крыма антимонит (Рис.7) и магнезиохромит (Рис.8).



Рис.6 – Светло-зеленые сферолиты пренита в ассоциации с серым кварцем и молочно-белым гидроксипофилитом. Образец 6,5х6,0х1,8 см. Первомайский карьер.



Рис.7. Антимонит – игольчатые кристаллы в жильном кальците. Образец 7,1х5,2х2,1 см.

Карьер «Лозовое». Отмечу еще среди наших походов находки великолепных кристаллов кальцита до 16,0 см длиной из верхнеюрских мраморовидных известняков Бюк-Янкойского карьера у с. Мраморное (Рис.9). Кристаллы расщеплены, грани крупных кристаллов покрыты многочисленными более мелкими субиндивидами.

Кто не помнит пронзительно грустный рассказ «В огне вулкана» из сборника «Воспоминания о камне», в котором Ферсман предостерегает нас от бездумной и азартной охоты за камнем: «Я видел, как горели ее глаза, как она сбрасывала дрожащей от волнения рукой отбитые образцы, я помню, как

прижалась она, как белая бабочка, к раскаленному утесу всем своим телом, стараясь удержаться на заколебавшейся скале...» [3]. В те годы мало кто осознавал необходимость охраны природы, в моде были совсем другие лозунги. Этот рассказ – еще один пример гениального предвидения великого патриота и великого ученого. Строки эти написаны именно о Карадаге, который теперь превращен в заповедник и тем был спасен от разграбления и полного уничтожения. В коллекции музея представлены образцы из старых сборов, приобретенные у старожилков Коктебеля.



Рис.8 Магнезиохромит – ксеноморфные трещиноватые зерна в прожилках частично окисленного доломита в брекчированной и измененной породе. Образец 9,3х3,5х5,0 см. Карьер «Лозовое».



Рис.9. Сrostок расщепленных кристаллов кальцита с многочисленными субиндивидами на гранях крупных кристаллов. Образец 16,0х7,5х14,5 см. Карьер «Биюк-Янкойский», окрест. с. Мраморное.

Здесь и прекрасная парчовая яшма (Рис.10), срезы сердоликовых агатов (Рис.11), а также пустоты вулканических пород, выполненные цеолитами в ассоциации с кальцитом (Рис.12).

Ферсман любил Севастополь и не раз бывал в нашем городе. К сожалению, его имя никак не увековечено в топонимике города. Мы будем прилагать усилия к тому, чтобы исправить эту несправедливость. Естественно, и наши геологические экскурсии начинались с окрестностей Севастополя. Прежде всего, это вулканический массив Фиолент, ровесник Карадага. отвесные обрывы Фиолента

протянулись на 6 км с запада на восток. Во времена Ферсмана это было совершенно безлюдное пустынное место, а сейчас здесь кипит дачно-пляжная жизнь. Пляжи Фиолента знамениты своими яшмами, красоту которых оценил в свое время Александр Евгеньевич: "В ней сочетание красок так изысканны и сложны, что на полированном камне своеобразно вырисовываются настоящие картины, то фантастические, то удивительно живые, естественные, как будто нарисованные рукой художника..." (Рис.13).



Рис.10. Полированный срез 13,0х9,0х2,0 см парчовой яшмы. Карадаг.



Рис.11 – Полированный срез 7,5х3,5 концентрически-зонального сердоликового агата. Карадаг.



Рис.12 – Сросток медово-желтых ромбоэдрических кристаллов кальцита на корке кристаллов анальцима в пустоте миндалекаменного эффузива. Образец 14,0х9,0х10,5 см. Карадаг.



Рис.13. Полированный срез 12,0х9,0х3,0 см рисунчатой яшмы. Окрест. мыса Фиолент.



Рис.14. Эпидот – радиально-лучистые агрегаты фисташково-зеленого цвета в ассоциации с белым крупнокристаллическим кальцитом в пустоте вулканической породы. Образец 6,0х5,0х4,0 см. Окрест. мыса Фиолент.



Рис.15. Малахит (зеленый) – хризокolloвые (светло-зеленая) корки в трещинах измененной вулканической породы. Образец 21,0х11,0х5,0 см. Окрест. мыса Фиолент.



Рис.16. Друза кристаллов кварца двух генераций: кварц-I – образует трещиноватые полупрозрачные светло-серые кристаллы, и кварц-II - более поздний, образует длинно-призматические водяно-прозрачные кристаллы (горный хрусталь) в трещине песчаника. Образец 13,5х11,5х6,0 см. Форос.

Нашей небольшой группе удалось обнаружить на крутых обрывах Фиолента и более редкие минералы. Это, несомненно, лучший в Крыму эпидот (Рис.14), и довольно редкие для нашего полуострова малахит и хризокolla (Рис.15). Подобные образцы хранятся в фондах музея им. Ферсмана в Москве, но опять-таки не представлены в музеях Крыма.

Среди множества других находок из окрестностей Севастополя хочу упомянуть прекрасные друзы горного хрусталя, найденные нашей экспедицией в районе Фороса. О кварце из этого района многие слышали, но образцов никто не видел. В книге «Крымские самоцветы» Владимир Супрычев в новелле о кварце приводит цитату из книги П.Давыдова «Очерки Крыма» (1881 г.): «Очень чистые щетки кварца около Туака, Кучук-Ломбата и особенно замечательные по блеску кристаллы из деревни Хойту близ Балаклавы, где отделялись когда-то и шли в продажу взамен алмазов» [2]. Вооружившись этой цитатой, мы несколько раз выезжали в этот район, и вот наши усилия вознаграждены: в придорожном откосе в массиве темного песчаника обнаружено большое гнездо абсолютно прозрачных бесцветных кристаллов горного хрусталя – находка, редкая для Крыма! (Рис.16)

В экскурсии в урочище Батилиман нитью Ариадны были для нас слова другого страстного

исследователя крымской земли Петра Двойченко. В следующем году исполняется 100 лет со дня издания его книги «Минералы Крыма», а каждое слово в ней актуально и сегодня. «Второй областью распространения целестина являются окрестности Батилимана, где он был открыт в 1912 году по вновь проложенной дороге в это урочище, ответвляющейся от дороги Байдары – Ласпи, В.И. Вернадским (месторождение еще не описано). Пластинчатые кристаллы целестина располагаются в кристаллических друзах кальцита, выстилающих пустоты в плотном мраморовидном известняке» [1]. Имея лишь это краткое описание столетней давности и никаких более поздних упоминаний, мы все же нашли это проявление и отобрали для музея неплохие образцы снежно-белого батилиманского целестина (Рис.17).

Среди других минералогических находок из окрестностей Севастополя хочу упомянуть разнообразные псевдоморфозы гетита по пириту из Инкермана (Рис.18), кристаллы кальцита различной морфологии из окрестностей Балаклавы (Рис.19) и мыса Херсонес, а также неожиданные и необъяснимые находки глыб трахилипарита с жеодами, выполненными кварцем или халцедоном (Рис.20) на известняковом Караньском плато вблизи Балаклавы.



Рис.17. Целестин – молочно-белые, полупрозрачные, крупнопластинчатые агрегаты, нарастают на корку бурого железистого доломита в жеде в мраморовидном известняке. Образец 11,5х8,0х7,0 см. Батилиман.



Рис.18. Псевдоморфоза гётита по пиритовой конкреции, поверхность которой образована мозаично-блочными расщепленными октаэдрическими кристаллами пирита. Образец размером 8,5х5,0х4,0 см. Инкерман.



Рис.19. Фрагмент жеоды в карбонатной конкреции, выполненная медово-желтыми ромбоэдрическими расщепленными мозаично-блочными кристаллами кальцита. Образец 10,5х6,0х7,5 см. Балаклава.



Рис.20. Халцедон-кварцевая жеода в трахилипарите. Образец 10,0x7,0x8,0 см. Караньское плато, Балаклава (окрест.).



Рис. 21. Кубические метакристаллы пирита в габбро-диабазе. Образец 15,0x8,5x5,5 см. Аю-Даг.

По свидетельству жены Ферсмана, он дважды совершал экскурсии на Аюдаг в 1935 году. А наши экскурсии летом 2012 года принесли находки прекрасных кристаллов пирита (Рис.21) (несомненно, лучших в Крыму) и небольшой образец турмалина (скорее всего, увита), найденный на крутом западном склоне (Рис.22). Наконец, и мы увидели как выглядит крымский турмалин, о котором до этого были лишь упоминания.

Завершить краткий перечень наших поездок я хочу рассказом о Керченском полуострове. В 1916 году молодой ученый Ферсман посетил эти

знаменитые железорудные месторождения и был поражен их богатством: «Мы осмотрели знаменитые рудники с миллиардами тонн железной руды. Чудесные кристаллы синего вивианита не только заинтересовали нас как образцы прекрасных минералов: они нам говорили о высоком содержании фосфора в этой железной руде и заставляли задуматься над ее металлургией». Те же чувства испытали и мы почти через 100 лет после Ферсмана. На многие километры обрывистые керченские берега пронизаны ярко-синими прожилками вивианита, берег буквально усыпан ископаемыми

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

раковинами, замешенными различными минералами железа и марганца. Среди них встречаются и раковины-шкатулки, внутри которых можно увидеть великолепные ассоциации барита, родохрозита, а также редких сантабарбарита и митридатита (Рис.23). Эти

образцы – гордость музея и гордость отечественной минералогии, т.к. керченские образцы неповторимы и широко известны во всем мире в среде коллекционеров и любителей камня.



Рис.22. Турмалин (?-увит) – сростки длиннопризматических кристаллов до 0,5 см в трещине габбро-диабаз. Аю-Даг.



Рис.23. Вивианит – сростки расщепленных кристаллов в ассоциации с медово-желтыми сферолитами барита в пустоте ископаемой раковины двустворчатого моллюска. Образец 6,6x5,0x2.5 см. Керченское железорудное месторождение.

Минералогия – одна из немногих наук, которая развивается, в том числе, и благодаря энтузиазму дилетантов. Действительно, специалистов единицы, а простых людей миллиарды. Это хорошо понимал Ферсман, он всегда с огромным уважением писал о простых горщиках и любителях камня. В этом – преемственность традиций отечественной минералогии. За эти два года каждый из нас прошел свой путь: кто-то лишь познает основы этой науки, кто-то начал осознавать огромную сложность и проблемы минералогии, а более молодые участники подумывают уже о

получении специального образования. И в этом главный итог наших поездок.

1. Двойченко П.А. Минералы Крыма // Записки Крымского ОЕ. – Симферополь, 1914. – т.4. – 208 с.
2. Супрычев В.А. Крымские самоцветы. – Симферополь: Таврия, 1973. – 70 с.
3. Ферсман А.Е. Воспоминания о камне. Издательство Академии наук СССР. Москва, 1958
4. Ферсман А.Е. Путешествия за камнем. Издательство Академии наук СССР, М. 1960

The article gives a brief description of the Crimean mineral discoveries of the Sebastopol stone museum in recent years.

ОТ МИНЕРАЛОГИИ ДО ГЕОХИМИИ (НА ПРИМЕРЕ ПИРИТА ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА)

Седаева К.М., Майорова Т.П., Светов С.А., Устюгова К.С.

Введение. Академик А. Е. Ферсман называл Крым своим «первым университетом». Первые геолого-минералогические его исследования были посвящены изучению ряда минералов из: 1) вулканогенной толщи средней юры (*карьер Лозовое, южнее г. Симферополя и г. Карадага, пос. Коктебель на южном побережье Крыма – ЮБК*); 2) вторичных карбонатных образований (волокнустый кальцит, пещерный жемчуг, исландский шпат) в карстовых полостях пещер плато Чатырдаг (*севернее г. Алушты, центральная часть ЮБК*); 3) современных отложений Сакского озера (*западная часть Крыма*) и 4) карбонатных сероносных отложений Керченского полуострова (*восточная часть Крыма*). В своих первых научных публикациях А.Е. Ферсман описал ряд новых минералов, дал обзор химической жизни Крыма в ее прошлом и настоящем [10-15 и др.]. В дальнейшем развивая вместе со своим учителем – академиком В.И.Вернадским новое направление геологической науки – геохимию, А.Е. Ферсман дал характеристику геохимических черт Крыма, при этом неоднократно подчеркивал, что тектоника в значительной степени определяет ход геохимических явлений. В последующих своих работах неоднократно высказывалась А.Е. Ферсманом идея о единстве минералогии, петрографии, геохимии и истории геологического развития Крыма, которая остается актуальной и на современном этапе развития геологических знаний. В связи с этим основной целью данной работы является рассмотрение пирита магматических и осадочных комплексов Горного Крыма от его минералогии до геохимии для решения вопросов генетической минералогии и геологии на основе результатов традиционных и современных аналитических методов исследований.

Фактический материал и методика исследования. Пирит наблюдается в различных (по составу, строению, генезису и возрасту) мезо–кайнозойских осадочных и магматических комплексах Горного Крыма, сформированных в орогенную или субплатформенную фазы его развития. Он отмечается в терригенных и карбонатных породах верхнего триаса – нижней юры, верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеоцена и эоцена. Образование и

приуроченность пирита к тем или иным интервалам разреза осадочных комплексов обусловлено, как правило, седиментационными (*литолого-фаціальными*) факторами и вследствие этого его распространение по разрезу крайне неравномерно. Его появление и дальнейшее формирование во вмещающих породах связано с отсутствием синхронного с ним новообразований кремнезема (*халцедона, кварца*), наличием захороненного органического вещества (ОВ) и отчасти глинистой составляющей (особенно для карбонатных пород). В различных литологических типах терригенных пород кварц–силикатного и алюмосиликатного состава (песчаниках, алевролитах, аргиллитах и глинах) его содержание не превышает 1-1.5%, а в известняках – 0.01-0.5%. Микросульфидная минерализация в эндогенных комплексах представлена крайне редко (менее 0,1%): а) кристаллами пирита или их сростками среди плагиогранитов (*г.Кастель, северо-западнее г. Алушты, ЮБК*), габбро-диоритов (*г.Аюдаг, около г. Гурзуфа, ЮБК*), базальтов и микродиоритов (*карьеры Петропавловский и Лозовое, южнее г. Симферополя*), б) прожилками пирита (*ороговикованные породы таврической серии из экзоконтакта плагиогранитов г. Кастель*) и крайне редко пирита с микровключениями марказита в гидротермальных жилах кварц-карбонатного (*Петропавловский карьер*) и кальцит-сульфидного (*карьер Лозовое*) состава, пронизывающие породы туфолавовой толщи средней юры. При изучении дисульфидов железа (таблица) применялся целый ряд минералогический, петрографических и минералого-геохимических методов исследований, на основе которых были выявлены индикаторные признаки, используемые в дальнейшем для решения вопросов генетической минералогии и геологии. На начальном этапе исследования использовался комплекс методов минералого-литологических и петрографических исследований, позволивший уточнить и дополнить геологическую и генетическую характеристику вмещающих отложений, и установить характер и степень их сульфидной минерализации. На втором этапе

выполнялись лабораторно-аналитические минерало-геохимические исследования, включающие рентгенографический, электрономикроскопический и рентгеноспектральный микроанализ (сканирующий электронный микроскоп JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН), фотометрию и прецизионного LA-ICP-MS анализа в Институте геологии КарНЦ РАН. В ходе проведенного комплексного исследования были изучены следующие характеристики пирита: морфология и микростроение, химический состав, состав элементов-примесей, минеральные микровключения, параметры элементарной решетки, характер распределения редкоземельных элементов, часть из которых рассматриваются авторами в качестве типоморфных признаков. Полученные индикаторные характеристики пиритов анализировались в 3-х аспектах: 1) применительно к генетической принадлежности вмещающих пород; 2) применительно к локализации этих пород в конкретных структурно-тектонических зонах и 3) с учетом распределения в них редкоземельных элементов и минеральных микропарагенезов. На основании комплексного исследования пирита от его минералогии до тонких геохимических особенностей были получены данные, рассмотренные ниже.

Результаты и их обсуждение

Морфология и строение конкреций пирита.

Пирит осадочных комплексов образует конкреции изометричной, удлиненной, почковидной, каплевидной форм с массивным, зернистым, концентрически-зональным, реже радиально-лучистым строением, как неограниченных, как неограниченных, так и ограниченных с поверхности кристаллами преимущественно кубооктаэдрического, реже кубического габитуса размером от 1 до 4 мм. Встречаются сростки кристаллов и сферолиты пирита. Наиболее широко распространены конкреции пирита диагенетической природы, менее – постдиагенетические конкреции, залегающие в трещинах тектонической природы среди известняков верхней юры и представляющие собой мелкие друзовидные его выделения. Форма пирита магматических комплексов менее разнообразна, в основном, встречаются изометричной, реже слабо удлиненной формы с зернистым или друзовидным строением. Размеры кристаллов пирита гидротермальной природы меньше, чем кристаллов пирита осадочных комплексов, что

возможно связано с более поздним временем их образования. Исключением являются крупные одиночные кристаллы из вмещающих его интрузивных пород. По данным фотометода выявлено, что пирит осадочных комплексов представлен поликристаллическими (62%), реже монокристаллическими образованиями (38%), пирит магматических (и гидротермальных) комплексов, как правило, монокристаллический. Пирит из осадочных комплексов формировался как при неравновесных, так и равновесных условиях среды минералообразования: в неравновесных условиях происходило формирование поликристаллических образований из-за очень высокой скорости кристаллизации, а в равновесных – монокристаллических. Пирит интрузивных пород и гидротермальных жил, связанных с эффузивными образованиями, формировался в близких условиях, характеризующихся небольшими скоростями роста, постоянным поступлением раствора, слабым его пересыщением и медленным снижением температуры среды минералообразования [8].

Структурно-кристаллографические

особенности пирита. По данным рентгеноструктурного анализа дисульфид железа во всех породных комплексах (магматических, гидротермальных, осадочных) представлен пиритом. Исключение составляют выделения дисульфида железа в глинисто-сидеритовой конкреции из отложений таврической серии (обр. К-11) и кальцит-кварцевой жилы в туфолоавовой толще карьера Лозовое (обр. К-10), на рентгенограммах которых наряду с пиритовыми проявились слабые линии марказита.

Значения параметров элементарной ячейки пирита осадочных комплексов варьирует от 5.4108 ± 0.0006 до 5.4193 ± 0.0017 Å, магматических – от 5.4143 ± 0.0003 до 5.4179 ± 0.0008 Å, и близки к эталонному значению 5.4170 Å [6], отличаясь только третьим знаком после запятой. Слабые вариации параметров элементарной ячейки пиритов не позволяют использовать данный параметр в качестве генетического индикатора, однако следует отметить, что разброс значений больше в пирите разновозрастных осадочных комплексов (0.0085), чем магматических (0.0036).

Из приведенных данных следует, что пирит осадочных комплексов более разнообразен по морфологии, строению и структурно-кристаллографическим особенностям, чем пирит магматических комплексов, что является отражением различных условий его

формирования. Повсеместное распространение пирита и крайне редкая встречаемость пирита с микровключениями марказита среди дисульфидов железа обусловлено термодинамической неустойчивостью марказита, образование которого происходило на раннедиагенетической стадии литогенеза или на ранних этапах гидротермальных процессов, и позднее преобразованного в пирит. Появление и дальнейшее их формирование во вмещающих породах происходило на разных стадиях литогенеза (*диагенеза и катагенеза, а для пирита из пород таврической серии T_3-J_{IV} – на стадии метagenеза*) или было связано с одновременным проявлением активизационных тектоно–магматических процессов на отдельных этапах геологической истории развития Горного Крыма, что обусловило возобновление гидротермальных процессов. Последнее характерно для дисульфидов железа эндогенных комплексов [9], формирование которых происходило на завершающем этапе киммерийской и отчасти в альпийскую тектонические эпохи [5], что обусловило присутствие в них пирита и крайне редко пирита с микровключениями марказита.

Состав пирита и элементы-примеси. По данным рентгеноспектрального микрозондового анализа пириты осадочного и магматического комплексов характеризуются стабильным химическим составом. Содержание железа и серы в них в пределах ошибки анализа соответствуют теоретическим значениям.

По данным прецизионного LA-ICP-MS анализа в пиритах осадочных и магматических комплексов Горного Крыма установлено 48 элементов-примесей, которые не являются структурными признаками (за исключением, Co и Ni), а входят в состав минеральных микровключений. Среди них выявлены *рудогенные* (Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Au, Ag, As, Sb), *редкие и рассеянные* (Li, Be, Sc, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, In, Ta, Th, U и весь ряд редкоземельных элементов), а также *петрогенные* (Mg, K, Mn, V, Ti, Ba). Концентрации редких и редкоземельных элементов в пирите нормировались на хондрит C1 [16]. Суммарное их содержание значительно варьирует от 0.001 до 5000 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до 0,5 вес. %). Минимальные концентрации характерны для Be, In, REE (Tb, Ho, Tm, Lu), Ta, W, Ag, Au, U. Их содержание изменяется от 0.001 до 0.8 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ вес. %). Максимальные концентрации характерны для Mg, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sb, содержание которых колеблется от 3-5 до 1200 ppm (от 0.0003 до 0.12

вес. %) как в пирите магматических, так и осадочных комплексов. При этом наблюдаются значительные вариации содержания примесных элементов в пирите в зависимости от условий его минералообразования.

На основании полученных данных прецизионных исследований можно заключить, что: 1) состав элементов-примесей в пирите отражает геохимические особенности вмещающих его породных (осадочных и магматических) комплексов, в которых встречаются и с которыми связано его формирование и 2) пириты различных породных комплексов характеризуются одинаковым элементным составом, что косвенно указывает о геохимическом их «родство». Дисульфиды железа с геохимической точки зрения можно рассматривать как конечные продукты геохимической эволюции породных комплексов и они косвенно отражают геохимический фон вмещающих их пород. Это в свою очередь указывает на то, что Горный Крым представлял собой единую геохимическую провинцию, сформированную в течение мезо–кайнозойского этапа его развития. Несмотря на близость элементного состава примесей дисульфидов железа интрузивных и гидротермальных образований с пиритом из осадочных комплексов, выявлены значительные различия в их концентрациях. Содержание таких элементов, как Mg, Sc, Ti, V, Mn, Zn, Cr, P, Zr, Y, Ba, Th, REE, значительно выше в пиритах эндогенной природы, чем в пирите осадочных комплексов (рис.1). Несколько повышенное их содержание связано с тем, что цинк в магматических породах концентрируется в полевых шпатах, а остальные элементы этой группы (Zr, Cr, Ti, Mn и P) в темноцветных минералах и слюдах [1 и др.]. Однако для Ni отмечается обратная тенденция, его максимальные концентрации выявлены в пирите из осадочных (достигают 840 ppm), чем в пирите эндогенных комплексов (средние значения составляют 1-10 ppm). Подобная тенденция так же характерна для Mo (пирит магматических пород – 0.02-6.7 ppm, осадочных – 4.8-40.5 ppm), Ge (пирит магматических пород – 2.0-5.3 ppm, осадочных – 3.5-7.2 ppm). При этом важно подчеркнуть, что для отдельных элементов примесей (Be, Sn, Au, W) близкие значения концентраций не коррелируются с условиями образования. В дальнейшем было выявлено, что спектры распределения REE в пиритах достаточно четко дифференцированы в зависимости от состава вмещающих породных комплексов (эндогенных или осадочных) и соответственно условий их образования, и в этом

смысле имеют индикаторное значение. Однако обращают на себя внимание различия в распределении REE в пиритах с микровключениями марказита гидротермальных жил в туфоловых толщах средней юры близко расположенных карьеров Петропавловский и Лозовое. Можно предположить, что этот факт косвенно указывает на различное происхождение источников гидротермальных растворов, сформировавших эти жилы, но для подтверждения требуется проведение дополнительных исследований. При анализе распределения элементов-примесей на спайдерграммах были выделены три основные геохимические группы пирита **А**, **В**, **С** и дополнительная группа **Д**. **Группа А – «пирит магматических комплексов»** характеризуется: повышенным уровнем содержания редких и редкоземельных элементов относительно хондрита (5–10 хондритовых уровней), и наличием характеристических минимумов и максимумов – обогащение Ba, Th, Sb, REE и обеднение Ti, Eu, Sr, Nb, Rb (см. рис. 1.А). К этой группе относятся пирит из габбро-диоритов (*г. Аюдаг*), плагиогранитов (*г. Кастель*), кластолитов дайки габбро-долеритов (*в меланже таврического флиша в районе Симферопольского водохранилища*). Исключение составляет пирит из песчаников готеривского яруса нижнего мела (*село Верхоречье, Бахчисарайского района*), что вероятно связано с его первичной магматической природой и поздним переотложением. **Группа В – «пирит осадочных комплексов»** – отличается более низким средним содержанием редких и редкоземельных элементов относительно хондрита (1–6 хондритовых уровней), незначительным (по сравнению с хондритом) обогащением Th, U, Sb, обеднением Ti. Большинство редких и редкоземельных элементов имеют концентрации приближенные к хондритовым (см. рис. 1.В). К данной группе относятся пириты карбонатных пород мезо-кайнозойского комплекса: от известняков титонского яруса верхней юры до известняков лютетского яруса эоцена. **Группа С** – пирит характеризуется минимальными содержаниями элементов-примесей на уровне ниже хондритового (1–0.1) при незначительном обогащении минеральной фазы Ba, Th, Sb, Gd, Li, Lu и обеднении Nb, Rb, Yb (рис. 1.С). Данное распределение элементов свойственно пиритам из глинистых известняков берриасского яруса нижнего мела из окрестности г. Феодосии, что возможно связано с его территориальной сопряженностью при его формировании с

нижележащими осадочными и эндогенными комплексами восточной части Горного Крыма с несколько иным геохимическим фоном в отличие от центральной его части. **Группа Д** объединяет переходные геохимические типы пирита (см. рис. 1. D, E, F), которые по содержанию элементов-примесей (по отношению к хондриту) и характеристическим максимумам и минимумам занимают промежуточное положение между основными группами. В эту группу попали пириты гидротермального происхождения и один из осадочного комплекса. Пирит из карбонатных прожилков ороговикованных пород таврической серии (T₃-J₁tv) из экзоконтактовой зоны плагиогранитов юго-западного склона г. Кастель (см. рис. 1.Д) характеризуется повышенным уровнем содержания редких и редкоземельных элементов относительно хондрита, близким к пиритам группы А, но с другими характеристическими максимумами и минимумами. Он немного обогащен Th, U, REE, Eu, Sb, и обеднен Ti. Две переходные разности дисульфидов железа – пирит с микровключениями марказита из гидротермальных жил в туфоловых толщах средней юры (*карьеры Петропавловский и Лозовое*) отличаются низким содержанием элементов-примесей (ниже хондритового уровня) и обогащением Sb (см. рис. 1.Е). Для пирита из тектонической трещины, пересекающей известняки верхней юры, при среднем содержании элементов-примесей (см. рис. 1.Е), характерно существенное обогащение Sr и незначительное содержание Ba, Th, U, Sb относительно хондрита. Отметим, что для всех типов пирита характерен максимум Sb и минимум Ti относительно хондритового уровня.

Прецизионные исследования дисульфидов железа центральной (Лозовская зона смятия) части Горного Крыма показали, что: 1) пирит осадочных комплексов широкого возрастного диапазона (от T₃-J₁tv до E₂²1) характеризуется одним и тем же видовым составом элементов-примесей и близкими значениями их содержания и 2) он наследует геохимические черты пирита магматических комплексов. Геохимическая однородность их состава указывает на то, что: а) источником элементов-примесей пирита разновозрастных осадочных комплексов являлись одни и те же магматические образования и б) его формирование было сопряжено в пространстве с комплексами эндогенной природы в результате «сбрасывания» элементов [1] на отдельных этапах геологической истории региона и это было

обумовлено существенным влиянием тектонического фактора и связанного с ним формирование гидротермальных и петрогенно-водных растворов, циркулировавших по вновь возникшим тектоническим трещинам, и отчасти при денудации и размыве эндогенных образований и возможно осадочных комплексов.

Это могло происходить на завершающем этапе киммерийской и в альпийскую фазы тектогенеза, в связи с формированием сначала Горно-Крымского структурного комплекса складчато-покровного строения, позднее «...неотектонически переработанного с развитием альпийских дислокаций...» [5, с. 29].

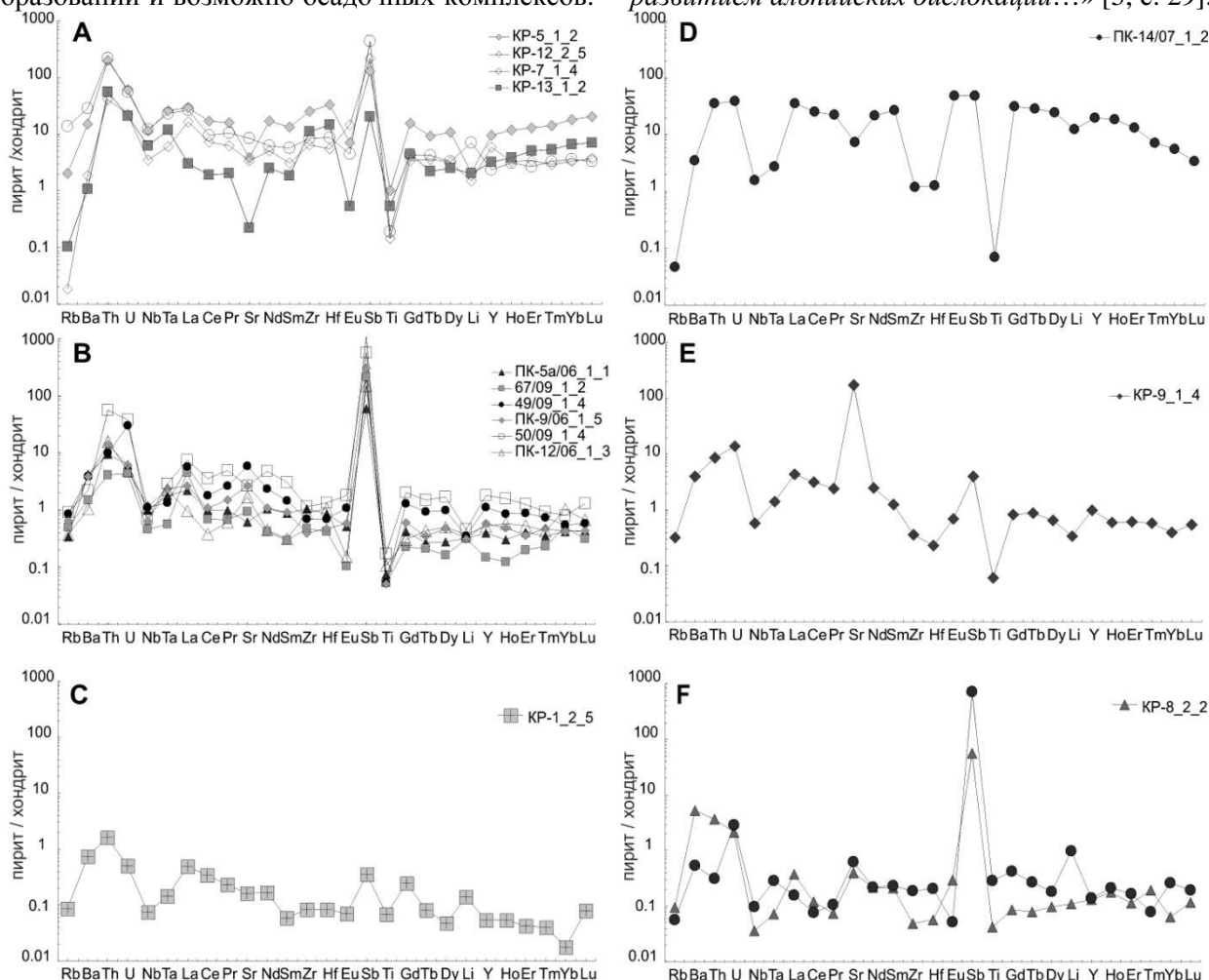


Рис. 1. Спайдерграммы пиритов различных геохимических типов: А – «магматического», В, С – «осадочного», D, E, F – «смешанного»

При электронно-микроскопических исследованиях на JSM-6400 пирита разного генезиса были выявлены микровключения контрастного состава. В пирите роговику из экзоконтакта интрузивного массива г.Кастель (ЮБК) обнаружен широкий набор микровключений разнообразных минералов – карбонатов (кальцит, сидерит), фосфатов (апатит, флоренсит), рутила, циркона, сульфидов – халькопирит, пирротин, сфалерит. Их присутствие и определяет геохимический тип пирита. В плагиогранитах г. Кастель кристаллы пирита насыщены многочисленными полиминеральными микровключениями размером 20-150 мкм и минеральными включениями размером 3-10 мкм. В их

полиминеральных включениях и в виде отдельных зерен установлены монацит и ксенотим (с широким набором лантаноидов), апатит, рутил, циркон, альбит и хлорит. В габбро-диоритах г. Аюдаг кристаллы пирита также насыщены многочисленными полиминеральными микровключениями (20-150 мкм) и минеральными включениями (3-10 мкм). В полиминеральных включениях и в виде отдельных зерен в пирите установлена следующая ассоциация минералов: монацит, ксенотим, апатит, рутил, циркон (единичные зерна), альбит, хлорит. Монацит и ксенотим встречаются в единичных зернах размером 50-100 мкм. В обоих минералах присутствует широкий набор лантаноидов. Пирит из

мраморизованих известняков титонського ярусу верхньої юри характеризується мінімальним кількістю мікрівключень, серед яких установлені єдиничні зерна кварца, альбита і апатита розміром не більше 10 мкм.

Склад мінеральних мікрівключень в пириті різних породних комплексів достатньо хорошо узгоджується з складом елементів–примісесей, установлених методом LA-ICP-MS. Вони в певній мірі являються відображенням мінерального складу і геохімічної спеціалізації вміщуючих їх порід. Звертає на себе увагу практично однаковий набір мікрівключень акцесорних мінералів в пириті із плагіогранітів г. Кастель і габбро-діоритів г. Аюдаг – монацит, ксенотим, апатит, циркон, рутил, і їх загальна фосфатно-редкоземельна спеціалізація, яка проявляється і в контактово-метасоматических роговиках із екзоконтакта плагіогранітів з вміщуючими їх породами тавричеської серії (T_3 - J_1 tv). Разом з тим, монацит і циркон із пирита плагіогранітів, в відміння від габбро-діоритів, містять примісь Th, рідше U, а в апатиті із пирита габбро-діоритів установлена примісь Cl.

В пириті осадових комплексів і в вміщуючих його породах виявлено практично ідентичний набір стійких акцесорних мінералів – монацит, циркон, апатит, рутил, мінерально-геохімічні особливості яких порівнювані з пиритами із магматических порід. Великий інтерес представляє наявність мікронних включень пирротина, халькопирита і сфалерита в пириті із роговиків екзоконтактової зони плагіогранітів з терригенними породами тавричеської серії (T_3 - J_1 tv), вказуючих на можливість виявлення сульфідної мінералізації.

Мікроасоціації включень в пириті осадових і магматических комплексів в певній мірі являються відображенням мінерального складу і геохімічної спеціалізації вміщуючих його порід. Отже, розподіл рідких і редкоземельних елементів–примісесей в пириті різних (*по складу, будові, генезису і віку*) породних комплексів являється унікальним маркером його генезису, поряд з мінеральними асоціаціями мікрівключень.

Типоморфне значення для пирита має відношення Co/Ni, широко використовується як геохімічний індикатор умов його формування. Вміст Ni і Co перевищує кларкове на 1-2 порядки і коливається в

широких межах (г/т): Co – від 1.5 до 189, Ni – від 1.6 до 841, хоча в пиритах із габбро-діоритів і плагіогранітів ці елементи знаходяться на рівні кларка для магматических порід. Спостерігаються значущі варіації вмісту даних елементів і в пиритах однієї генетическої групи – магматическої, гідротермальної і осадовій, причому в цьому ряду середні значення для Co зменшуються, а для Ni збільшуються. Відповідно відношення Co/Ni зменшується від 51 в пириті із магматических комплексів до 3.3 в пириті із гідротермальних образунків і 0.21 в пириті осадових комплексів. Максимальні концентрації Ni спостерігаються в пиритах осадових комплексів. Примітно, що пирити із тектоническої тріщини, розрізаючої верхньоросійські известняки, обеднені Ni і Co порівняно з іншими, а пирит із пісчаників готерівського ярусу нижнього мелу відрізняється підвищеним вмістом Pb. Ідентичний характер розподілу елементів–примісесей в пиритах більшості вивченого стратиграфіческого розрізу осадового комплексу Горного Криму вказує на постійність складу джерел сносу цих елементів, яким являлись породи основного складу і образунків кори вивітривання по ній, так як на всьому просторі осадоконакоплення мезокайнозойських карбонатних відкладень в пиритах присутні типоморфні елементи цих порід (Ni і Co). Типоморфні елементи порід ультраосновного і кислого складу, за винятком Pb, відсутні. Чому пирити із осадових комплексів, починаючи з готерівського ярусу нижнього мелу, значущо збагачені Ni, якщо пирити із магматических порід на три порядки обеднені цим елементом? Можливим поясненням цього феномена є поступлення Ni в басейн седиментації із кор вивітривання, які були розвинені по основним породам в епоху континентального розвитку території Горного Криму в доваланжин-готерівське час раннього мелу. По мненню В.В. Юдіна [16], поступлення Ni могло відбуватися і із зони Передгорної колізійної сутури з офиолітами.

Значення індикаторних відношень Th/Co-La/Sc, Sc-Th/Sc і Co/Ni дозволяють зробити висновок, що джерелом елементів–примісесей в пиритах осадових комплексів центральної частини Горного Криму, і в вміщуючих їх відкладеннях, служили одні і ті ж магматическі породи основного і середнього складу, сформировавші єдину геохімічеську провінцію басейна

осадконакоплення, в отличии от восточной его части. Соотношения Co и Ni в пирите магматических и осадочных комплексов дополнительно также указывают на участие

продуктов кор выветривания доваланжин-готеривского времени в формировании геохимического облика данной провинции.

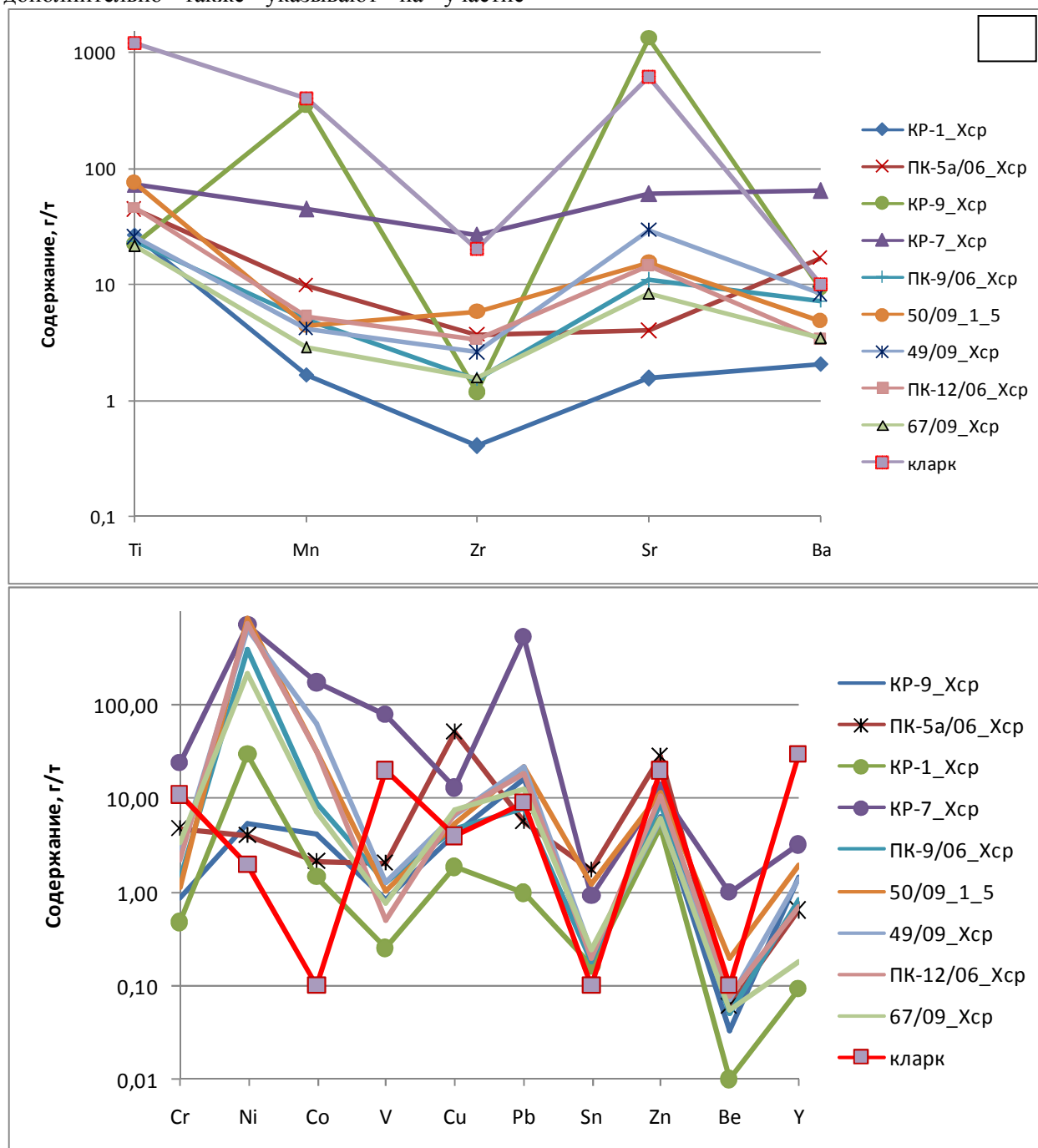


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в пирите разных породных комплексов: а – магматических, б – гидротермальных, в – осадочных. Нормировано на хондрит C1 [Sun, McDonough, 1989].

Дополнительную информацию к уточнению геохимических особенностей пирита каждой из групп и их индикаторного значения дает анализ распределения редкоземельных элементов (REE). Нормированные по хондриту спектры REE пирита магматических пород имеют слабо фракционированное распределение и характеризуются Eu аномалиями (рис.1а). При этом, пирит из габбро-диоритов обогащен REE

по сравнению с пиритом из плагиогранитов (36 и 8 г/т соответственно), легкими – LREE ($La_N/Yb_N = 2.1$) и средними REE ($La_N/Sm_N = 2.0$) относительно тяжелых – HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.7$), имеет дефицит Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 0.16$). Пирит из плагиогранитов несколько обогащен средними REE ($La_N/Sm_N = 1.3$) относительно легких LREE ($La_N/Yb_N = 0.83$) и тяжелых HREE ($Gd_N/Yb_N = 0.6$) с аналогичным дефицитом Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 0.11$) (рис. 1а). Редкоземельный спектр пирита из

кластолита дайки габбро-долеритов в меланже таврического флиша (обр. КР-12) имеет слабый отрицательный наклон (рис. 1а). По суммарному содержанию REE (16 г/т) он занимает промежуточное положение, заметно обогащен LREE ($La_N/Yb_N = 7.6$) и средними REE ($La_N/Sm_N = 4.7$) относительно HREE ($Gd_N/Yb_N = 1.0$) и отличается наличием положительной аномалии Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 1.58$). Положительная Eu-аномалия свидетельствует о близости источника поступления вещества, связанного с гидротермальными растворами, и о восстановительных условиях среды диагенеза во вмещающих осадочных породах [2, 3]. Кроме того, для всех пиритов осадочного комплекса характерно наличие отрицательной аномалии Ce, характерной для окисленных вод океана [7], что указывает на участие океанских вод в формировании осадочных отложений Крыма, признаки которого наследуются пиритами. Таким образом, спектры распределения редкоземельных элементов в пиритах достаточно четко дифференцированы в зависимости от вмещающих породных комплексов (эндогенных или осадочных) и соответственно условий их образования, и в этом смысле имеют индикаторное значение.

Заключение. По данным LA-ICP-MS анализа, в пиритах из осадочных и магматических комплексов Горного Крыма установлено присутствие 48 элементов-примесей, содержание которых варьирует от 3-5 до 1200 ppm. Значения индикаторных отношений (Th/Co-La/Sc, Sc-Th/Sc, Co/Ni) позволяют заключить, что источником элементов-примесей в пиритах осадочных комплексов центральной части Горного Крыма, как и в самих вмещающих отложениях, служили одни и те же магматические породы основного и среднего состава, сформировавшие единую геохимическую провинцию бассейна осадко- и породообразования. Соотношения кобальта и никеля в пиритах из магматических и осадочных комплексов указывает на участие продуктов кор выветривания доваланжин-готеривского времени раннего мела при формировании геохимического облика провинции. Минералогические особенности дисульфидов железа и геохимическая специализация различных по способу образованию вмещающих их породных комплексов Горного Крыма отражается в составе минеральных включений и элементов-примесей в пирите и пирите с микровключениями марказита. Состав эндогенных и осадочных комплексов служит "петро-литогенетическим" фактором при

формирования геохимических особенностей микросульфидной минерализации, помимо основного, тектонического фактора. Эта связь наиболее проявлена на уровне детального анализа распределения редкоземельных, редких и индикаторных примесей в дисульфидах железа магматических и осадочных комплексов Горного Крыма. Различное структурное состояние, типоморфизм и геохимическая специализация дисульфидов железа из разных (*по возрасту, строению и генезису*) породных комплексов центральной и восточной части Горного Крыма хорошо согласуется с историей становления его структуры, а также петрофондом вмещающих их пород. На примере всестороннего минералого-геохимического исследования пирита различных породных комплексов Горного Крыма можно удивляться пророчеству А. Е. Ферсмана о единстве минералогии, петрографии, геохимии и истории геологического развития Крыма и эту научную идею на современном этапе развития аналитических и научно-технических методов исследований можно рассматривать как постулат при решении задач генетической минералогии и геологии.

1. Алексеев В.А. Минералого-геохимические особенности и изменения геохимических систем со сверхкларковыми содержаниями металлов // Роль минералогических исследований в решении экологических проблем (теория, практика, перспективы развития). М.: РИЦ ВИМСа, 2002. С. 5–6.

2. Батулин Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л. Европийская аномалия в океанских фосфоритах // Доклады РАН, 2001. Т. 379. № 5. С. 647–650.

3. Глазырин Е.А., Глазырина Н.В., Шкабурский М.Б. Состав аутигенной сульфидизации как отражение минерогенетического потенциала петрофона осадочных толщ // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. С. 74–76.

4. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн.2. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 190 с.

5. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2006. Т.81. Вып. 3. С. 22–33.

6. Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию).// Тр. СНИИГИМС. Вып. 102.–Красноярск. Красноярское книжное изд-во. 1970. С. 90–169.

7. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Доклады РАН, 2003. Т.389. №5. С. 672–676.

8. Седяева К. М., Майорова Т. П., Устюгова К. С. Пирит осадочных комплексов Горного Крыма // Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій» – Київ. Україна. 2010. С. 68-70.

9. Седяева К.М., Светов С.А., Майорова Т.П., Устюгова К.С. Пирит и марказит как индикаторы этапов истории геологического развития Горного Крыма // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Материалы 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2012. С. 156-158.

10. Ферсман А.Е. Барит из окрестностей Симферополя. // Бюлл.МОИП. Отдел геолог. 1906, т. XX., с. 201—212.

11. Ферсман А.Е. К минералогии Симферопольского уезда. // Известия Академии наук. Серия 6-я серия, СПб. 1907, т. I, № 9, с. 247—260.

12. Ферсман А.Е. Материалы к исследованию группы палыгорскита. // Известия Академии наук. Серия 6. СПб. 1908, т. II, №8, 1908, стр. 637—666, 3 табл.

13. Ферсман А.Е. Материалы к исследованию цеолитов России. I. Леонгардит и ломонтит из окрестностей Симферополя. - «Труды Геологического музея Академии наук», т. II, вып. 6-й, 1908, стр. 103—155.

14. Ферсман А.Е. Материалы к исследованию цеолитов России. II. Уэльсит из окрестностей Симферополя и его парагенезис. «Труды Геологического музея Академии наук». СПб. 1909, т. III, вып. 5-й, с. 129—183.

15. Ферсман А.Е. Химическая жизнь Крыма в ее прошлом и настоящем. // Записки Крымского о-ва естествоиспытателей и любителей природы. Симферополь. 1914, т. IV, с. 3—25.

16. Юдин В.В. Симферопольский меланж // Доклады РАН, 1993, т. 333, № 2, с. 250—252.

17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No.42. P. 313-345.

Sedaeva K. M., Mayorova T. P.³, Svetov S. A, Ustjugova K. S. FROM MINERALOGY TO GEOCHEMISTRY (BY THE EXAMPLE OF PYRITE FROM ROCK COMPLEXES OF MOUNTAINOUS CRIMEA)

Integrated mineralogical-geochemical research of pyrites from magmatic (MC) and sedimentary (SC) complexes of Mountainous Crimea made with mineralogical, X-ray spectral microsonde, precision LA-ICP-MS analyses and traditional techniques lead us to determination of typomorphic and indicating features. Geochemical compound of pyrites reflecting genesis of bed rocks is shown. Pyrite from sedimentary complexes derives geochemical features of pyrite from magmatic complexes of distributive province of sedimentation basin. Analyzed data of fine-line researches on LA - ICP - MS and JSM -6400 of iron disulfides from Mesozoic-Cenozoic sedimentary (SC) and magmatic (MC) complexes of Mountainous Crimea has shown that 1) impurity elements contain oregeoregenetic (Co , Ni , Cr , Zn , Pb , Mo , Sn , W , Au , As , Sb), rare and trace (Li , Be , Sc , Ga , V , Ba , Rb , Sr , Y , Zr , Hf , In , Ta , Th , U and the whole range of rare-earth elements), and petrogenic (Mn , K , Mg) elements, that is not a structural feature (except Co and Ni), but mineral micro inclusions contain these elements; 2) compound of impurity elements reflects geochemical characteristics of bed-rock complexes (SC and MC) in which they occur and with which their formation is related; 3) the same element compound for both SC and MC points out existence of single geochemical province; 4) among iron dioxides the most widespread is pyrite, less frequently occurs pyrite with inclusions of marcasite is extremely rare, that is connected with thermodynamical instability of the latter formed during early stages of diagenesis (for SC) or initial stage of hydrothermal process (for MC).

Assay data on iron dioxides give evidence of their relation to processes of tectonic activation lead to renewal of hydrothermal processes. It might occur on the final stage of Cimmerian phase of tectogenesis during the formation of structural complex of Mountainous Crimea, later neotectonically reworked with development of Alpine dislocations, which is indirectly remarked by structure and geochemical features of iron dioxides from various rock complexes of Mountainous Crimea.

Таблица Геохимические типы пиритов и их местонахождения

| № п/п | Номер образца | Место отбора | Характеристика вмещающих пород | Возраст отложений |
|--|---------------|--|--|-----------------------------------|
| Группа А – «пирит магматических комплексов» | | | | |
| 1 | Кр-5 | г. Аюдаг | Габбро-диорит | J ₂ b _j |
| 2 | Кр-13 | г. Кастель | Плагіогранит | J ₂ b _j |
| 3 | Кр-12 | Симферопольское водохранилище | Контактная зона кластолита дайки габбро-долеритов в меланже таврического флиша | J ₂ b _j ? |
| 4 | Кр-7 | с. Верхоречье (Бахчисарайский район) | Песчаники | K ₁ h ₁ |
| Группа В - «пирит осадочных комплексов» | | | | |
| 5 | ПК-5а/06 | Карьер Мраморный, северный склон плато Чатырдаг | Поверхность трещины в мраморизованных известняках | J ₃ t |
| 6 | ПК-9/06 | Северо-Западная окраина села Трудолюбовка | Известняки светло-серые, пелитоморфные, крепкие, чистые, плотные | K ₂ s |
| 7 | 49/09 | Южная окраина с. Скалистое, левый берег р. Бодрак (кампанская стенка) | Известняки | K ₂ ср |
| 8 | 50/09 | Сев.окраина с. Трудолюбовка, зап.склон г. Кизил-Чигир (туронская стенка) | Известняки | K ₂ ср ₁ ? |
| 9 | ПК-12/06 | Южный склон горы Сувлукая | Пачка переслаивания глин и нуммулитовых известняков | E ₂ i-E ₂ l |
| 10 | 67/09 | Восточная окраина г. Бахчисарая, вершина промоины | Пачка переслаивания глин и нуммулитовых известняков | E ₂ i-E ₂ l |
| Группа С - «пирит осадочных комплексов» | | | | |
| 11 | Кр-1 | Окрестности Феодосии | Глинистые известняки | K ₁ b |
| Группа D – «смешанный тип» | | | | |
| 12 | ПК-14/07 | г. Кастель (юго-западный склон) | Карбонат-пиритовые прожилки в роговиках приконтактной зоны | J ₂ b _j ? |
| 13 | Кр-8 | Ново-Петропавловский карьер | Кальцит-сульфидные жилы в туфолаковой толще | J ₂ b _j ? |
| 14 | Кр-10 | Карьер «Лозовое» | Кварц-карбонатные жилы в туфолаковой толще | J ₂ b _j ? |
| 15 | Кр-9 | с. Голубинка | Известняки | J ₃ |

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ В АРГИЛЛИТАХ ВЕРХНЕГО ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сокур Т. М.

Институт геологических наук НАН Украины, Киев; SokurT@ua.fm; Sokur.1966@mail.ru

Диагенетические минералы встречаются по всему разрезу верхневендских и нижнекембрийских отложениях на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратонный прогиб). Однако, наблюдается определенная закономерность в приуроченности диагенетической минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам. Это обусловлено рядом причин. Формирование осадочных пород представляет собой весьма длительный и сложный процесс, где ведущее положение занимает тектоника и, в частности, режим колебательных движений земной коры, а так же химический состав пород, климат, рельеф местности, гидродинамика и окислительно-восстановительные условия, минерализация вод и другие факторы литогенеза.

В данной статье будут рассмотрены ряд проявлений диагенетических минерализаций в аргиллитах верхневендских и нижнекембрийских отложениях на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, где будет сделана попытка определить их особенности физико-химических условий формирования, восстановить этапность их образования, определить первичный состав материнских пород, выявить закономерности и особенности осадконакопления, а также установить степени литификации осадка. Для этих целей были применены минералогические, петрографические, геохимические методы исследования пород.

Аргиллиты достаточно широко представлены в породах верхневендских и нижнекембрийских отложениях на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и изучались многими исследователями, определившими их минеральный состав, эпигенетические изменения [1, 2, 3, 6, 11, 12]. Каолинитовая минерализация характерна для аргиллитов ломозовских, ямпольских, лядовских, бернашевских, джуржевских, калюсских слоев и для аргиллитов даниловской свиты. Карбонатная минерализация проявляется в лядовских, зиньковских, калюсских слоях, а так же в аргиллитах жарновской и крушановской свитах.

Линзовидная фосфатная минерализация обособлена в ломозовских, зиньковских, калюсских и кулешовских слоях. Литиевая минерализация характерна для аргиллитов ямпольских, ольчедаевских, ломозовских слоев.

Для калюсских слоев нагорянской свиты могилев-подольской серии венда характерно совместное нахождение каолинитовой и карбонатной минерализации. Подобное нахождение высокоглиноземистых и карбонатных пород указывает на специфические условия преобразования осадка и может служить индикатором обстановки осадконакопления и среды выветривания. Высокоглиноземистые породы приурочены только к верхней части калюсских слоев. Высокоглиноземистые породы представляют собой светлые, почти белые, светло-серые афанитовые образования с раковистым изломом. Иногда каолинит образует чешуйчатые, веероподобные, зернистые агрегаты, которые сложены кристаллами пластинчатой формы. Они образуют прослои мощностью до 5 см и протяженностью до 5 м, согласные со слойчатостью вмещающих аргиллитов. В нижней части калюсских слоев в 6 м выше подошвы отложений отмечаются карбонатные прослои со структурой конус-в-конус [10]. Они представлены кальцитом и имеют повышенное содержание марганца. Расположение карбонатных прослоев по разрезу беспорядочное, мощность их от 1 до 10 см, протяженность – до 40 м. Их литогенетическое происхождение было доказано М.Ф. Стащуком [9]. Образование этих пород происходило в процессе диагенеза в результате кристаллизации карбонатных гелей, о чем свидетельствует неправильная форма зерен кальцита [4].

Линзовидные стяжения фосфатной минерализации имеют мощность 3-4 см и протяженность до 3-3,5 м, чаще 0,5-0,7 м. Они залегают согласно напластованию и приурочены преимущественно к алевроитовым разностям аргиллитов. При микроскопическом изучении обнаруживается фосфатное вещество изотропное, в виде очень мелких, не более 0,001 мм, неправильной формы. Постоянно отмечается присутствие единичных округлых зерен

глауконита и глобулярный пирит. Содержание окиси фосфора в фосфатных аргиллитах, согласно химическому составу, изменяется от 4 до 30%. Обязательно присутствует фтор и хлор в породах. По данным рентгенографического анализа фосфатные аргиллиты сложены агрегатом гидрослюд, каолита, кварца. Фосфатный минерал – франколит [5]. Все образцы тонкодисперсные, с незначительным содержанием кристаллической фазы, что обусловило слабые рефлексы на диаграмме. Пересчет химического состава пород на минеральный показывает колебания содержания: франколита 15,7-47,9%, иллита 32,7-43, каолинита 4,7-21, кварца 7,7-21%. Стяжения насыщенных фосфатным материалом пород в линзы и желваки, и образование минеральных форм происходило только в период диагенеза. Тот факт, что фосфатный материал представлен франколитом и не успел перекристаллизироваться в апатит, является косвенным признаком быстрого захоронения осадка.

Литиевая минерализация была выявлена в процессе проведения геологической съемки на склоне Украинского щита в 1987-1990 гг. До настоящего времени больше нигде в районе юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в верхневендских отложениях не зафиксированы столь высокие проявления концентрации лития. Литий связан с глинистым материалом в песчаниках – его количество в глинистой фракции в 2-3 раза, иногда на порядок превосходит содержание в валовой песчаной пробе. Минеральный состав такой фракции 0,01 мм кварц-полевошпат-гидрослюдисто-хлоритовый, причем глинистая компонента составляет не более 47 % объема и представлена гидрослюдой и хлоритом с незначительными примесями каолинита. Сравнение минерального состава и максимальных значений лития показывает его приуроченность к максимальному объему глинистой составляющей и количеству в ней хлора. Основным минеральным носителем лития является литиевый хлорит – кукеит $\text{LiAl}_4(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, который устанавливается рентгеновским анализом. Он присутствует в породе наряду с железо-магнезиальными хлоритами, в тонком прорастании с ними и гидрослюдой, образуя тонкочешуйчатый агрегат. Кукеит – относительно редкий минерал литиевый листовый алюмосиликат из группы хлоритов.

Образует гибкие, но не упругие листочки, гексагональные пластинки, округлые, полусфероподобные розетковидные и бочонковидные агрегаты, а также кистевидные и червеобразные агрегаты, собранных из радиальных пластин молочно-белого цвета. Установление природы данной минерализации остается проблематичной. В работе [8] были рассмотрены несколько вариантов. В случае возникновения литиевой минерализации путем экзгалазий четко просматривается аутигенный характер образования. Рассматривая вариант нахождения материала из разрушенных литий-фтористых гранитов возможно говорить о диагенетической природе литиевой минерализации.

Для определения закономерностей распространения той или иной диагенетической минерализации были рассмотрены особенности накопления самих аргиллитов могилев-подольской, каниловской серий и аргиллитов хмельницкой свиты балтийской серии кембрия.

Для этих целей использована система петрохимических модулей Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [14]. Данные 236 химических анализов были пересчитаны в различные коэффициенты – отношения оксидов, характеризующие особенности условий осадконакопления и дифференциацию материала (Таб. 1). Гидролизатный модуль, как показатель двух важнейших гипергенных процессов – выщелачивания и гидролиза ($\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$), для аргиллитов могилев-подольской серии колеблется в среднем в пределах от $0,75 \pm 0,3$ для аргиллитов ямпольских слоев до $0,45 \pm 0,1$ для джуржевских слоев, что согласно модульной диаграмме ГМ—ФМ—ТМ—НКМ [6] по классификации [14] аттестуются как сиаллиты и гидролизаты. Аргиллиты каниловской серии и хмельницкой свиты варьирует в пределах от $0,43 \pm 0,1$ для пилиповских слоев до $0,32 \pm 0,02$ для поливановских слоев и аттестуются как сиаллиты, т.е. наблюдается определенная тенденция в уменьшении снизу вверх по разрезу ГМ. Наличие гидролизатов в могилев-подольской серии свидетельствует о значительном отделении продуктов гидролиза от кремнезема и о возможном присутствии свободных окислов алюминия в породе, т.е. являются дериватами кор выветривания.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Таблица 1 Модульные значения для для верхневендских и нижнекембрийских аргиллитов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы

| МОДУЛИ | | | | | | | |
|--------------------------|--|-----------|-------------|------------|------------|------------|------------|
| | ГМ | АМ | ТМ | ЖМ | НКМ | ЩМ | ФМ |
| Кембрий | | | | | | | |
| свита | | | | | | | |
| Хмельницкая | 0.34-0.56 | 0.23-0.40 | 0.018-0.062 | 0.29-0.43 | 0.15-0.32 | 0.05-0.30 | 0.11-0.18 |
| Венд | | | | | | | |
| Каниловская серия | | | | | | | |
| слои | | | | | | | |
| Комаровские | 0.37-0.45 | 0.26-0.32 | 0.035-0.055 | 0.30-0.43 | 0.15-0.27 | 0.11-0.28 | 0.11-0.17 |
| Поливановские | 0.30-0.36 | 0.21-0.26 | 0.043-0.05 | 0.28-0.36 | 0.25-0.31 | 0.53-1.14 | 0.10-0.13 |
| Дурняковские | 0.34-0.44 | 0.24-0.32 | 0.026-0.053 | 0.32-0.56 | 0.24-0.36 | 0.43-0.59 | 0.13-0.21 |
| Кривчанске | 0.37-0.47 | 0.26-0.30 | 0.036-0.057 | 0.32-0.49 | 0.25-0.30 | 0.32-0.50 | 0.13-0.210 |
| Староушицкие | 0.40-0.47 | 0.25-0.32 | 0.05-0.056 | 0.22-0.49 | 0.16-0.27 | 0.33-0.47 | 0.15-0.18 |
| Кулешовские | 0.36-0.47 | 0.25-0.33 | 0.044-0.051 | 0.26-0.48 | 0.22-0.28 | 0.37-0.57 | 0.13-0.21 |
| Шебутинецкие | 0.23-0.45 | 0.21-0.29 | 0.039-0.045 | 0.27-0.47 | 0.23-0.32 | 0.34-1.25 | 0.07-0.19 |
| Пилиповские | 0.36-0.53 | 0.27-0.30 | 0.043-0.05 | 0.24-0.68 | 0.16-0.32 | 0.29-0.50 | 0.10-0.26 |
| Могилев-Подольская серия | | | | | | | |
| Калюсские | 0.34-0.66 | 0.27-0.44 | 0.016-0.055 | 0.20-0.67 | 0.14-0.28 | 0.011-0.11 | 0.09-0.27 |
| Джуржевские | 0.38-0.53 | 0.28-0.36 | 0.047-0.093 | 0.25-0.37 | 0.10-0.20 | 0.11-0.54 | 0.089-0.17 |
| Зиньковские | 0.42-0.71 | 0.26-0.41 | 0.039-0.10 | 0.32-0.75 | 0.15-0.36 | 0.088-0.72 | 0.15-0.35 |
| Бронницкие | 0.40-0.68 | 0.24-0.53 | 0.017-0.067 | 0.14-0.68 | 0.23-0.32 | 0.05-0.42 | 0.11-0.21 |
| Бернашевские | 0.45-0.70 | 0.34-0.52 | 0.014-0.097 | 0.094-0.44 | 0.16-0.33 | 0.064-0.54 | 0.093-0.25 |
| Лядовские | 0.52-0.72 | 0.38-0.46 | 0.044-0.077 | 0.20-0.48 | 0.25-0.54 | 0.01-0.52 | 0.13-0.28 |
| Ямпольские | 0.52-1.06 | 0.36-0.51 | 0.049-0.115 | 0.35-0.53 | 0.085-0.18 | 0.15-0.60 | 0.17-0.42 |
| Ломозовские | 0.36-0.82 | 0.29-0.55 | 0.008-0.091 | 0.14-0.57 | 0.14-0.32 | 0.11-1.75 | 0.069-0.33 |
| Ольчедаевские | не анализировались, в связи с отсутствием аргиллитов | | | | | | |

Алюмокремниевый модуль ($AM=Al_2O_3/SiO_2$) используется в качестве показателя интенсивности процессов осадочной дифференциации вещества. Величина модулей Al_2O_3/SiO_2 и Al_2O_3/Na_2O по мере выветривания должна расти, и, следовательно, числовые значения этих модулей могут служить мерой «химической зрелости» осадка. Так для аргиллитов верхнего венда наблюдается тенденция в сторону уменьшения снизу вверх по разрезу химической зрелости вещества почти в два раза (ломозовские слои – $0,46\pm0,05$, комаровские слои – $0,28\pm0,03$), а для аргиллитов хмельницкой серии она такая же, как и для аргиллитов комаровских слоев каниловской серии. Что свидетельствует о поступлении в бассейн осадконакопления не «зрелой» кластики.

Щелочной модуль ($ЩМ=Na_2O/K_2O$) для аргиллитов могилев-подольской серии показывает увеличение калиевых полевых шпатов и калиевых слюд вверх по разрезу и для ломозовских слоев соответствует $0,42\pm0,3$, что отвечает максимальным значениям, а в калюсских слоях соответствует минимальным значениям $0,09\pm0,02$. Для аргиллитов каниловской серии наблюдается обратная зависимость, т.е. происходит увеличение натровости аргиллитов вверх по разрезу

(пилиповские слои – $0,40\pm0,1$, поливановские слои – $0,70\pm0,2$). Что свидетельствует о различных источниках сноса в бассейн осадконакопления в могилев-подольское и каниловское время. Однако, на фоне общего повышения в каниловское время показателя ЩМ для комаровских слоев и хмельницкой свиты значения ЩМ модуля понижается в три раза.

Модуль нормированной щелочности ($НКМ=Na_2O+K_2O/Al_2O_3$) содержит информацию о соотношении двух главных типов щелочных алюмосиликатов: полевых шпатов и слюд. Определенной зависимости в распределении значений по разрезу НКМ для аргиллитов как верхнего венда так и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы не наблюдается и в среднем составляет $0,24\pm0,02$ что показывает их нормощелочность, т.е. является обычным для терригенных пород. Однако, НКМ аргиллитов ломозовских, ямпольских и джуржевских слоев значительно понижен ($НКМ_{\text{медиана}}=0,13\pm0,03$), что свидетельствует о преобладании монтмориллонита из кор выветривания, образовавшимся по субстрату амфиболов, пироксенов и хлорита (ФМ и ТМ выше, НКМ ниже, согласно [14]), а также слюд. Повышенный модуль нормированной щелочности в

аргиллитах лядовських, бернашевських, бронницьких, кривчанських і дурняковських слоїв (НКМ_{медіана}=0,35±0,09), свідечує про наявність в отложениях аргиллитів тонкого пірокластического матеріалу [7]).

Показатель титанового модуля (ТМ=TiO₂/Al₂O₃) для аргиллитів могилів-подольської серії відповідає 0,045±0,03, для аргиллитів канилівської серії і хмельницької свити ТМ коливається в межах 0,040±0,01, т.е. в цілому відзначається незначне зменшення показателя ТМ вгору по розрізу. Згідно [14], аргиллити атестуються як нормотитаністі. Однак для аргиллитів ямпільських, лядовських, зиньківських і джуржівських слоїв характерні декілька підвищених значень ТМ (ТМ_{медіана}=0,075±0,03. Це пояснюється присутністю в петрофонді даних слоїв туфогенного матеріалу.

Железистий модуль (ЖМ=(Fe₂O₃+FeO+MnO)/TiO₂+Al₂O₃) виражає співвідношення між залізними і глиноземистими продуктами гідролізу. Значення ЖМ для аргиллитів, як в могилів-подольської, канилівської серії, так і в хмельницької свити збігаються з поведінкою значень НКМ, і так же спостерігається позитивна кореляція величини ЖМ з ТМ і/або з ФМ, що підтверджує внесок вулканогенного речовини в формування певних слоїв на протязі верхневендського часу.

Фігуративні точки модульних показників, що характеризують аргиллити канилівської серії і хмельницької свити розташовані поблизу однієї однієї на діаграмі ГМ—ФМ—ТМ—НКМ, що свідечує про схожі, і більш стабільні геодинамічні умови їх формування, відносно могилів-подольського часу.

Степень зрелості речовини, поступившого з областей розмиву, кількісно оцінюється за допомогою відомих петрохімічних відношень (Таб. 2). Для визначення ступеня вивітривання осадових порід, при якому відбувається деградація полевих шпатів і формування глинистих мінералів використовується індекс інтенсивності хімічного вивітривання (CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+NaO+K₂O)] × 100) [18]. Хімічний індекс вивітривання (CIW = [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+NaO)] × 100,) [17] ідентичен CIA без урахування K₂O. Величина CIW зростає з ростом ступеня розкладання вихідних порід або осадов, т.е. з ростом ступеня вивітрелості матеріалу палеособорів. Індекс зрелості осадов

(ICV = [(Fe₂O₃+CaO+NaO+K₂O+MgO+TiO₂)/Al₂O₃]) [16] відображає ступінь зрелості поступаючої в область седиментації тонкої алюмосилікокластики. Незрілі аргиллити, з високим відсотком неглинистих силікатних мінералів, мають значення IVC > 1, і більш зрілі глинисті породи з більшою кількістю власне глинистих мінералів мають більш низькі значення IVC. Індекс ступеня перетворення плагіоклазов (PIA = [(Al₂O₃-K₂O) / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O-K₂O)] × 100) [19], який ілюструє різну ступінь перетворення плагіоклазов. Чим вище значення індексу PIA тим вище ступінь розкладання плагіоклазов в області сносу і тим більш гумідними були кліматичні умови в області живлення. При цьому треба враховувати момент рециклінгу раніше перетвореної процесами вивітривання кластики. По даним [15], індикаторами мінімального впливу процесів рециклінгу на формування тонкозернистих алюмосилікокластических відкладень можуть бути: а) низькі значення відношень K₂O/Al₂O₃, 2) структурна незрілість псаммітів. Для переотложених тонкозернистих терригенних відкладень значення K₂O/Al₂O₃ не перевищує значення 0,3 одиниць.

Аналіз даних (Таб. 2) свідечує, що для аргиллитів могилів-подольської серії індекс інтенсивності хімічного вивітривання (CIA) варіює в широких межах - від 63,0 до 91,3 од., що свідечує про те, що поступавший терригенний матеріал мав різну ступінь вивітривання порід в джерелі сносу, а також про декілька джерел сносу і відстані їх знаходження. Згідно [18] індекс CIA знаходячись в інтервалі 60-75 од. - відображає помірне вивітривання, режим типовий для формування мінералів групи монтмориллоніта, мусковіта, ілліта, смектіта. Аргиллити з індексом CIA в інтервалі 80-100 од. показують високу ступінь вивітривання, що є умовою для утворення великої кількості алюмінієвих глинистих мінералів (такі як каолінит), які формуються в процесі інтенсивності хімічного вивітривання в умовах теплої і вологої клімату. Найбільший розброс значень CIA відповідає аргиллітам ямпільським з різницею в 26 од., а мінімальний відповідає аргиллітам лозовських слоїв з різницею в 9,3 од. Аналіз

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Фермана

поведення індекса інтенсивності хімічного виветривання аргиллитів в слоях по скважинам показує, що знизу вверх по разрезу відзначається закономірний ріст значень CIA,

крім показателів відповідають аргиллитам ямпольських, лядовських і бронницьких шарів, де відзначається зворотня тенденція.

Таблиця 2 Порогові значення індексів CIA, CIW, ICV, PIA, K_2O/Al_2O_3 для верхньовендських і нижньокембрійських аргиллитів юго-западної окраїни Східно-Європейської платформи

| | CIA | CIW | ICV | PIA | K_2O/Al_2O_3 |
|--------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------------|
| Кембрій | | | | | |
| світа | | | | | |
| Хмельницька | 73.0-83.2 | 88.4-97.7 | 0.48-1.25 | 50.0-97.1 | 0.14-0.27 |
| Венд | | | | | |
| Каниловська серія | | | | | |
| слої | | | | | |
| Комаровські | 76.3-79.8 | 91.4-93.7 | 0.46-0.61 | 89.9-92.3 | 0.16-0.22 |
| Поливановські | 74.0-75.3 | 86.6-86.9 | 0.62-0.79 | 84.0-84.5 | 0.17-0.18 |
| Дурняковські | 72.2-77.5 | 87.4-89.4 | 0.63-0.75 | 84.0-87.4 | 0.17-0.24 |
| Кривчанські | 74.0-77.8 | 87.0-89.9 | 0.57-0.86 | 84.3-88.3 | 0.17-0.21 |
| Староушицькі | 74.8-82.0 | 87.6-91.0 | 0.61-0.92 | 85.0-89.9 | 0.12-0.19 |
| Кулешовські | 73.4-78.5 | 85.1-89.3 | 0.65-0.87 | 82.2-87.6 | 0.14-0.18 |
| Шебутинські | 74.6-77.5 | 81.6-88.5 | 0.66-0.90 | 80.0-86.4 | 0.10-0.20 |
| Пилиповські | 72.4-82.6 | 87.2-91.5 | 0.51-0.85 | 85.7-90.3 | 0.11-0.23 |
| Могилев-Подільська серія | | | | | |
| Калюські | 70.1-88.5 | 84.9-98.8 | 0.31-0.87 | 89.0-98.6 | 0.10-0.27 |
| Джуржевські | 79.0-91.3 | 88.8-96.5 | 0.22-0.75 | 87.3-95.8 | 0.01-0.17 |
| Зиньковські | 65.3-84.6 | 75.5-98.1 | 0.39-1.00 | 70.9-97.3 | 0.11-0.32 |
| Бронницькі | 65.7-80.8 | 77.4-96.5 | 0.35-1.45 | 72.5-95.6 | 0.19-0.31 |
| Бернашевські | 63.0-81.6 | 77.9-97.1 | 0.31-1.08 | 71.2-95.7 | 0.12-0.30 |
| Лядовські | 67.3-84.3 | 86.2-98.4 | 0.34-1.1 | 82.0-97.8 | 0.11-0.33 |
| Ямпольські | 63.3-89.4 | 68.5-96.0 | 0.32-0.76 | 65.5-95.4 | 0.05-0.14 |
| Ломозовські | 76.0-85.3 | 83.9-96.0 | 0.30-0.78 | 82.7-95.3 | 0.08-0.23 |

Для порід каниловської серії розподілення індекса зрелості порід CIA більш рівне по порівнянню з показателем індекса могилев-подільської серії і варіює в межах 72.4-82.6 од. Найбільша різниця в 10.2 од. в показателях CIA відповідає пилиповським шарам, являючись базальними для шарів каниловської серії, а мінімальні відповідають поливановським шарам з різницею в 1.3 од. Який би закономірності в розподіленні індекса CIA знизу вверх по разрезу в скважинах для аргиллитів в шарів каниловської серії не відзначається, за винятком кривчанських і поливановських шарів, де зафіксовано закономірне зниження CIA вверх по разрезу.

Подібні значення індекса CIA в межах 73.0-83.2 і різницею в 10.2 од. відповідають аргиллитам хмельницької свити кембрія.

Індекс зрелості осадов (ICV) демонструє широкий діапазон значень для аргиллитів могилев-подільської серії. В цілому, значення ICV більш 1 говорить про незрілості осадов, що характерно для тектонічно активних обстановок. Індекс ICV со значенням

більш 1 відповідає аргиллитам лядовським, бернашевським, бронницьким, зиньковським шарам могилев-подільської серії, що містять в своєму складі вулканогенний матеріал, а також для аргиллитів хмельницької свити. Для цих же шарів характерна і найбільша різниця варіює в межах від 0.77 до 1.1 од. Мінімальна різниця в 0.44 од. відповідає аргиллитам ямпольських шарів. Детальне петрохімічне дослідження генезису вулканогенних порід яришевської свити представлено в [7]. Для аргиллитів каниловської серії індекс зрелості осадов коливається в межах від 0.46 до 0.92. Мінімальна різниця з показателем 0.12 од. індекса ICV відповідає дурняковським, а максимальна в 0.34 од. – пилиповським шарам.

Індекс ступеня метаморфізму плагіоклазов (PIA) фіксується в діапазоні від 65.5-98.6 для аргиллитів могилев-подільської серії. PIA – високі значення вказують на те, що більша частина плагіоклазов трансформувалась в глинисті мінерали. Найбільший розброс значень характерний для аргиллитів лядовських, бернашевських,

бронницких, зиньковских слоев и колеблется в диапазоне от 15 до 26 ед., и аргиллитов хмельницкой свиты с разницей в 47.1 ед. Индекс PIA аргиллитов каниловской серии фиксируется в диапазоне от 80.0 до 92.3 ед.

Анализ степени переотложенности пород показал, что для аргиллитов лядовских, бернашевских, бронницких и зиньковских слоев характерно повышенное значение отношения K_2O/Al_2O_3 , превышающие 0,3 ед., что свидетельствует о выведении в зону денудации свежего материала (в том числе вулканогенного).

Анализ изменения геохимических модулей свидетельствует об усилении химического выветривания. Выветривание пород Украинского щита, прилегающих к Подольскому выступу, происходило при постепенно изменяющемся климате – от аридного к гумидному. Гумидные зоны – диагенез происходит в щелочных окислительных условиях среды с образованием глинистых минералов. На поздней стадии диагенеза образуется каолинит. Каолинитовая минерализация может рассматриваться как индикатор области осадконакопления, преобразования и среды выветривания. Каолинит образуется в условиях теплого гумидного климата с кислой средой из полевых шпатов, слюд и других минералов. Минералы группы каолинита образуются в кислой среде, монтмориллонит, как известно, формируется в щелочной среде с присутствием большого количества продуктов разрушения основных изверженных пород. Для образования монтмориллонита наиболее подходят сухой умеренный или теплый климат нейтральная или щелочная реакция, присутствие в растворе достаточной концентрации Mg, Ca, Fe, отсутствия заметных количеств калия, преобладание вулканического пепла, карбонатных, основных и ультраосновных пород.

Повсеместное распространение фосфатных аргиллитов в толще верхнедокембрийских отложений и их стабильный минеральный состав в могилев-подольское время свидетельствует о постоянстве источника фосфатного материала, каким был Украинский щит. В каниловское время появились новые источники сноса, сложенные эффузивными и метаморфическими породами, располагавшиеся, вероятно, юго-западнее Днестровского перикратонного прогиба.

1. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Тр. ГИН, 1965. – вып.121. – 310 с.

2. Коренчук Л.В. Этапы формирования вендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и формации докембрия Украины: Сб. науч. тр. – Киев: Наук. думка. – 1983. – С. 124-147.

3. Курочка В.П. Мінералого-петрографічна характеристика та генезис деяких аргілітів давньопалеозойських відкладів Придністров'я. Наукові записки Чернівецького університету, сер. Геол. наук. – 1955. – т. ХУІ. – вип. І.

4. Сокур Т.М. Каолинитовая и карбонатная диагенетическая минерализация в аргиллитах венда на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы как индикатор петрогенеза // Материалы XI Съезда РМО «Современная минералогия: от теории к практике» СПб. – 2010. – С. 271-273.

5. Сокур Т.М. Франколит–минерал-индикатор литогенеза аргиллитов верхнего венда на юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Минеральные индикаторы литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар. – 2011. – С. 202-205.

6. Сокур Т.М. Литологические и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Т.М. Сокур // Наук. праці ДНТУ, серія «Гірнично-геологічна». – вип. № 16 (206). – 2012. – С. 12-19.

7. Сокур Т.М. Петрохимическая диагностика вулканогенных пород верхнего протерозоя юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. // 36. наук. праць ІГН НАН України. – Вип.5. – 2012. – С. 91-95.

8. Сокур Т.М. Літієва мінералізація у верхньовендських відкладах на піденно-західній окраїні Східноєвропейської платформи. // Мін. збір. – 2012. – 62. – Вип. 2. – с. 200-205.

9. Сташук М.Ф. Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів Середнього Придністров'я. Тр. ІГН УРСР, сер. “Стратиграфія та палеонтологія”. – 1958. – вип. 21. – 43 с.

10. Стратиграфія УРСР. Рифей. Венд / [відпов. ред. Крашеніннікова О.В.] – К.:Наук. думка, 1971. – Т.ІІ. – 274 с.

11. Стратотипические разрезы могилев-подольской серии венда Приднестровья / Коренчук Л.В. – Киев, 1981. – 55 с. – Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 84-11/.

12. Стратотипические разрезы каниловской серии венда Приднестровья / Коренчук Л.В., Ищенко А.А. – Киев, 1980. – 57 с. – Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 80-20/.

13. Ткачук Л.Г. Жовинский Э.Я. Глинистые минералы, особенности их химического состава и закономерности размещения в докембрийских осадочных породах Подолии // В сб.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 2. – Киев. – 1974. – с. 131.

14. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб. – Наука. – 2000. – 479 с.

15. Condie K.C., Lee D., Farmer G.L. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain

and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes // *Sed. Geol.* 2001. – V. 141-142. – P. 443-464.

16. Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sed. Res.* 1995. V. A65. P. 1-12.

17. Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // *Sedimentary Geology*. 1988. V. 55. P. 319-322.

18. Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. – V. 299. – P. 715-717.

19. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. - 1995. – V. 23. – P. 921-924.

On the base of lithological and petrochemical researches of terrigenous rocks for the Upper Pre-Cambrian (Vendian) and Cambrian of the south-western outskirts of the East-European platform with using geochemical constants the sources of clastic materials were specified, also the composition for delivering areas were established. In the result of studying the sedimental

thicknesses zones of mineral formation were discovered. According to geochemical data in all layers is a positive correlation between iron modulus (IM) and titanium modulus (TM), TM and feric modulus (FM), which is one of the diagnostic signs of volcanic admixture in mudstones of bernashevskaya and zinkovskaya layers. Relationship alkaline modulus (AM) at all levels of < 1 indicates the presence in consisting of sediments namely of acidic volcanic material. However, among the spots of acidic volcanism in bronnickaya time were spots which were supplied in depositional basin of pyroclastics medium composition. The most wide spread gidrolization modulus (GM) and the IM characteristic of zinkov mudstone layer. For the first time diagenetic kaolinite and carbonate mineralization were determined in the deposits of Kallus beds of Nagoryans'ka Formation of Mogyliv-Podil'sk. Structures, conditions of forming and mineral composition of Kallus beds are examined. Presence of high-alumina rocks says about the specific conditions of environment, transformation and wearing of deposits on the boundary of Mogyliv-Podil'ska and Kanylivska Groups on the South-Western slope of the East-European platform.

ЗАМЕЧАТЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КРЫМА

Тищенко А.И.

Несмотря на особенности геологического строения Крыма – резкое преобладание осадочных формаций (~90%) над магматическими образованиями (~10%), отсутствие в коренном залегании более-менее значительных массивов ультраосновных, кислых, щелочных магматических горных пород и их пегматитов, высокотемпературных метасоматитов - скарнов, грейзенов фенитов и др., слабое развитие полиметаллического оруденения и зоны его окисления, отсутствие масштабных древних кор выветривания – его минералогический кадастр составляет 395 минеральных видов в современном их понимании. Это связано в первую очередь с тем, что Крымский полуостров относится к числу наиболее изученных в минералогическом отношении регионов Украины. Охвачен Крым и крупными минералогическими сводками [2,17], не утратившими своего значения и поныне.

Приведем список упомянутых в литературе минералов Крыма; нами принимаются следующие условные обозначения:

(?) – находка минерала в Крыму нуждается в подтверждении современными методами минералогических исследований;

«...» - недостаточно точно диагностированные минеральные образования, соотношение их с известными минеральными видами неясно;

* - минерал в Крыму известен только в виде изолированных зерен в шлифах, аншлифах, шлихах, искусственных протолочках горных пород;

** - минерал обнаружен в Крыму в составе полиминеральных образований, в которых диагностирован с применением тех или иных инструментальных методов диагностики минералов (рентгеновский анализ, ИК-спектроскопия, оптические исследования и др.);

Приводимый список будет полезен и для работников музеев с точки зрения оценки представительности по минеральным видам коллекций минералов Крыма в государственных и частных музеях.

Самородные элементы и интерметаллические соединения - алмаз*; алюминий*; висмут*; графит*; железо*; золото; камасит*; лонсдейлит*; медь*; олово*; (?)платина*; свинец*; сера; сурьма; серебро*; (?)титан*; цинк; «Al-Cu интерметаллид»**»; «Al-Cu-Fe интерметаллид»**»; «Cu-Zn-Ni-Mn

интерметаллид»*; «Fe-Ni интерметаллид»*; «Fe-Ti интерметаллид»**»; «Sn-Sb интерметаллид»**»; «Sn-Zn интерметаллид»**»; «Zn-Cu интерметаллид»*.

Карбиды - когенит*; муассанит*; «карбид Fe»**»; «карбид-Fe-Ti»**»; «карбид-Ca»**»; «карбид-Ca-Fe-Ni»** (? - кальциевый хаксонит); (?)хамрабаевит**.

Силициды – «силицид-(Fe-Mn)»; «силицид Fe».

Халькогениды - акантит*; (?)алтаит*; антимонит; (?)аргиродит*; арсенопирит; аурипигмент; борнит; (?)бравойт*; буланжерит; висмутин*; вюртцит*; галенит; гауерит*; гессит*; грейгит; (?)гриноцит (или хаулеит-?); дигенит*; дюфренуазит*; (?)зинерит*; (?)калаверит*; карролит*; киноварь; ковеллин; колорадоит*; кубанит*; макинавит; марказит; метациннабарит*; миллерит; молибденит*; (?)никелин*; пентландит*; пирит; пирротин; реальгар; смайтит; сфалерит; (?)теннантит*; тетрадимит*; тетраэдрит*; (?)фрейбергит*; халькозин; халькопирит; халькостибит*.

Хлориды - атакамит**»; бишофит; галит; гидрогалит; (?)гидрофиллит**»; карналлит; (?)котуннит**»; сильвин; паратакамит; (?)тахгидрит; (?)ральстонит**»; хлораргирит; «NaCaCl₃»**.

Фториды – флюорит.

Простые оксиды - анатаз*; бадделеит*; брукит*; вернадит; вюстит*; гематит; касситерит*; кварц; корунд; (?)коэсит**»; кристобалит; куприт; маггемит*; меланофлогит*; опал; периклаз*; пиролюзит; ромаркит; рутил; сурик*; тридимит*; хоннесит.

Сложные оксиды - бёрнессит*; браунит; «бузерит-II»**»; ганит*; гаусманит**»; герцинит*; голландит*; ильменит*; (?)кассит**»; кермезит; (?)колумбит*; криптомелан; магнезиоферрит*; магнезиохромит; магнетит; (?)манжироит; пиррофанит*; (?)поликраз*; (?)псевдобрукит*(? – армолколлит*); «псиломелан»; рансьеит; романешит; стибиконит; таканелит; тодорокит; ульвошпинель*; хибонит*; хромит; шпинель*.

Гидрооксиды - акаганеит*; бёмит*; брусит*; гиббсит*; диаспор*; гётит; гроутит**»; лепидокрокит; литиофорит**»; манганит; фероксигит*; ферригидрит*.

Нитраты - герхардит; калиевая селитра; натриевая селитра**»; нитромагнезит**.

Карбонаты - азурит; (?)альстонит; анкерит; арагонит; витерит; «водный карбонат TR»** (? -

калкінсит); гейлюссит**;; доломит; кальцит; «карбонат-хлорид Ca-Cu с примесью Sn, Fe, Ti, Na »**;; кутнагорит; магнезит; малахит; несквегонит**;; нортупит**;; отавит**;; родохрозит; пирсонит**;; сидерит; смитсонит; сода**;; стронцианит; термонатрит; трона; (?)фатерит; церуссит*; «карбонат Ca-Ag »**;; «карбонат Ca-Fe-Ce »**(?-сахамалит или кальцевий сахамалит); « $\text{Ca}(\text{Ce, La, Nd})(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ »**(?-кальціоанкіліт- Ce); « $(\text{La, Ce, Nd})\text{CO}_3(\text{OH})$ »** (? - коцоїт).

Арсенати - аннабергіт; «піттицит»; (?)скородит.

Вольфраматы - шееліт*.

Ванадаты – везиньєит.

Бораты - бура; (?)гидроборацит**;; иньоїт**;; керніт**;; люнебургіт; пінноїт**;; пробертіт**;; (?)сассолін**;; ссайбеліт**;; тінкалконіт; улєксит

Сульфаты - алуніт; алуноген; алюмініт; алюмінокопіапіт; ангідрит; англєзит; базалюмініт; барит; бассаніт; блєдіт**;; ботріоген**;; брошантіт; буркеїт**;; бутлеріт**;; (?)ваттевілліт**;; галотріхит; гексагідрит; гидроглауберіт; гипс; глазеріт**;; глауберіт**;; госларіт; каїніт**;; кизеріт; кокімбіт; коньяїт; копіапіт; лангіт; леконтіт**;; мелантеріт; мірабіліт; натроярозіт; пентагідрит; піккерінгіт; познякіт; полігаліт**;; пуатвеніт; рємеріт; роценіт; сандеріт; сидеронатріт; сидеротіл; серпієріт; ссомольнокіт; старкіїт**;; тамаругіт; тенардіт; тетрагідрит**;; фіброферріт; халькантіт; целєстін; (?)ціанотріхит; єпсоміт; ярозіт.

Фосфаты - анапаїт; апатіт- (CaCl) *; апатіт- (CaF) ; апатіт- (CaOH) ; (?)берауніт; бобьєріт; вівіаніт; вудхауєзєт; гінсдаліт; гоцяїт; дельвоксіт; коллінсіт; ксенотім- (Y) *; метавівіаніт; мєссєліт; мітрідатіт; монаціт- (Ce) *; сантабарбараїт (=оксикєрченіт); сванбергіт; сфєнісцідіт; (?)рабдофан**;; (?)тінкіт; (?)файрфілдіт.

Островные силикаты - андалузіт*;; андрадіт; альмандін; вєзувіан; геміморфіт; «гідрогроссуляр»; гроссуляр; датоліт; джуглодіт; дюмортьєріт*;; кианіт*;; кліноцоїзіт*;; меліліт*;; (?)мервініт*;; ортіт- (Ce) *;; пьємонтіт*;; пумпєлліїт- (Fe^{2+}) ; піроп*;; спєссартін*;; ставроліт*;; титаніт*;; топаз*;; уваровіт*;; фаяліт; (?)фєнакіт*;; форстеріт*;; хлорітоїд*;; циркон*;; цоїзіт*;; шорломіт*;; єпідот.

Кольцевые силикаты - дравіт; кордієріт; увіт; (?)хромоєвий турмалін; (?)шерл; (?)євдіаліт**;; (?)єльбаїт.

Цепочечные силикаты - авгіт; бабінгтоніт; гєдєнбергіт*;; діопсид*;; ксонотліт; (?)пєктоліт; (?)сподумен*;; ферробустаміт; ферросиліт*;; єгірін*;; єгірін-авгіт*;; єнстатіт*.

Ленточные силикаты - актіноліт; антофілліт*;; арфвєдсоніт*;; гастінгсіт*;; глаукофан*;; грюнеріт*;; магнезіогастінгсіт*;; магнезіогорнблєндіт*;; окєніт; паргасіт*;; рібекіт; силліманіт*;; трємоліт*;; феррогорнблєндіт; ферроєдєніт*;; чермакіт*;; єдєніт*.

Слоистые силикаты - аллофан**;; амєзіт; антигоріт*;; апофілліт- (KOH) ; апофілліт- (KF) ; бєйделліт**;; (?)біотіт; вермікуліт*;; галлуазіт; гізінгеріт; гіроліт; глауконіт; диккіт; (?)іліт (= гідромусковіт)*;; каолініт; клінохлор; лизардіт*;; маргаріт; монтморіллоніт; мусковіт; накріт; нонтроніт*;; палыгорскіт; пірофілліт; прєніт; сєладоніт; сапоніт; сєпіоліт; тальк*;; тосудіт; феррістільпномєлан; флогопіт; хризоколла; шамозіт.

Каркасные силикаты – скаполіт;

полевые шпаты (група) - альбіт (в т.ч. проєжуточніє члєны ряда альбіт-анортіт – олігоклаз, андєзін); анортіт (в т.ч. проєжуточніє члєны ряда альбіт-анортіт – лабрадор, бітовніт); анортотклаз*;; мікротклін*;; ортоклаз* (адуляр); санідін; (?)цєльзіан**;;

фельдшпатоиды (група) - (?)давін**;; (?)канкрініт**;;

цеолиты (група) - анальцім; гармотом; гєйландіт- Ca ; гмєлініт- K ; дакіардіт (=світлозаріт); клінопілоліт*;; ломонтіт; мєзоліт; мордєніт; натроліт; оффрєтіт; (?)поллүціт*;; сколєціт; стєллеріт; стільбіт- Ca ; томсоніт; (?)фєррьєріт; філліпсіт- Ca ; (?)фоязіт*;; шабазіт- Ca ; єпістільбіт; єріоніт- K ; югавараліт.

Органические минералы - уєвєлліт; уєддєлліт; некрісталлічєскіє бітуміноїды (антраксоліт, бітуми и др.).

На наш взгяд, учітєвая огрєнічєнный формат стаяі, замєчательными для Крєма мінералами моєут счітаться: 1) мінералы, открьітє в Крєму; 2) мінералы Крєма – вторые находкі в міре; 3) мінералы Крєма – первые находкі в дорєволюціонной Россіи и бывшєм СССР; 4) мінералы Крєма - первые находкі в Українє; 5) мінералы, імєючіє крємськує топоніміку в своєм названіи.

1. Минералы, открытые в Крыму

Митридатит $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}_3(\text{PO}_4)_3\text{O}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – єдінствєнный крємський мінерал, самостаяєтєльнєсть которого как мінерального віда прєвєрєна врємєнєм. Названіє «мітрідатіт» бєло прєдлєжєно П.А. Двоїчєнко

[2] для светло-зеленого землистого минерал, описанного без названия в железных рудах Камыш-Бурунского месторождения [14,15]. Позднее на основе детального минералогического изучения было показано, что митридатит является самостоятельным минеральным видом [28]. Митридатит встречается в виде плотных или землистых агрегатов светло-зеленой, темно-зеленой, табачной (горчично-зеленой) окраски, прожилков мощностью до 5.0 см, пропитывает основную массу руды, образует пленки на поверхности оолитов, развивается псевдоморфно по анапиту, вивианиту, сантабарбариту (окскерчениту), по раковинам ископаемых моллюсков. Для редкого типа агрегатов – корок с почковидной поверхностью, предполагается образование из водных растворов. Наиболее близок к теоретическому состав митридатита из железных руд Катерлезской (=Керченской) мульды; его состав (в вес. %): MgO-0.55; CaO-17.56; SrO-0.28; MnO-0.44; Fe₂O₃-37.04; Al₂O₃-0.56; CO₂-0.77; P₂O₅-31.59; H₂O⁺-6.66; H₂O⁻-4.64; нерастворимый остаток-0.20; сумма-100.29 [28].

Лучшие образцы керченского митридатита известны из железных руд Камыш-Бурунского и Яныш-Такильского месторождений.

2. Минералы Крыма – вторые находки в мире

Сандерит MgSO₄·2H₂O - обнаружен на Керченском п-ове, в составе сезонных полиминеральных образований сопки Трубецкого, Мало-Тарханский грязевой вулкан [12]. На крупнейшем европейском минералогическом сайте mindat.org для сандерита приведено только одно местонахождение – Niedersachsen Potash works (Lower Saxony, Germany), где минерал и был впервые найден. Возможно, крымская находка – вторая в мире (на Земле, исключая указание на находку минерала на Марсе – Aeolis quadrangle, Gusev Crater, Columbia Hills).

Сфенисцит NH₄Fe³⁺₂(PO₄)₂(OH)₂·2H₂O – один из наиболее редких фосфатов плиоценовых железных руд Керченского полуострова [37]. Впервые сфенисцит как новый минерал описан в 1986 г. в Антарктиде, в местах гнездования пингвинов, в составе электромагнитной фракции 75-200 мм из почвенной пробы на острове Элефант (Южно-Шетландские о-ва, Британская Антарктическая Территория). В этом местонахождении минерал образовался в процессе взаимодействия растворов фосфата аммония из гуано пингвинов с хлоритами и слюдами почвы. Вторая в мире находка этого минерала была сделана в

Керченском железорудном бассейне в 2000 г. известным российским минералогом И.В. Пековым в нескольких образцах из карьера «А» Камыш-Бурунского м-ния [37].

Минерал образует друзы от коричневых до почти бесцветных полупрозрачных кристаллов размером до 1.0 мм, нарастающих на митридатит. Эмпирическая формула [(NH₄)_{0.77}K_{0.14}Ca_{0.02}Na_{0.02}Ba_{0.01}](Fe_{1.96}Al_{0.03}Mg_{0.02})(P₄O₄)_{2.00}(OH)·H₂O. Образец крымского сфенисцита можно видеть в экспозиции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. На сегодня, вероятно, это лучшие в мире образцы сфенисцита [37].

Уэллсит – согласно современной номенклатуре минералов группы цеолитов, уэллсит является бариевой разновидностью филлипсита-Са или кальциевым гармотомом. Тем не менее, после открытия уэллсита в качестве самостоятельного минерала на месторождении Buck Creek Mine (Buck Creek, Clay Co., North Carolina, USA) второй раз в мире, в 1905 г., минерал был найден А.Е. Ферсманом в Северном Курцовском карьере у с. Украинка (бывшее – Курцы) южнее г. Симферополь [22].

В Северном Курцовском карьере наблюдались кристаллы уэллсита розового и красного цвета с оранжеватым оттенком размером до 0.8 см. Кристаллы уэллсита имеют псевдотетрагонально-призматический или близкий к додекаэдру изометрический облик и всегда являются сложными двойниками по нескольким законам.

В опубликованной литературе есть два химических анализа уэллсита Северного Курцовского карьера: 1) SiO₂-49.40; Al₂O₃-19.14; Fe₂O₃-0.12; BaO-4.84; CaO-0.61; MgO-5.67; K₂O-3.50; Na₂O-0.12; H₂O⁺-11.53; H₂O⁻-5.25; сумма-100.18 [22]; 2) SiO₂-46.89; Al₂O₃-21.45; BaO-4.95; SrO-0.76; CaO-6.15; K₂O-3.72; Na₂O-0.45; H₂O⁻-4.10; H₂O⁺-11.37; сумма-99.84 [31]. Крымский уэллсит является бариевым филлипситом-Са.

Кристаллы уэллсита Северного Курцовского карьера были одними из лучших для территории бывшего СССР.

3. Минералы Крыма – первые находки в дореволюционной России и бывшем СССР

Датолит CaB[SiO₄](OH) - впервые в дореволюционной России датолит обнаружен в кустарном карьере, разрабатывавшем изолированную от вулканического массива Карадаг скалу андезитовых порфиринов, т.н. Андезитовую сопку у Коктебеля [13]. Датолит найден был здесь в ассоциации с кальцитом, кварцем, железистым клинохлором и

анальцимом в виде друз мелких кристаллов и корок радиально-лучистого строения. Кристаллы датолита до 1.5 см, богаты гранями, непрозрачны до прозрачных, бесцветные или сероватые, реже - розовые или фиолетовые.

Химический состав фиолетовых кристаллов Андезитовой сопки (в вес. %): SiO_2 -36.83; Al_2O_3 -0.45; CaO -35.52; MgO -0.19; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -следи; B_2O_3 -21.66; H_2O -6.12; сумма-100.77 [29]. Эмпирическая формула: $\text{Ca}_{1.22}\text{B}_{1.20}(\text{Si}_{1.19}\text{O}_4)(\text{OH})$.

Наиболее представительная коллекция датолита Андезитовой сопки хранится в фондах Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН.

Меланофлогит SiO_2 – в бывшем СССР обнаружен в обломках серных руд из отвалов заброшенных горных выработок Чекур-Кояшского месторождения серы на Керченском п-ове и на Подороженском м-нии серы в Предкарпатье [9]. В серных рудах Чекур-Кояшского месторождения меланофлогит образует микрозональные кубические кристаллы размером до 0,2 мм, которые практически полностью замещены кварцином. В кварциновых параморфозах наблюдаются реликты размером до 0,01 мм меланофлогита, диагностированного по характерным для него оптическим свойствам.

Смайтит Fe_9S_{11} - впервые на территории бывшего СССР минерал найден в плиоценовых железных рудах Керченского полуострова [26]. Размер агрегатов смайтита редко достигает 1.5 см, обычно он образует радиально-лучистые или параллельно-лучистые агрегаты, состоящие из мельчайших пластинок размером 0.06х0.01 мм, тонкие прожилки в конкреционном сидерите, зоны в концентрически-зональных гетитовых оолитах.

Образование смайтита в железных рудах Керченского полуострова связывается с процессами диагенеза, проходившими в резко восстановительных условиях.

Тинкалкони́т $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - впервые на территории бывшего СССР тинкалкони́т найден в грязевулканических сопках Керченского п-ова на дне высохших блюдцеподобных водоемов [18]. К сожалению, в статье не указано, в какой именно грязевулканической сопке или сопках Керченского полуострова был найден тинкалкони́т.

Тинкалкони́т представлен снежно-белыми тонкокристаллическими агрегатами, пленками, выцветами, дендритами и другими скелетными образованиями. Эмпирическая формула: $\text{Na}_{1.98}[\text{B}_{4.00}\text{O}_{7.00}] \cdot 6.19\text{H}_2\text{O}$. Здесь тинкалкони́т образовался в области разгрузки

гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод (с повышенным содержанием бора и углекислого газа), связанных с грязевыми вулканами Керченского п-ова.

Эпистильбит $\text{Ca}_3(\text{Al}_6\text{Si}_{18}\text{O}_{48}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ – впервые на территории бывшего СССР установлен на хребте Магнитный (Карадагская вулканическая группа) в ассоциации с анальцимом и шабазитом [31]. Эпистильбит образует водяно-прозрачные длиннопризматические кристаллы, которые нарастают на анальцим; последним в этой ассоциации выделяется шабазит.

Югаваралит $\text{Ca}_2(\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - впервые на территории бывшего СССР югаваралит найден в 1948 г. известным российским минералогом-энциклопедистом и коллекционером В.И. Степановым (1924-1988) в двух местах на Карадаге – в бухте Разбойничьей и на перемычке бухт Разбойничья и Пуццолановая (образцы №№ 3195 и 3196, коллекция В.И. Степанова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН). Югаваралит встречен в виде молочно-белых прекрасно образованных псевдоромбоэдрических, седловидно-изогнутых кристаллов размером до 0.5 см в ассоциации со стильбитом.

4. Минералы Крыма - первые находки в Украине

Акаганеит $\beta\text{-Fe}^{3+}_8(\text{OH},\text{O},\text{Cl})_{17}$ - обнаружен при электронно-микроскопическом изучении табачных руд Камыш-Бурунского м-ния [27]. Слагает микроскопические удлиненные пластинки длиной до 2.0 мкм при ширине 1.5 мкм, а также агрегаты пластинок в ассоциации с баритом и гипсом.

Бабингтонит $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+},\text{Mn})\text{Fe}^{3+}\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$ - впервые в Украине обнаружен в Первомайском карьере Д.В. Абрамовым в 1982 г. (образец № 4485, коллекция В.И. Степанова, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана). Детально изучен В.Ю. Карпенко на материалах собственных сборов 1987 г. [4]. Бабингтонит встречен в миаролитовых полостях в магматических породах Первомайского интрузива, где минерал образует сростки черных, блестящих, хорошо образованных, иногда слаборасщепленных, с блочными гранями, кристаллов размером до 0.5 см в ассоциации с пренитом, пумпеллиитом- (Fe^{2+}) , апофиллитом- (KOH) , кальцитом, пиритом, пироксеном. Химический состав (масс. %): SiO_2 -52.0; Al_2O_3 -1.62; $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ -18.9; MnO -2.51; MgO -1.41; CaO -19.6; Na_2O -0.06; сумма-96,10. Эмпирическая формула:

$(\text{Ca}_{3.98}\text{Na}_{0.02})_{4.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.19}\text{Mn}_{0.40}\text{Mg}_{0.40})_{1.99}(\text{Fe}^{3+}_{1.79}\text{Al}_{0.20})_{1.99}(\text{Si}_{9.84}\text{Al}_{0.16})_{10.0}\text{O}_{28.88}\text{OH}_{1.12}$.

Базальюминит $\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ - впервые в Украине обнаружен на Керченском п-ове, в окрестностях с. Маяк и описан ошибочно, как первая находка в бывшем СССР [8]. Ранее на территории бывшего СССР базальюминит описан в бокситах Южно-Уральского бассейна, во вторичных кварцитах Калучинского м-ния (Средний Урал), в Водинском м-нии серы (Поволжье). В окрестностях с. Маяк базальюминит обнаружен в зоне окисления глин среднего сармата в виде белых, порошковатых налетов толщиной до 0.3 см на гипсовой кайме больших (до 1.5 м) карбонатных конкреций.

Химический состав (вес. %): SiO_2 -2.24; SO_3 -16.4; Al_2O_3 -43.0; Fe_2O_3 -0.21; H_2O (по разности)-36.0; сумма-97.85. Эмпирическая формула: $\text{Al}_{4.11}[\text{OH}_{9.67}\text{O}_{0.33}](\text{SO}_4)\cdot 4.93\text{H}_2\text{O}$.

Бобьерит $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - впервые в Украине минерал найден на Керченском полуострове, в зоне окисления галечниково-псевдооолитовых железных руд Новоселовской вдавленной синклинали [33]. Бобьерит образует небольшие прожилки поперечно-волокнистого строения буровато-желтого цвета. Химический состав (в вес. %): SiO_2 -0.11; TiO_2 -следы; Al_2O_3 -0.43; Fe_2O_3 -1.80; FeO -10.70; MnO -0.07; MgO -19.44; CaO -0.42; P_2O_5 -31.83; H_2O^- -0.92; H_2O^+ -32.75; CO_2 -1.06; сумма-99.53. Керченский минерал относится к т.н. «энтеролиту» - железистой разновидности бобьерита. Его эмпирическая формула (при расчете формулы были исключены примеси (2.86%) сидерита (1.08% CO_2 и 1.8% FeO) и SiO_2 (0.11%)): $(\text{Mg}_{6.48}\text{Fe}_{1.67}\text{Ca}_{0.16}\text{Mn}_{0.01})_{8.32}(\text{Fe}_{0.15}\text{Al}_{0.05})_{0.20}(\text{OH})_{0.76}[\text{P}_4]\cdot 23.5\text{H}_2\text{O}\cdot 0.6\text{aq}$.

Образование бобьерита в зоне окисления Новоселовского м-ния вызвано содержанием MgO (в среднем 1.64%), которое заметно выше, чем в других железных рудах Керченского бассейна, и некоторым более высоким содержанием P_2O_5 .

Везиньейт $\text{BaCu}^{2+}_3(\text{VO}_4)_2(\text{OH})_2$ - впервые в Украине обнаружен в щебеночном карьере «Мраморный» (окрест. с. Мраморное, бывшее Биюк-Янкой). Везиньейт образует тонкокристаллические налеты зеленовато-желтого цвета в тонких трещинах в брекчированных мраморовидных известняках верхней юры [21].

Герхардит $\text{Cu}^{2+}_2(\text{NO}_3)(\text{OH})_3$ - впервые в Украине обнаружен в мраморовидных известняках верхней юры в низовьях ущелья Кизил-Коба (Долгоруковская яйла). Минерал образует порошковатые налеты зеленовато-

голубого цвета на поверхности и прозрачные светло-голубые пластинчатые кристаллы до 0.2 мм в трещинах брекчированных мраморовидных известняков, несущих сульфидную (пирит, халькопирит) вкрапленность [21].

Гмелинит-Са $(\text{Na}_2,\text{Ca})\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ - обнаружен в 1904 – 1905 гг. А.Е. Ферсманом в Северном Курцовском карьере у с. Украинка (бывшее Курцы) Симферопольского района [22]. Находка гмелинита здесь является второй для территории дореволюционной России (первая – Башмаковский рудник, Богословский округ, Урал).

В гидротермальных жилах Северного Курцовского карьера минерал образует хорошо ограненные кристаллы размером до 0.8 см [22,31]. Кристаллы гмелинита часто зональные, с кирпично-красного цвета внутренней частью и розового цвета периферией кристаллов, что объясняется изменением физико-химических параметров в процессе роста кристаллов гмелинита-Са [31]. Химический состав кристаллов гмелинита-Са (вес. %): 1) внутренняя часть кристаллов - SiO_2 -48.89; Al_2O_3 -17.36; CaO -9.93; MgO -0.65; K_2O -2.22; Na_2O -0.26; H_2O -21.27; сумма-100.58; 2) внешняя часть кристаллов - SiO_2 -49.39; Al_2O_3 -18.43; CaO -9.20; MgO -0.39; K_2O -2.08; Na_2O -0.34; H_2O -18.80; сумма-98.63.

Отметим, что кристаллы гмелинита-Са Северного Курцовского карьера были одними из лучших для территории бывшего СССР и лучшими для Украины.

Дактиардит-Са («светлозарит») $\text{Ca}_{1.5}\text{KNa}(\text{Al}_5\text{Si}_9\text{O}_{48})\cdot 13\text{H}_2\text{O}$ – обнаружен в Крыму на Карадаге, в бухте Разбойничья (находка А.А. Ефимова, образец № 3136, записан в 1979 г. как светлозарит в коллекцию В.И. Степанова, ныне она находится в Минералогическом музее им. Ферсмана А.Е.). В Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана хранится еще один образец светлозарита с Карадага - обр. №84140, записан в коллекцию в 1986 г., однако сведения о дате и авторе сбора этого образца отсутствуют. Минерал образует радиально-лучистые агрегаты светло-серого цвета в миндалекаменных эффузивах.

Коньяит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ – впервые в Украине коньяит диагностирован в составе сезонных легкорастворимых полиминеральных (астраханит, тенардит, трона) выцветов, обнаруженных на поверхности пород таврической серии в месте разгрузки минерализованного малодобитного источника в ~1,0 км восточнее пос. Солнечногорское (Ю.А. Полканов, находка 1986 г.).

Лангит $\text{Cu}^{2+}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – вперше в Україні обнаружен в Северной Курцовской каменоломне в виде тонких порошковатых налетов и мелкокристаллических корочек яркого голубого цвета в трещинах темно-зеленых диабазов, в зоне окисления сульфидной (пирит, халькопирит) минерализации [21].

Мервинит $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$ - вперше в Україні обнаружен в лейкодиобазах горы Кастель в составе полиминеральных периклазсодержащих агрегатов [36].

Месселит $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – описан как «неомесселит» в составе обломочного материала из железных руд Новоселовского месторождения на Керченском полуострове [35]. Месселит обнаружен в составе полиминерального обломка крупнозернистой конкреции. Эмпирическая формула: $\text{Ca}_{2.10}\text{Fe}_{0.43}\text{Mg}_{0.22}\text{Mn}_{0.13}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2.2\text{H}_2\text{O}$. В рудах Новоселовского м-ния месселит является диагенетическим минералом, конкреции которого были разрушены и переотложены в процессе перемыва периферийных участков рудной залежи.

Метавивинанит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ – вперше в Україні метавивинанит обнаружен в Керченских железных рудах [25] по данным рентгеновского изучения образцов частично окисленного вивинанита (так называемого «керченита») из железных руд Камыш-Бурунского м-ния на образцах из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (сборы Д.В. Абрамова). В керченских железных рудах минерал наблюдается в виде кристаллических корок и сталактитоподобных образований размером до 5.0 см в больших линзообразных пустотах в табачных рудах. Наиболее часто он образует радиально-лучистые агрегаты или только их центральные зоны, в которых периферическая часть сложена вивинанитом. В отличие от бутыльно-зеленого вивинанита, метавивинанит имеет цвет от светло-синего до темно-синего, часто с зеленоватым оттенком [25,38]. Наибольшим морфологическим разнообразием выделялся метавивинанит Эльтиген-Ортельского месторождения. Замечательная подборка образцов метавивинанита хранится в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН.

Морденит $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{K})_4[\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$ - вперше в Україні (третья находка в дореволюционной России) минерал был обнаружен в Крыму в 1905 г. П.А. Двойченко в ущелье Гяур-Бах на Карадаге в ассоциации с халцедоном в газовых пустотах в вулканогенных

породах в виде пушистых агрегатов, состоящих из тончайших игольчатых кристаллов размером до 2.0 см и в виде прожилка толщиной до 5.0 см, состоящего из радиально-лучистых агрегатов [2]. Морденит на Карадаге обычно образует игольчатые или волосовидные кристаллы белого и бледно-розового цвета, собранные в ватоподобные агрегаты внутри халцедоновых жеод. Более редки халцедон-морденитовые прожилки и сферолиты морденита на кристаллах анальцима. Химический состав (%): SiO_2 -71.02; Al_2O_3 -11.86; Fe_2O_3 -следи; CaO -5.25; MgO -0.55; Na_2O -1.41; K_2O -2.08; H_2O^- -3.75; H_2O^+ -4.77; сумма-100.69 [19]. Эмпирическая формула $(\text{Na}_{0.39}\text{K}_{0.37}\text{Ca}_{0.78}\text{Mg}_{0.11})[\text{Al}_{1.96}\text{Si}_{9.90}\text{O}_{24}] \cdot 3.96\text{H}_2\text{O}$.

Паратакамит $\text{Cu}^{2+}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ – обнаружен в Северо-Западном Присивашье [21]. Паратакамит преобладает в составе темно-зеленых порошковатых или плотных тонких корочек, образующих псевдоморфозы по медьсодержащим металлическим предметам и патронным гильзам, лежащим по берегам Северо-Западного Сиваша непосредственно у уреза воды.

Периклаз MgO - обнаружен в плагиогранит-порфирах, тоналит-порфирах и кварцевых плагиогранит-порфирах массивов Кастель и Шарха, в лейкодиобазах и диабазах массивов Кастель и Чамны-Бурун в составе желто-бурых или коричневатых-желтых зернистых полиминеральных агрегатов, состоящих из периклаза (преобладает), мелилита, мервинита, шпинели и форстерита [36]. В плагиогранит-порфирах массива Сераус обнаружены псевдоморфозы минералов группы серпентина по мелким октаэдрическим кристаллам периклаза.

Химический состав периклаза (мас.%): SiO_2 -0.057; Al_2O_3 -0.267; Cr_2O_3 -0.007; FeO сум.-1.323; MnO -0.019; MgO -84.154; CaO -0.045; Na_2O -0.019; ZnO -0.051; NiO -0.036; сумма-85.977.

Генезис периклаза объясняется либо результатом контаминации магмой карбонатного материала (вероятно, кальцит-доломитовые жилы, секущие флиш таврической серии), либо результатом высоких температур и низких давлений кристаллизации пород малых интрузий, высокой железистости фемических минералов, высокой степени восстановленности магмы.

Серпиерит $\text{Ca}(\text{Cu}^{2+}, \text{Zn})_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - обнаружен в Петропавловском щебеночном карьере (окрест. с. Петропавловка, южнее г. Симферополь), в дислоцированных черных аргиллитах верхнего триаса [21]. В аргиллитах наблюдаются тонкие прожилки кальцита с

редкой сульфидной вкрапленностью. В зоне окисления сульфидно-карбонатных жил развиты корочки мелкокристаллического брошантита, который по краям замещается ярко-голубым серпиритом в виде слюдоподобных кристаллов размером до 0.2 см.

Сидеронатрит $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - найден в составе полиминеральных корок на поверхности окисленных сульфидных конкреций в темно-серых аргиллитах с обильным углефицированным детритом, образующих прослои в мощной толще кварцитовидных песчаников верхней юры и обнажающихся в морских береговых обрывах мыса Чобан-Кале в Восточном Крыму [21]. Плотные или рыхлые корочки бледно-желтого цвета состоят из спутанно-игольчатых агрегатов сидеронатрита (преобладает), мелкозернистого гипса и полуокисленного пирита.

Старкиит $\text{MgSO}_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ - обнаружен в районе мыса Феолент (Юго-Западный Крым) в составе сезонных полиминеральных (гексагидрит преобладает) порошковатых налетов на поверхности более ранних полиминеральных (пиккерингит преобладает, гипс, кварц и др.) кораллитовых корках [3]. Старкиит считается продуктом дегидратации гексагидрита – основного компонента порошковатых налетов на пиккерингите.

Эрионит-К $\text{K}_4\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72})\cdot 32\text{H}_2\text{O}$ – впервые был найден В.И. Степановым (образец №3042, коллекция Степанова В.И., Минералогический музей им.А.Е. Ферсмана РАН). Детально изучен и описан позднее [20]. Эрионит-К обнаружен в вулканических породах хребтов Карагач и Магнитный на Карадаге в виде расщепленных кристаллов, радиально-лучистых и полусферических агрегатов до 2.0 см в поперечнике салатно-зеленого, темно-зеленого цвета на плоскостях отдельности пород, в тончайших прожилках, пустотах, на поверхности халцедоновых миндалинов в ассоциации с халцедоном, опалом, стильбитом, селадонитом, кальцитом, шабазитом. Химический состав: SiO_2 -58.00; Al_2O_3 -14.72; Fe_2O_3 -1.20; MgO -0.99; CaO -2.50; NaO -2.18; K_2O -3.68; H_2O -16.73; сумма-100,00. Эмпирическая формула: $(\text{K}_{2.23}\text{Na}_{2.00})_{4.23}(\text{Ca}_{1.27}\text{Mg}_{0.70})_{1.97}[(\text{Al}_{8.22}\text{Fe}^{3+}_{0.43})_{8.65}\text{Si}_{27.47}\text{O}_{72}]\cdot 25.75\text{H}_2\text{O}$.

5. Минеральные образования, имеющие крымскую топонимику в своем названии.

Ряд минеральных образований в Крыму были описаны как самостоятельные минералы или разновидности минералов, и они имеют крымскую топонимику. Последнее позволяет нам внести их в категорию «замечательных

минералов», многие из них, в первую очередь – алуштит, имеют сложную и запутанную историю идентификации. Природа некоторых из таких минералов осталась не выясненной и поныне. Минеральные образования с крымской топонимикой имеют также и историко-минералогический интерес.

«Алуштит» – смешаннослойный минерал, упорядоченный 1:1 ди-триоктаэдрический хлорит-сметит – типичный крымский минерал, дискредитированный без достаточных оснований и несправедливо забытый [5]. Впервые алуштит был обнаружен П.А. Двойченко в окрестностях пос. Солнечногорское, бывшее Куру-Узень [2]. Много позже С.П. Попов приводит результаты первых химических анализов алуштита, считая его самостоятельным минералом, близким диккиту [16].

Н.В. Логвиненко и В.А. Франк-Каменецкий [10] считают алуштит механической смесью диккита и гидрослюд, основываясь на ошибочной интерпретации рентгенограмм [5] – в частности, аналитический для смешаннослойных хлорит-сметитов рефлекс $d_{002} = 14,0 \text{ \AA}$ они принимают за линию термически измененного диккита.

Г.А. Булкин [1], проводивший детальное минералогическое исследование алуштита из р-на с. Приветное, указывает, что главной составной частью алуштита является не диккит, а, как он ошибочно считал, каолиновый минерал, близкий к диккиту, но со всей очевидностью отличный от него [5].

Детальные кристаллохимические исследования [6] сделаны на мономинеральном материале из окрест. с. Приветное (обр. № 13545, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН). Основным минералом здесь является диоктаэдрический смешаннослойный хлорит-монтмориллонит и, по автору, именно его следует назвать алуштитом. Позднее [7] было дано более подробное описание исследованного образца и уточнена структура слагающего его индивидуализированного(!) смешаннослойного минерала. Предложено сохранить за ним название алуштит, учитывая и тот факт, что данный образец передан был в музей как «алуштит» еще в 1918 г.

Однако, в новой статье [23] авторы переопределяют обнаруженную ими в образцах из с. Приветное смешаннослойную фазу как диоктаэдрический хлорит-монтмориллонит и предлагают для него название «тосудит». Конец более чем 15-летней дискуссии положила статья [24], в которой было рекомендовано называть смешаннослойную фазу хлорит-монтмориллонит

тосудитом, а содержащую его смесь диккита и гидрослюда – алушитом.

П.М. Карташов детально изучил практически мономинеральный (! - вторая находка в Крыму) алушит, обнаруженный им в районе пос. Научный Бахчисарайского района [5]. Установлено, что исследованный алушит представляет собой упорядоченный смешаннослойный ди-триоктаэдрический хлорит-бейделлит. Впервые для крымских образцов определено содержание лития (0,62 – 0,66% Li_2O). В мономинеральном алушите из Солнечногорского (обр. № 13545, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана) также обнаружено 0,45% Li_2O [5]. С учетом полученных автором структурных данных формула алушита из Научного приобретает вид: $(\text{Ca}_{0.20}\text{Mg}_{0.04}\text{K}_{0.04}\text{Na}_{0.02})_{0.30}(\text{Al}_{5.26}\text{Mg}_{0.67}\text{Li}_{0.43}\text{Fe}^{2+}_{0.38}\text{Fe}^{3+}_{0.13})_{6.78}[\text{Si}_{6.76}\text{Al}_{1.24}\text{O}_{20}](\text{OH})_{10}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ [5].

По мнению П.М. Карташова, учитывая наличие как минимум двух находок мономинерального алушита, одна из которых является приоритетной, название «тосудит» следовало бы дискредитировать как вторичное и недостаточно обоснованное, заменив его первоначальным названием «алушит». Однако, учитывая, что за прошедшие годы тосудит прочно вошел в номенклатуру глинистых минералов, было предложено называть алушитами ди-триоктаэдрические магнезиально-литиевые члены группы диоктаэдрических смешаннослойных хлорит-сметитов, саму же группу – группой алушита [5], что не нашло пока реализации в решениях Международной минералогической ассоциации.

«Босфорит» - впервые в Крыму «босфорит» найден и описан без названия как самостоятельный минеральный вид, который развивается за счет «бета-керченита» в зоне окисления киммерийских железных руд береговых обрывов Яныш-Такильского месторождения на Керченском полуострове [14,15]. Название «босфорит» предложил П. Двойченко [2]. Босфорит представляет собой коллоидно-дисперсное рентгеноаморфное минеральное образование зоны окисления железных руд Керченского бассейна. Он образует ярко-желтые порошковатые агрегаты в виде тонких прослоев в железных рудах и железистых глинах, псевдоморфозы по «керченитам», фито- и зооморфозы, тонкие пленки в полостях раковин моллюсков.

Босфорит считался аналогичным сантабарбариту («оксикерчениту»), очень близким или даже идентичным тинтикиту или берауниту, близким пициту. В настоящее время

установлено, что босфорит представляет собой псевдоморфозу сантабарбарита по скрытокристаллическому вивианиту [38].

«Камышбурунит» - недостаточно изученное минеральное образование. Он описан как новый минерал в окисленных железных рудах Камыш-Бурунского м-ния на Керченском п-ове М.И. Кантором в 1948 г. [11]. Название дано в честь места находки - Камыш-Бурунского месторождения железных руд. «Камышбурунит» образует плотные или землистые светло-бурые желвачки (их состав $2\text{RO}\cdot 4\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5\cdot 21\text{H}_2\text{O}$) и развивается по анапиту, вивианиту [11] или митридатиту [37]. На дебаграммах «камышбурунита» наблюдаются несколько линий, совпадающих с линиями митридатита [37].

«Керчениты» (в честь Керченского полуострова, в железорудных месторождениях которого минералы и были описаны) - продукты окисления вивианита, в предположении С.П. Попова [14,15] - серия последовательных индивидуальных минералов, обладающих определенными физическими свойствами и химическим составом.

Исходя из предположения, что каждый новый атом кислорода производит окисление FeO в Fe_2O_3 , намечается следующий теоретический ряд (оставляя в стороне воду): $9\text{RO}\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 = \text{R}^{2+}_6\text{P}_6\text{O}_{24}$ – вивианит; $7\text{RO}\cdot \text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 = \text{R}^{2+}_7\text{Fe}_2\text{P}_6\text{O}_{25}$ – γ -керченит; $5\text{RO}\cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 = \text{R}^{2+}_5\text{Fe}_4\text{P}_6\text{O}_{26}$ – β -керченит; $3\text{RO}\cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 = \text{R}^{2+}_3\text{Fe}_6\text{P}_6\text{O}_{27}$ – α -керченит; $\text{RO}\cdot 4\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 = \text{R}^{2+}\text{Fe}_8\text{P}_6\text{O}_{28}$ – оксикерченит.

В этих формулах R и R^{2+} - двухвалентные катионы (Fe, Mg, Mn, Ca). С.П. Попов обозначал α -, β - и γ -керченитами естественные фосфаты соответственно со степенью окисления 25, 50 и 75%. Наиболее окисленным является оксикерченит – 100%. Образцы α -, β - и оксикерченитов были охарактеризованы С.П. Поповым, позднее Ф.В. Чухров открыл второй член этой гипотетической серии - γ -керченит. С этого времени были попытки отличать различные разновидности керченитов по прозрачности и цвету: γ -керченит – прозрачный; β -керченит - менее прозрачный, темно-голубой, темно-зеленый; α -керченит - непрозрачный до полупрозрачного, темный до черного, от темно-синего до темно-зеленого тонов.

Последующее изучение [25,28] не подтвердило гипотезы С.П. Попова. Оказалось, что все «керчениты» являются взаимопрорастанием вивианита (и/или метавивианита) и сантабарбарита (оксикерченита С.П. Попова). Сантабарбарит

растет вдоль плоскости спайности отдельных кристаллов вивианита; при дальнейшем окислении, сантабарбарайтовых слоев становится все больше, вплоть до полного замещения им вивианита. Также, по вивианиту, совместно с сантабарбарайтом развивается и бобьерит, который устанавливается по слабому, но - характерному рефлексу $6,96\text{\AA}$ на рентгенограммах образцов частично окисленного вивианита.

Таким образом, первоначальная идея существования «керченитов» как самостоятельных минералов не находит подтверждения, и термин «керченит» (= тонкая полиминеральная смесь разного состава) как самостоятельное имя нужно исключить из минералогической литературы. Однако, особенно в популярной литературе, до сих пор в разной степени окисленный вивианит железорудных месторождений Керченского полуострова называется керченитом.

«Крымскит» (в честь находки на Крымском полуострове) и «курцыт» (в честь с. Курцы, ныне – с. Украинка, в окрестностях которого и был найден минерал) - эти названия появились в результате исследования уэльситов из Северной Курцовой каменоломни в окрестностях с. Украинка (бывшее Курцы) [32]. Было предложено или выделять все курцовские уэльситы в новый минеральный вид – «курцыт», или выделить структурные разновидности уэльсита: «крымскит» = двойники типа морвенита, и «крымскит» = двойники типа Марбург. Оба названия имеют теперь лишь историко-минералогический интерес.

«Новоселковит» (в честь Новоселовского месторождения на Керченском полуострове, где и был найден минерал) - название было предложено В.А. Супрычевым для недостаточно изученного фосфата, описанного как «фосфат, Fe, Mg и Ca» [34]. Минерал обнаружен в галечниково-псевдооолитовых железных рудах Новоселовского м-ния (Керченский п-ов) в виде звездчатых сростков лучистых кристаллов белого цвета, визуально похожих на барит. Химический состав (в вес. %): Fe_2O_3 -20.79; MnO -0.01; MgO -8.84; CaO -13.38; P_2O_5 -35.09; H_2O^+ -21.11; сумма-99.22. Насколько нам известно, процедуру утверждения в качестве нового минерала в рамках Комиссии по новым минералам и названия минералов Всероссийского минералогического общества «новоселковит» не проходил. Самостоятельность его как минерального вида до сих пор не ясна.

Сантабарбарайт – эта некристаллическая минеральная фаза с идеальной формулой $\text{Fe}^{3+}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ под названием «оксикерченит» давно известна в зоне окисления Керченского железорудного бассейна [14,15]. В 2003 г. аморфный фосфат Fe^{3+} с рудника Santa-Barbara (Castelnuovo dei Sabbioni, Caviglia, Arezzo, Tuscany, Italy) одобрен КНМ ММА в качестве самостоятельного минерального вида под именем сантабарбарайт и он практически идентичен оксикерчениту. Типичная эмпирическая формула керченского сантабарбарайта (оксикерченита), нормализованная по $(\text{PO}_4)_2$: $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{0.46} \text{Fe}^{3+}_{2.67} (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_{2.93} \cdot 5.5\text{H}_2\text{O}$ [28].

В Керченском железорудном бассейне сантабарбарайт известен только в окисленных рудах, где он всегда псевдоморфно развивается по вивианиту, полностью унаследова форму его кристаллов и агрегатов, и сопровождаясь гидроокислами железа и марганца, митридатитом, гипсом. Лучшие в мире образцы сантабарбарайта были собраны в конце 1980-х годов при разработке карьером «А» руд Камыш-Бурунского месторождения [38]. Они представлены псевдоморфозами по друзам 6-сантиметровых расщепленных кристаллов вивианита. В других местонахождениях (Эльтиген-Ортельское и др.) внутри ископаемых раковин моллюсков или линзовидных пустот можно найти хорошо ограненные кристаллы прозрачного и бесцветного гипса с включением в виде «ёжиков» шоколадно-коричневых кристаллов сантабарбарайта в ассоциации с митридатитом. В больших (до 20 см размером) пустотах внутри агрегатов гётита, который замещает сидерит, прекрасные «ежи» сантабарбарайта диаметром до 1,5 см состоят из тонких, полупрозрачных уплощенных призм. Замечательная подборка керченского сантабарбарайта представлена в экспозиции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН и в ряде частных коллекций крымских любителей камня.

Конечно, в рамках статьи невозможно даже кратко описать большинство замечательных минералов Крыма. Это уникальные для Крыма 10-сантиметровые кристаллы кварца и дымчатого кварца карьера «Лозовое»; крупнейшие в Крыму конкреции барита размером до 30.0 у с. Тополёвка; крупнейшие в Крыму 40-сантиметровые кристаллы кальцита мыса Алчак и с. Весёлое; уникальные ансамбли редких силикатов – волокнистого амфибола ряда актинолит-тремолит, гидроксипофиллита, окенита, пренита, гиролита,

ферростильномелана, пумпелліта-(Fe²⁺), джулголдита і других мінералів Первомайського кар'єра, не мають аналогів в Україні; макроскопічне (!-рідкість в Криму) самородне золото в хризоколлі г. Хыр, гальках кварца із альбських конгломератів Псилерахського кар'єра у Балаклави і битакських конгломератів Симферопольського водохранилища; унікальний залізистий апатит Аю-Дага і багато, багато інші.

Роботи по збору систематическої колекції мінералів Криму можуть принести ще багато сюрпризів любителям мінералогії. Актуальні слова П.А. Двойченко [2]: «...нельзя сомневаться, что дальнейшие исследования в области минералогии Крыма, пополнят в значительной степени число известных минералов и их местонахождений».

1. Булкин Г.А. Об алуштите Крыма // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1961. – серия II. – ч. 90. – №6. – С. 740-747.
2. Двойченко П.А. Минералы Крыма // Записки Крымского Общества Естествоиспытателей. – Симферополь, 1914. – т.4. – 208 с.
3. Зинченко О.В., Андреев А.В., Савенок С.П., Науменко Е.В. К минералогии сезонных сульфатов мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Записки Украинского минералогического общества. – 2008. – т. 5. – С. 75-83 (на укр.).
4. Карпенко В.Ю., Игнатенко К.И. Бабингтонит из Первомайского карьера в Крыму // Новые данные о минералах. – 1991. – №37. – С. 158-163.
5. Карташов П.М. О Li-содержащем алуштите из Крыма и его положении в группе тосудита // Новые данные о минералах. – 1989. – №36. – С. 67-83.
6. Королёв Ю.М. Результаты изучения аллевардита и алуштиты с применением дифрактометрического метода и некоторые соображения о систематике слоистых силикатов // Бюллетень IV Пленума по изучению глин. – М., 1963. – С. 85 – 97.
7. Королёв Ю.М. О структуре крымского алуштиты // Доклады АН СССР. – 1965. – т.65. – №5. – С. 1160-1163.
8. Кропачева С.К. О находке базальминита на Керченском полуострове // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1969. – 2-я серия. – ч. 98. – №2. – С. 220-222.
9. Кропачева С.К., Макаров Н.Н. Первая находка меланофлогита в СССР // Доклады АН СССР. – 1975. – т.224. – №4. – С. 905-908.
10. Логвиненко Н.В., Франк-Каменецкий В.А. О так называемом алуштите // Доклады АН СССР. – 1955. – т. 105. – №3. – С. 554 – 557.
11. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна / Ю.Ю. Юрк, Е.Ф. Шнюков, Ю.С. Лебедев, О.Н. Кириченко. – Симферополь: Крымиздат, 1960. – 450 с.

12. Нестеровский В.А., Деяк М.А. Сезонные минералы Булганакского и Тарханского грязевых вулканов на Керченском полуострове // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2008. – № 3. – С. 76-83 (на укр.).
13. Попов С.П. Геологические исследования на Карадаге, Аю-Даге и Чатырдаге. Годичный отчет МОИП за 1898 – 1899 гг. // Bull. Soc. Imper. des Natur. de Moscou. – 1898. – № 2-3. – Р. 114.
14. Попов С.П. Кристаллические фосфаты с берегов Керченского пролива // Изв. АН. – СПб., 1907. – серия 6. – №5. – С. 125-140.
15. Попов С.П. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов // Труды Геологического музея им. Петра Великого Имп. АН, 1910. – СПб., 1911. – т.4. – вып.7. – С. 99-198.
16. Попов С.П. Новые данные об алуштите // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1950, вторая серия. – ч. 79. – вып.4. – С. 298-300.
17. Попов С.П. Минералогия Крыма. – М.Л.: изд. АН СССР, 1938. – 352 с.
18. Сребродольский Б.И. Тинкалконит из грязевых сопков Керченского полу острова // Доклады АН СССР. 1970. – т. 193. – С. 690-691.
19. Супрычев В.А. Морденит из эффузивных пород Карадага (Восточный Крым) // Доклады АН СССР. Сер. Б. – 1968. – №2. – С. 125-128 (на укр.).
20. Супрычев В.А., Прохоров И.Г. Эрионит из кератофировых вулканитов Карадагского заповедника в Крыму // Минералогический сборник Львовского университета. – 1968. – №40. – вып.1. – С. 85-88.
21. Тищенко А.И. Минералы Крыма – первые находки в Украине // Минералогия: история, теория и практика: тезисы докладов Международной научной конференции, посвященной 140-летию кафедры минералогии Львовского национального университета имени Ивана Франка – Львов: ЛьвовНУ, 2004. – С. 67 – 68. (на укр. яз.)
22. Ферсман А.Е. Материалы к исследованию цеолитов России. 2. Уэллсит из окрестностей Симферополя и его парагенезис // Труды Геологического музея им. Петра Великого Императорской АН. – 1909. – СПб., 1910. – т.3. – вып. 5. – С. 129-183.
23. Франк-Каменецкий В.А., Логвиненко Н.В., Дриц В.А. Диоктаэдрический смешаннослойный глинистый минерал – тосудит // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1963. – вып. 5. – С. 560 – 565.
24. Франк-Каменецкий В.А., Логвиненко Н.А., Дриц В.А. О тосудите и алуштите // Минералогический сборник Львовского университета. – 1968. – № 22. – вып.1. – С. 70 – 74.
25. Чуканов Н.В. Вивианит, керченит... // Журнал «К». – вып. 0. – 1993. – С. 8-10.
26. Чухров Ф.В., Генкин А.Д., Соболева С.В., Басова Г.В. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова // Литология и полезные ископаемые. – 1965. – № 2. – С. 60-69.
27. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Березовская В.В., Сивцов А.В. Новые данные по минералогии

Керченских руд // Известия АН СССР, серия геол. – 1987. - № 4. – С. 60-77.

28. Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. Новые данные о керченитах // Вопросы геохимии и минералогии. – Известия АН СССР, 1956. – С. 158-175.

29. Чухров Ф.В., Молева В.А., Ермилова Л.П. Новые данные о митридатите // Известия АН СССР, серия геол. – 1958. - № 8. – С. 16-26.

30. Шкабара М.Н., Штурм Е.А. Датолит из вулканической группы Карадаг в Крыму // Доклады АН СССР. – 1939, нов. серия. – т. 24. - № 2. – С. 165-169.

31. Шкабара М.Н. Новые данные по цеолитам Крыма // Труды ИГН АН СССР. – 1940. – вып. 31, минералого-геохимическая серия. - № 6. – С. 63-64.

32. Шкабара М.Н. Минералогия крымских и некоторых кавказских месторождений цеолитов. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Харьков, 1951. – 474 с.

33. Шнюков Е.Ф. Редкий минерал энтеролит в Керченских рудах // Доклады АН СССР. – 1965. - № 1. – С. 104-106 (на укр.).

34. Шнюков Е.Ф., Литвин А.Л. Новый фосфат из Керченских руд // Научно-техническая конференция

по геологии и генезису киммерийских железных руд Азово-Черноморской провинции. Тезисы докладов – К.: «Наукова думка», 1964. – С. 77.

35. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского полуострова. – Симферополь, 1964. – 126 с.

36. Шнюкова Е.Е., Козак С.А. Периклаз из Горного Крыма // Минералогический журнал – 1992. – т. 14. - № 1. – С. 83-84.

37. Яговдик В.В. К минералогии фосфатов осадочных железорудных месторождений киммерийского яруса. Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Днепропетровск, 1953.

38. Chukanov Nikita V. Minerals of the Kerch iron-ore basin in Eastern Crimea // Mineralogical Almanac. – 2005. – vol. 8. – p. 1-109.

Summary: The article briefly describes: 1) the minerals discovered in the Crimea; 2) Crimean minerals - the second discovery in the world; 3) Crimean minerals - the first findings in pre-revolutionary Russia and the former Soviet Union; 4) Crimean minerals - the first findings in Ukraine; 5) minerals have Crimean place names in its title

MICROGEOCHEMICAL COMPOSITION OF ZIRCONS FROM METAMORPHIC COMPLEXES IN THE URALS

Pystina Yu.I., Pystin A.M.

Institute of Geology, Komi Science Centre, Russia

Introduction

The evolutionary history of the Uralian polymetamorphic complexes and the question on their tectonic position are still disputable. There are two alternative viewpoints on the subject [8]. According to the first one, high-temperature complexes are orthometamorphic structures formed synchronously with the Paleozoic fold system development [3]. Nowadays, most of the Uralian geologists accept another hypothesis, according to which gneiss complexes are mainly blocks of the Preriphean platform basement [4, 6, 8, 9, 10, 11, 12].

Investigation of zircon, the most sensitive indicator of endogenic processes, can clarify the evolutionary history of the complexes. High physical-chemical stability of zircon in response to outer factors and its wide occurrence in metamorphic rocks make this mineral a very informative one.

Five morphologic types of zircon from rocks of the polymetamorphic complexes (Kharbey, Nyartin, and Alexandrov) of the West Tectonic Zone in the Urals as well as of the Ilmenogor complex of the East Tectonic Zone have been established (Fig. 1).

Zircon morphology. Type 1 includes allothigenic colourless to dark-pink zircons. Grains are round, 0.3-0.5 mm in size, and the index of elongation 1.0-1.2. Uniform roundness of their surface, completely or partly smoothed edges (Fig. 2, 1-3) suggest a detrital origin of the mineral. At magnification of 200-400 times, chips and open interstices are visible (Fig. 2, 2), some grains have crusts and excrescences which may have been formed in the metamorphic processes having affected the host rocks. The inner structure of detrital zircons is usually homogeneous, with zoning observed only in some crystals.

Type 2 mainly includes sphere-like zircons of a distinct crystallographic habit, dark-pink or light-yellow in colour, subidiomorphic crystals of dipyrindal-prismatic habit caused by the growth of faces (100), (110), ditetragonal dipyrindal (311) or dipyrindal (311) (Fig. 2, 4-6). Their size is 0.07-0.25 mm, the index of elongation of dipyrindal-prismatic crystals 1.3-2.1. Faces are smooth and shiny, zoning is rarely observed. Many crystals contain round «cores» of more ancient zircon (Fig. 2, 6), sometimes they are intergrowths of several cores. The newly formed rim is characterized by few

inclusions. It can be rather thick, especially near the crystal vertexes. Isometric (spheroidal) zircons have numerous small faces easily observed at magnification of 200-300 times, occasionally visible under the binocular microscope. The faces are smooth and shiny. The inner structure is comparatively homogeneous, however, crystals with more ancient cores (as a rule, of a spheroidal shape) occur. The presence of the spheroidal cores indicates a primary sedimentary genesis of substrate, because the zircon – «carrier» of the core – can not be regarded as a rounded one: its roundness is not a consequence of mechanical abrasion but results from growth «under high PT-conditions of the granulite facies metamorphism, when a polygonal habit of different minerals, including zircon, acting as a crystal seed, is unstable due to the influence of inequilibrium mechanical and temperature tensions. Both the newly grown and relict zircons have to grow so as to minimize the length of their boundaries and to take the equiponderous isometric shape» [5, p. 49-50].

Type 3 is represented by colourless or pale irregularly-shaped zircons (Fig. 2, 7-10). At magnification it is visible that these crystals are intergrowths of two individuals. Grain sizes are 0.10-0.25 mm, faces smooth and shiny. The inner structure is characterized by the presence of cores formed by more ancient zircons (Fig. 2, 7-9). Solid and fluid inclusions distributed chaotically are observed.

Type 4 is characterized by transparent and light-coloured prismatic zircons. Their habit is idiomorphic or subidiomorphic. Faces (100), (110), (112), (113) are developed. Dipyrindal (331) or another sharp one is present. The round habit of the crystal head is stipulated by the combination of the small sharp dipyrindal and a distinct blunt one. The faces of a prism predominate in terms of the area. The zircon sizes are 0.01-0.25 mm, the index of elongation 1.0-4.8. Observation under the binocular microscope reveals the smooth and shiny surface, however, isometric depressions, grooves, and ledges are visible at magnification of 200-600 times (Fig. 2, 11-14). The inner structure of the grains is characterized by multizoning, readily visible in cathodoluminescence. Relative position of zones can be symmetric or asymmetric (Fig. 2, 12-14). The central zones are commonly darker, looking like

«pseudocores» (Fig. 2, 12). However, true cores formed by more ancient zircons also occur. As a rule, they are of a spheroidal shape, which may indicate that the hosting gneisses belong to paragneisses. Inclusions are commonly solid or fluid, many crystals contain hollows coming onto the surface. The shape of the inclusions are variable: needle-like and isometric formations, thin tubes and channels, all chaotically scattered. In some crystals, the inclusions are confined to zone boundaries and small cracks.

Type 5 includes opaque and translucent brownish crystals. Their habit is the result of combination of prism (110) and dipyrmaid (111). The grains are 0.13-0.25 mm in size, the index of elongation 1.5-3.0. The proportion of relative areas of the prism and dipyrmaid is 1-2. The faces are smooth and shiny; microrelief, characteristic of metasomatic growth, is observable at magnification of 100-400 times: meanderledges, smoothed edges, layered microsculptures, and excrescences (Fig. 2, 15-17). The inner structure is non-uniform, zoned, some zones are darkened, cracks are developed. The zoning is well-pronounced in cathodoluminescence. Inclusions are solid and fluid, observed as thin tubes, needle-like and isometric features.

Every gneiss-granulite complex investigated is characterized by several morphologic types of zircon.

Four types of zircon have been found in gneisses of the Nyartín complex: Type 1 – allothigenic (rounded) zircons, Type 2 – authigenic spheroidal («granulitic») zircons, Type 4 – long-prismatic («amphibolitic») zircons, and Type 5 – short-prismatic opaque (metasomatic) zircons. Plagiogneisses of the Kharbey complex contain Type 2 – authigenic spheroidal zircons, Type 3 – irregularly-shaped zircons, Type 4 – long-prismatic zircons, and Type 5 – short-prismatic zircons. There are allothigenic zircons of Type 1, authigenic spheroidal zircons of Type 2, long-prismatic zircons of Type 4, and short-prismatic opaque ones of Type 5 in plagiogneisses of the Alexandrov complex. Plagiogneisses of the Ilmenogor complex are represented by allothigenic zircons of Type 1, authigenic spheroidal zircons of Type 2, irregularly-shaped zircons of Type 3, and long-prismatic zircons of Type 4. Thus, in every complex there are four out of the five established morphologic types of zircon, with authigenic spheroidal zircons of Type 2 and long-prismatic ones of Type 4 being characteristic of all the four complexes. The presence of several morphologic types of zircon, each connected with a different metamorphic event, points to polymetamorphic nature of these gneiss-migmatite complexes.

Taking into account that zircons of Type 2 are most characteristic of rocks which underwent the granulite facies metamorphism [5], it is possible to conclude that granulite metamorphism has manifested itself in all the gneiss-migmatite complexes described above.

Plagiogneisses of the Kharbey and Ilmenogor complexes differ from gneisses of the Nyartín and plagiogneisses of the Alexandrov complexes by the presence of irregularly-shaped zircons (Type 3) in the former two. Today it is impossible to connect formation of zircons of Type 3 with a certain metamorphic stage, nevertheless, taking into account, that their ages are close to these of zircons of the «granulitic» and «amphibolitic» types, a high-temperature origin of the mineral is suggested.

Long-prismatic zircons (Type 4) are found in the rocks, which underwent the amphibolite facies metamorphism [5], and can be an indication of the amphibolite facies conditions in all the investigated gneiss-migmatite complexes.

Short-prismatic opaque or translucent zircons (Type 5) found in rocks of the Nyartín, Kharbey, and Alexandrov complexes are connected with processes of mid- and low-temperature retrograde metamorphism. As it will be shown below, these processes could occur at different time intervals in different complexes.

Allothigenic zircons (Type 10) have been found in the Nyartín, Alexandrov, and Ilmenogor complexes. This fact and cores of more ancient spheroidal zircon in some «granulitic» grains point to a primary sedimentary origin of gneisses and plagiogneisses of the three complexes.

Microgeochemical composition.

Microgeochemical composition of zircons was studied with a Link energy-dispersion spectrometer JSM-6410 with ISIS-300 software (accelerating voltage 20 KV, current 1 nA) U, Pb, Th were measured by analytic lines $Ma_{\alpha 1}$.

Quantification of elements was done by comparison of line intensities of the investigated samples and metal standards: Zr-Zr, Fe-Fe, Hf-Hf, Pb-PbTe, Th- ThO₂, U-U. Background and error correction were included in the software.

For the microprobe investigation, the zircons were pressed into epoxy resin, then the samples were polished with diamond paste.

In spite of low contents of elements (even down to 0.0n %), U, Hf, Th, Pb, and Fe have been established to be present in the zircon structure. Moreover, a certain regularity in the distribution of a number of elements among both different morphologic types of zircon and zircons from different gneiss-migmatite complexes has been recognized. It should be noted that in some cases we

used data with an error bigger than permissible. We considered using of these data reasonable because they fit into the general pattern of element distribution.

Allothigenic zircons (Type 1), as a rule, are characterized by the uniform distribution of the above-mentioned elements in grains. It is rarely that rims are slightly enriched in Hf and cores in U. Such element distribution has been recorded in zircons of the first morphologic type from all the investigated complexes and it is thought to be a result of homogenization of the mineral during the granulite metamorphism. Similar ages of allothigenic zircons and zircons of the «granulitic» type can be explained the same way.

Authigenic (spheroidal) zircons (Type 2) from rocks of the Nyartin, Kharbey, Alexandrov, and Ilmenogor complexes show two types of U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution. The first type is a uniform distribution, characteristic of optically homogeneous zircons. The second one is established in zircons containing more ancient cores. In such crystals antiphase distribution of Hf relative to U is observed: the «core» of the grains is enriched in U and the rim in Hf. It is likely that the zircons with the uniform distribution of elements consist only of the granulitic variety, thus they are represented by one generation of the mineral; the zircons of the 2nd type of the distribution are represented by two generations in one crystal: newly-grown (granulitic) in the rim and relict in the core. Similar zircons were described in granulites of Lapland [5] and in metamorphic rocks of the southern and northern China [2, 7, 13,]. The observed heterogeneity of the core and rim compositions indicates that the core has not undergone complete homogenization during granulite metamorphism and has conserved the «memory» of preceding events.

Irregularly-shaped zircons (Type 3) contained in plagiogneisses of the Kharbey and Ilmenogor complexes are rather similar to each other by U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution. In zircons of both the complexes, antiphase distribution of U in relation to Hf is observed and, as in the above-mentioned cases, the central zones of crystals and rims are slightly enriched in U and Hf, correspondingly.

Long-prismatic zircons (Type 4) have been divided into two groups depending on U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution. The first group is represented by zircons from rocks of the Nyartin and Alexandrov complexes and is characterized by an antiphase distribution of U relative to Hf. Hf enriches the rim zones of crystals, while the central parts of the zircons contain larger amount of U. The second group consists of zircons of the Kharbey and Ilmenogor complexes, containing less amount of Hf

than the zircons of the first group. Besides, the central parts of the second group grains are relatively enriched in Hf and zircons from plagiogneisses of the Selyankin suite (Ilmenogor complex) in U.

Short-prismatic opaque zircons (Type 5) from rocks of the Nyartin, Kharbey, and Alexandrov complexes are distinguished by a uniform distribution of U, Hf, Th, Pb, and Fe, rim zones of the crystals slightly enriched in the above-mentioned elements.

A number of researchers emphasize the importance of the ZrO_2/HfO_2 proportion for understanding the character of evolution of P-T conditions of zircon crystallization [1, 13]. ZrO_2/HfO_2 values decreasing from center to rims point to the mineral crystallization under conditions of falling T and P. This is characteristic of igneous rocks crystallization. During metamorphism the situation can be double: zircon crystallization can occur at the progressive stage (increasing T and P) and at the regressive stage (decreasing T and P, like in the case of igneous rocks crystallization). Analysis of the obtained results has shown that the content of ZrO_2 in all the described gneiss-migmatite complexes is rather stable (Table), while the amount of HfO_2 and, correspondingly, the ZrO_2/HfO_2 proportion in zircons of separate morphologic types as well as in zircons of separate gneiss-migmatite complexes vary within wide limits. Such distribution of ZrO_2/HfO_2 is supposed to be the result, as it has been mentioned above, of the mineral crystallization at different metamorphic stages (progressive and regressive) and, probably, of a polystage character of metamorphic transformations in the gneiss-migmatite complexes. The Table indicates that in spite of the rather varying distribution of the ZrO_2/HfO_2 proportion in zircons, the regressive component (decreasing T and P during crystallization) prevails, this corresponds to the general change of thermodynamic parameters of metamorphism during the evolution of gneiss-migmatite complexes (Fig. 3).

Conclusions

Thus, the investigation of microgeochemical composition of zircons allows for the following conclusions: 1) separate morphologic types of zircons from different gneiss-migmatite complexes are comparable to each other by U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution; 2) as a rule, U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution in authigenic zircons is heterogeneous, indicating changing physical-chemical parameters during crystallization. Distinctions between U and Hf contents in the central and rim parts of «granulitic» zircons (Type 2) point to the fact that even under the conditions of the granulite facies

metamorphism, cores did not undergo complete homogenization; 3) allothigenic zircons (Type 1) are of the uniform distribution of U, Hf, Th, Pb, and Fe, which can be explained by homogenization of the allothigenic zircons that failed to be captured as «seeds» for crystallization of the «granulitic»-type zircons; this conclusion is indirectly supported by similar ages of zircons of Type 1 and Type 2; 4) distribution of the ZrO_2/HfO_2 proportion in zircons suggests the possibility of the mineral crystallization at both progressive and regressive metamorphic stages.

1. Bagdasarov E. A. Indicator significance of the Zr-Hf ratio in zircons // Zircon typomorphism, synthesis, and application. Kiev, 1989. – P. 59-63.

2. Biao S., Nutman P., Jiashan W., Dunyi L., Yusheng W. The geological Evolution of the Archaean at Anshan Area, Ne China //Abstracts IGC 30th, Beijing, China ,1996. //Abstracts IGC 30th, Beijing, China ,1996. P.525.

3. Fishman M. V., Yushkin N. P., Goldin B. A., Kalinin E. P. The main stages of magmatism and metamorphism of the central part of the Subpolar and Polar Urals. Geochemistry, mineralogy, and petrography of the Northern part of the Urals and Timan. – Syktyvkar, 1969. – P. 7-25.

4. Keil'man G. A. Migmatite complexes of mobile belts. – M., 1974. – 200 p.

5. Krasnobayev A. A. Zircon as an indicator of geological processes. – M.: Nauka, 1986. –152 p.

6. Lennykh V. I. The pre-Uralides of the East European platform and Urals' junction zone // Metamorphism and tectonics of the West Ural zones. – Sverdlovsk, 1984. – P. 21–42.

7. Paguette J.L. e.a. Geochronologie et geochemie des eclogites du Leon: nouvelles contraintes sur l'evolution geodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricaïn //Bull. Miner.- 1987.- V.110.- № 6.- P.683-696.

8. Pystin A. M. Polymetamorphic complexes of the West Ural side. – St. Petersburg: Nauka, 1994. – 208 p.

9. Rusin A. I. Preriphean metamorphic complexes of the East Ural side // Preordovician history of the Urals. – Sverdlovsk, 1960. - P. 41-59.

10. Rusin A. I. Basement's blocks of the Russian platform in the zone of its junction with the Urals // Metamorphism and tectonics of the West Ural zones. – Sverdlovsk, 1984. – P. 43–49.

11. Shalaginov V. V. The early Precambrian complexes of the Ural fold belt and their minerageny // Geology and minerageny of mobile belts. – Ekaterinburg: Uralsgeolcom, 1997. – P. 159–173.

12. Tugarinov A.I., Bibikova E.V., Krasnobayev A.A., Makarov V.V. Geochronology of the Uralian Precambrian. Geochemistry. – 1970. – № 4. – P. 501-509.

13. Xuezhao B., Songnian L., Xiaochun G., Huiming L. The minerageny of magmatogenic and metamorphogenic zircons and its application //Abstracts IGC 30th, Beijing, China, 1996. P.464.

Abstract: Terrigenous and metamorphogenic types of zircon have been distinguished. Study of their microgeochemical composition has shown that: 1) separate morphological types of zircon from different metamorphic complexes in the Urals are comparable by U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution; 2) U and Hf distribution in metamorphogenic zircons is normally non-uniform, indicating the variation of physical-chemical conditions at crystallization. Distinctions in U and Hf contents in the core and rims of metamorphogenous zircons suggest that cores have not achieved complete homogenization under metamorphic conditions; 3) terrigenous zircons are characterized by uniform U, Hf, Th, Pb, and Fe distribution, which can be explained by the fact that terrigenous zircons, failed to be trapped as “nuclei” during metamorphogenic zircon crystallization came to be homogenized, that is indirectly confirmed by comparable isotopic ages of both zircon types; 4) according to the variations of the ZrO_2/HfO_2 value in zircons, their crystallization could have occurred during both progressive and regressive metamorphism.

ГЕОЛОГІЧНІ ПАМ'ЯТКИ ТА МУЗЕОЛОГІЯ

УДК 502.64

ОСВОЄННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ПАМ'ЯТОК КРИВОРІЗЬКОГО РАЙОНУ З МЕТОЮ НАУКОВО-ПІЗНАВАЛЬНОЇ ТА ТУРИСТИЧНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Бондар Ю. О., Курило М. М.

Геологічна пам'ятка природи (ГПП) – унікальний або типовий об'єкт (комплекс взаємопов'язаних об'єктів) природного походження, який найбільш повно для даної місцевості відображає певні етапи розвитку земної кори, протікання геологічних процесів та їх результати, являє собою наукову, освітню, культурно-пізнавальну, естетичну цінність, доступний для спостереження й вивчення і охороняється державою.

З огляду на можливість використання надр з метою створення геологічних об'єктів, які мають наукову цінність і освітньо-пізнавальне значення все більше проявляється інтерес до вивчення питань організації й розвитку геологічного туризму.

Геологічний туризм можна визначити як вид туризму, що має на меті наочне спостереження геологічної будови певної структури, протікання геологічних процесів та їх результати, різноманітність мінерального і породного складу

геологічних верств і масивів; дослідження історії розвитку земної кори, збір колекцій мінералів, гірських порід (при умові, якщо дана послуга не завдає шкоди об'єкту), фотографування проявів різноманітних складчастих і розривних геологічних структур тощо.

Метою роботи є комплексна оцінка ГПП Криворізького району і розробка екскурсійного маршруту по визначених об'єктах.

Об'єктами даного дослідження є ГПП Криворізького району, який вважається одним з найбільш перспективних для розвитку даного виду туризму.

Туристичними об'єктами, які включені в маршрут є наступні: гранітоїди села Лозуватки, кварцити села Латівки, амфіболіти с. Рахманово, відслонення скелюватської світи криворізької серії палеопротерозою, скелі МОДРу, Кіровський історико-геологічний заповідник, Карачунівські граніти, балка Північна Червона (рис. 1).

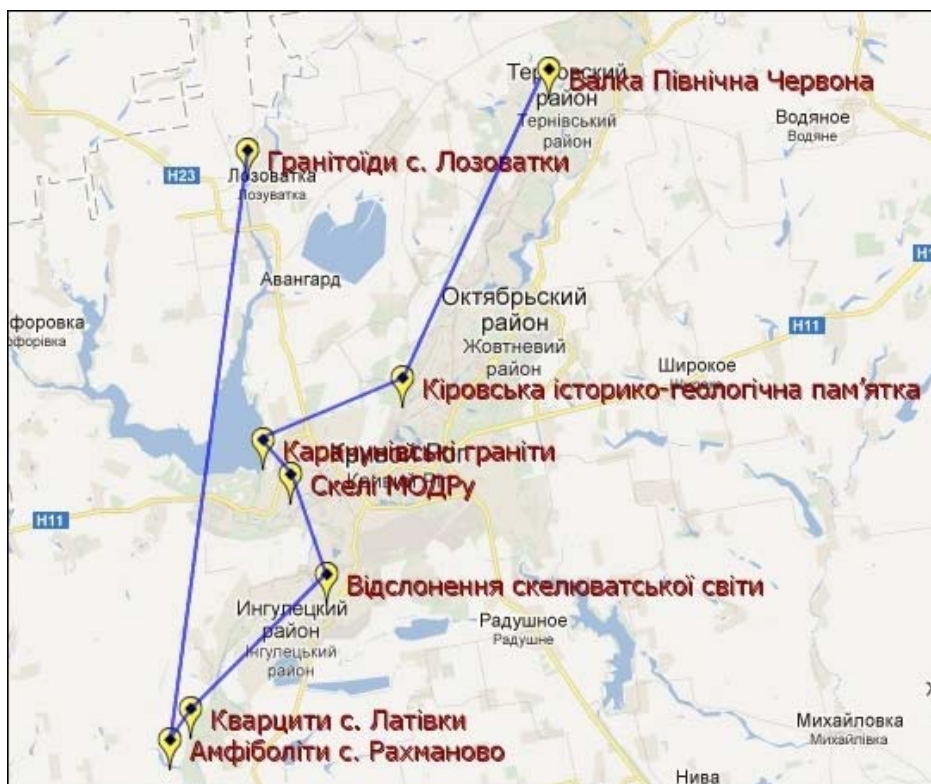


Рис. 1. Схема маршруту екскурсії по пам'яткам Криворізького району

Головною метою геологічної екскурсії є візуальна ілюстрація головних етапів становлення земної кори, починаючи від становлення і кратонізації протокори (пермобільна стадія) з формуванням плагіогранітоїдного комплексу (гранітоїди села Лозуватки), розкриття криворізького проторифта і накопичення вулканогенно-осадового комплексу (кварцити с. Латівки, амфіболіти с. Рахманово), накопичення конгломерат-пісковиково-сланцевого породного комплексу (відслонення скелюватської світи криворізької серії), ультраосновний вулканізм у підводних умовах (Кіровський історико-геологічний заповідник), формування теригенно-хемогенних залізисто-кременистих утворень (Скелі МОДРу, Кіровський історико-геологічний заповідник) до закриття проторифта. А також відвідати ландшафтний заказник балка Північна Червона з унікальним різноманіттям природних ландшафтів та не менш унікальною геологічною будовою. Відповідно до поставленої мети всі геологічні об'єкти розташовані в хронологічному порядку, що надає можливість спостерігати послідовність подій.

Крім обґрунтування доцільності освоєння геологічних пам'яток в якості туристичних об'єктів необхідною складовою комплексної їх оцінки є визначення вартості. В даній роботі пропонується апробація методики, яка базується на підходах, які використовують при визначенні початкової ціни продажу на аукціоні спеціального дозволу на право користування надрами [1, 2]. При цьому головними складовими вартісної оцінки є:

- 1) річний дохід від проведення геологічних екскурсій та маршрутів;
- 2) експлуатаційні витрати та собівартість ;
- 3) розмір податків і платежів, що не входять до експлуатаційних витрат;
- 4) капітальні вкладення в будівництво тимчасових споруд та утримання задовільного екологічного стану об'єктів освоєння;
- 5) строк використання ділянки надр.

Екскурсійний маршрут розрахований на 9 академічних години. Загальна довжина маршруту – 133 км.

Рекомендовані оціночні показники вартісної оцінки геологічних пам'яток природи наведені в таблиці 1.

Таблиця 1. Оціночні показники вартісної оцінки геологічних пам'яток природи

| № п/п | Оціночні показники | Одиниці виміру | Орієнтовні значення показників (в розрахунку на одну екскурсію) |
|-------|---|----------------|---|
| 1. | Паливно-енергетичні витрати | грн | 290,25 |
| 2. | Витрати на оренду автобуса | грн | 399 |
| 3. | Витрати на заробітну плату екскурсовода | грн | 450 |
| 4. | Витрати на заробітну плату прибиральника (робочий день – один раз в неділю) | грн./місяць | 320 |
| 5. | Витрати на рекламу | грн./місяць | 700 |
| 6. | Питомі паливно-енергетичні витрати | грн | 17,07 |
| 7. | Капіталовкладення на будівництво тимчасових споруд, розчистку споруд | грн./рік | 2000 |
| 8. | Собівартість екскурсії | грн | 2159, 25 |
| | теж саме на 1 екскурсанта | грн | 127 |
| 9. | Вартість екскурсії (норма прибутку 30 %) на 1 екскурсанта | грн | 165,1 |
| 10. | Дохід від реалізації | грн | 2806,7 |
| 11. | Прибуток | грн | 647,45 |

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Отже, до найбільш цікавих об'єктів, які включені в екскурсійний маршрут належать гранітоїди с. Лозуватки, кварцити с. Латівки, амфіболіти с. Рахманово, відслонення скелюватської світи криворізької серії, скелі МОДРу, Карачунівські граніти, Кіровський історико-геологічний заповідник, балка Північна Червона. Визначено, що орієнтовний прибуток від реалізації однієї екскурсії становить 647 грн,

що засвідчує достатню прибутковість туристичної діяльності з врахуванням методичних підходів інвестиційного аналізу.

Список літератури

1. <http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/1374-2004-п>.
2. <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/599-2008-п>.

ГЕОЛОГІЧНИЙ КАБІНЕТ ЯК МЕТОДИЧНА БАЗА ДЛЯ ВИКЛАДАННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДИСЦИПЛІН СТУДЕНТАМ-ГЕОГРАФАМ

Бортник С.Ю.* , Ковтонюк О.В.** , Погорільчук Н.М.**

Університет ім. Я. Кохановського , м Кельце, Польща*
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
географічний факультет**

«Геологія загальна та історична» є базовою навчальною дисципліною для студентів географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Формування геологічних знань є надзвичайно важливим аспектом у підготовці фахівців-географів за різними напрямками та спеціалізаціями.

В різні роки, протягом минулого сторіччя, дисципліну «Геологія загальна та історична» для студентів-географів читали викладачі кафедри геоморфології та палеогеографії (а з 2005 року – землезнавства та геоморфології) к.геогр.н., доц. Щербак М.В., д.геогр.н., проф. Кошик Ю.О., к.геогр.н., доц. Андріяш О.П., д.геогр.н., проф. Мельничук І.В. Останнє десятиліття курс лекцій та практичних занять проводились під керівництвом д.геогр.н, проф. Бортника С.Ю., д.геогр.н, проф. Герасименко Н.П., к.геогр.н., доц. Погорільчук Н.М., к.геогр.н., доц. Ковтонюк О.В. Традиція викладання геологічних дисциплін географам саме професорами та доцентами цієї кафедри пов'язана з особливістю геоморфології, що є пограничною наукою і об'єднує геологію та географію.

З початком викладання курсу «Геологія загальна та історична» пов'язане і формування зібрання мінералів, гірських порід та скам'янілостей на кафедрі. Викладачами, студентами, випускниками з різних куточків України, СРСР, світу привозились зразки, що використовувались як наочний матеріал під час лекційних та практичних занять. Основу зібрання у сучасному його вигляді становить учбова колекція мінералів та гірських порід, сформована Свердловською тематичною експедицією, що була отримана у 1985 році за активного сприяння проф., д.геогр.н. Кошика Ю.О., який у той час очолював кафедру. На сьогоднішній день зібрання становить понад 1000 зразків та активно поповнюється новими надходженнями, що вже за доброю традицією привозять зі своїх мандрів її співробітники, колеги, студенти, випускники кафедри. Наразі у

зібранні є зразки з Європи та Африки, Азії та Північної Америки, Австралії та Антарктиди. Останнім надбанням стала «Уельська колекція» гірських порід та викопної фауни зібрана професором кафедри, д.геогр.н. Герасименко Н.П. під час подорожі північно-західною Англією.

Наявність досить великої кількості зразків потребувала певного місця для їх зберігання, експозиції та раціонального використання. Тому, шафи з експонатами було розміщено у одній з навчальних аудиторій. Після переїзду у новий корпус географічного факультету у 2008 році, за ініціативою викладачів кафедри та підтримки керівництва факультету було створено Геологічний кабінет. Він обладнаний сучасними меблями – шафами з вітринами та шухлядами, полицями для негабаритних крупних зразків, стендами. Окрім того, враховано і специфіку роботи зі зразками мінералів та гірських порід, тому, для студентів встановлені зручні лабораторні столи з міцним, ударостійким покриттям (фото 1).

Більша частина зібрання розташована у шафах геологічного кабінету. Зразки тут умовно поділено на три частини – експозиційну, учбову та фондову. Умовність такого поділу полягає у систематичному поповненні новими зразками і це призводить до періодичного оновлення як експозиційної так і учбової частин та переведення деяких зразків у фонди.

Експозиція, що представлена у вітринах шаф складається з чотирьох частин – мінералогічної, петрографічної, палеонтологічної та динамічної геології. Кожна з 13 вітрин є тематичною і доповнена стендами, розробленими викладачами кафедри.

Перша вітрина мінералогічної частини присвячена морфології кристалів та будові мінеральних агрегатів. Тут представлено зразки з ізометричними кристалами магнетиту та альмандину, лускуватими та пластинчастими кристалами слюд, жердинчастими кристалами турмаліну та рогової обманки. Окрім того, в цій



Фото 1. Інтер'єр геологічного кабінету географічного факультету

вітрині розташовано зразки, що демонструють різні варіанти будови мінеральних агрегатів – жердинчастої у актиноліту, радіально-концентричної у мармурового оніксу, смугастої у халцедону, зонально-концентричної у агату, паралельно-волокнистої у селеніту тощо.

Особливу увагу привертає наступна вітрина, у якій представлено зразки, що ілюструють різноманіття форм мінеральних агрегатів. Тут можна побачити гіпсові щітки та друзи у вигляді троянд з пустелі Сахара та Керченського півострова, друзи кристалів кварцу та польових шпатів з камерних пегматитів Житомирщини, галітові сталактити та друзи з соляних копалень Солотвино, кальцитові сталактити та крапельні форми з Кримських печер, натічні форми гідроксидів заліза а також жоди різного розміру та морфології, сфероліти, конкреції (фото 2).

Цікавими за своїм змістом є і вітрини, що присвячені оптичним та механічним властивостям мінералів. У першій з них відібрано зразки мінералів, що є еталонами блиску та прозорості, мають діагностичні кольори риси та характеризуються псевдохроматичним забарвленням. У наступній – представлено мінерали, що є еталонами твердості і входять до мінералогічної шкали твердості (шкали Мооса), а також зразки з чітким проявом різних типів спайності та характерів поверхні зламу.

Дві останні вітрини мінералогічної частини присвячені класифікації мінералів. Так у першій з них розташовано найбільш показові та поширені представники головних типів та класів мінералів. Окрему вітрину займають

представники найбільшого класу мінералів – силікати та алюмосилікати. Їх експозицію представлено головними мінералами острівного, ланцюжкового, шаруватого та каркасного підкласів.

Всі зразки, що представлено у вітринах мінералогічної частини, супроводжуються етикетками на яких зазначено назву, хімічну формулу, характеристику, відповідно до теми експозиції та походження (назву родовища чи регіону звідки було отримано експонат).

Петрографічна частина колекції займає п'ять вітрин. У першій вітрині цієї частини розташовані зразки інтрузивних та ефузивних порід ультраосновного, основного, середнього та кислого складу (фото 3).

Найбільшою у петрографічній частині є експозиція присвячена осадовим породам. Вона розміщується у трьох вітринах, кожна з яких, відповідно до класифікації, містить зразки порід теригенного, колоїдогенного та іоногенного типів.

Найбільш динамічною є експозиція присвячена теригенним породам. Щороку вона поповнюється новими зразками, що привозять зі своїх мандрівок викладачі та студенти. Наразі тут представлені еолові піски з різних частин пустелі Сахара та Кара-Кум, вулканічні піски з острова Санторіні та Камчатського півострова, морські піски з узбереж Азовського та Чорного морів, різного складу галька та гравій з річок Аляски, озера Байкал, узбереж Адріатичного, Егейського, Ірландського та Чорного морів, щебінь та жорства з Високих Татр, Карпат, Гірського Криму, Кавказу тощо.



Фото 2. Експозиція «Морфологія мінеральних агрегатів»



Фото 3. Експозиція «Магматичні породи»

Остання вітрина петрографічної частини присвячена метаморфічним породам. Тут експонується понад 20 зразків сланців, кварцитів, мармурів та інших порід з різних куточків світу.

Зразки петрографічної колекції супроводжуються етикетками із зазначеними на них назвами, структурними характеристиками, географічною прив'язкою чи назвою родовища.

Окрасою геологічного кабінету є палеонтологічна вітрина. Більшість зразків, представлених у ній, зібрано викладачами під час польових учбових практик у Каневі та Карпатах, і на геологічних екскурсіях. Цікавою є колекція відбитків листя папороті, плауну, гілок прадавніх дерев, біогліфів та механогліфів. Крім цього експонується декілька зразків «скам'янілої деревини» - псевдоморфоз заміщення органічної речовини кремнеземом та залізовмісними мінералами. Також у вітрині представлено відбитки та внутрішні зліпки раковин амонітів та брахіопод, растри белемнітів, зуби морських хижаків та травоядних, сучасні та викопні форми коралів та морських їжаків.

Остання вітрина містить експонати, що ілюструють вплив різних екзогенних процесів на гірські породи. Тут представлено зразки кавернозних вапняків з карстових плато Гірського Криму, пустельні пісковики зі слідами еолової обробки та кірками «пустельної засмаги», глиняні катуні з русла р.Дністер та пісковики і аргіліти зі знаками водних брижів. Цікавими є і зібрання різноманітних, часто химерних за формою, карбонатних та кременистих стяжін, карбонатних гальок з візерунчастими слідами роботи каменеточців. Також тут можна побачити і уламки кристалічних порід зі валунних суглинків з слідами льодовикової обробки (фото 4).

Учбова частина колекції складається із зразків, що використовуються у якості роздавального матеріалу для студентів на практичних заняттях.



Фото 4. Частина експозиції «Динамічна геологія»

Тематика практичних занять з геології розроблена викладачами кафедри і присвячена вивченню основних питань мінералогії та петрографії. Головними темами, що опрацьовуються під час практичних занять, є знайомство з будовою та морфологією кристалів і мінеральних агрегатів, властивостями мінералів, їх класифікацією, структурними та текстурними характеристиками гірських порід, їх поділом за особливостями генезису та складом на типи, групи, класи. Результатом практичних занять є формування у студентів навиків роботи із зразками мінералів та гірських порід, вміння визначати їх головні характеристики: будову та морфологію агрегатів, колір, колір риски, блиск, прозорість, твердість, спайність - для мінералів, структуру та текстуру, склад - для гірських порід, встановлювати за цими характеристиками назву мінералу чи гірської породи і особливості генезису.

Відповідно до тематики практичних занять структурована і учбова колекція. Вона складається з декількох окремих наборів зразків мінералів та гірських порід, що найбільш вдало ілюструють ту чи іншу тему.

При роботі зі зразками також використовується і спеціальне обладнання – мінералогічні шкали твердості, порцелянові пластинки для визначення кольору риски, магніти, лупи, біноклярні стерео- та поляризаційні мікроскопи.

Подібний «речовинний» - мінералого-петрографічний підхід до проведення практичних занять з «Геології загальної та історичної» використовується при викладанні даної дисципліни проф., д.геогр.н. Бортником

С.Ю. на географічному факультеті університету ім. Я. Кохановського (м. Кельце, Польща).

Велика кількість зразків у зібранні та його структурованість, наочність та належне обладнання дозволяє проводити на базі геологічного кабінету не тільки практичні заняття з загальної геології, але і заняття із спецкурсів «Мінералогія та петрографія», «Літологія та фаціальний аналіз», «Геологія корисних копалин», «Палеоландшафтознавство», які читають викладачі кафедри.

Досвід, накопичений за роки викладання, був узагальнений нами у «Основах мінералогії та петрографії» - навчальному посібнику для виконання лабораторних робіт з «Геології загальної та історичної», що був виданий у 2008 році. У 2011 році цим же колективом авторів під керівництвом проф., д.геол.н. Нестеровського В.А. було розроблено і видано підручник «Основи мінералогії та петрографії» рекомендований МОН України для студентів географічних та геологічних факультетів вищих навчальних закладів.

В найближчих перспективах розвитку зібрання геологічного кабінету є укладання «Карпатської» та «Канівської» колекцій. До них ввійдуть зразки відібрані авторами та їх колегами під час польових практик у Карпатах та Канівському заповіднику.

The issue considers history of forming and perspectives of development for mineralogy-petrography collection, which is the basis of geological lecture room of geographical department. Was described the structure of collection and its using during students of geographical department teaching at geological disciplines

ЗООЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ТАВРИЧЕСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО УНИВЕРСИТЕТА: ЭКСПОЗИЦИЯ И ФОНДОВЫЕ КОЛЛЕКЦИИ

Гольдин П. Е., Грищенко И. Н., Надольный А. А., Старцев Д. Б.

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского

Зоологический музей Таврического национального университета имени В. И. Вернадского (Симферополь) – один из крупнейших по объему коллекций специализированных естественнонаучных музеев региона. В экспозиции и фондовых коллекциях музея собраны экспонаты животного мира – представители ныне живущих и ископаемых форм. В составе музея экспонируются объекты фауны и сравнительной анатомии.

Зоологический музей ТНУ основан в 1965 году в составе кафедры зоологии по инициативе профессора С. Л. Делямуре. В соответствии со сложившейся традицией зоологический музей и кафедра зоологии представляют собой единый учебно-научный комплекс. Наибольший вклад в развитие музея в разные годы внесли М. И. Глобенко, заслуженный деятель культуры Украины, заведовавшая музеем в 1965–2007 годах; профессор А. С. Скрыбин, заведовавший кафедрой зоологии в 1980–1987 годах; профессор М. В. Юрахно, заведующий кафедрой зоологии с 1988 года; заведующая музеем И. Н. Грищенко; доцент А. А. Стрюков; старший лаборант И. М. Тайков; старший преподаватель В. В. Соловьев; ведущий специалист Д. Б. Старцев; старший лаборант В. А. Кузнецов; студент Р. Лапин. Реконструкция отдела позвоночных животных была завершена в 2003 г., реконструкция отдела беспозвоночных животных – в 2012 г. Большая часть экспонатов были доставлены сотрудниками кафедры зоологии, которые участвовали в 62 морских и океанических экспедициях в 1957–1991 годах и более чем в 20 экспедициях с 1991 года, в том числе в арктические моря, в северную часть Атлантического и Тихого океанов, в Антарктику, на Кавказ, на Аравийский полуостров. Помимо этого, часть экспонатов были получены в дар от крымских ученых, в том числе от профессора Е. П. Губанова и профессора Н. И. Лысенко, от Симферопольского зооуголка Детского парка, от Ялтинского зоопарка «Сказка», от частных лиц.

В отделе «Беспозвоночные животные» экспонируются представители основных систематических групп (одноклеточные, губки, кишечнополостные, плоские черви, круглые черви, скребни, аннелиды, моллюски,

ракообразные, паукообразные, насекомые и иглокожие), которые размещены в семи выставочных витринах. Здесь же экспонируется уникальная коллекция микроскопов, изготовленных в конце XIX и начале XX веков. Представители губок – кубок Нептуна, байкальская губка, корзинка Венеры. Кишечнополостные представлены коралловыми полипами и актиниями. Украшение коллекции гельминтов – *Polygonoporus giganticus* A. Skriabin, 1967 – гельминт из кишечника кашалота, который достигает 30 м в длину и является самой большой в мире цестодой. Основу коллекции моллюсков составляют раковины брюхоногих. Из членистоногих экспонируются омары, langoustы и камчатские крабы, морские жёлуди, морские уточки, гигантские многоножки, скорпионы, сольпуги, пауки-птицееды, каракурты, пантоподы, разнообразные насекомые. Среди иглокожих – представители морских лилий, морских звезд, морских ежей, офиур и голотурий. В центре зала расположены две озвученные диорамы: «Пресный водоём» и «Крымская яйла». Над диорамами располагается декоративно-информативный стенд «Древо жизни».

В отделе «Позвоночные животные» экспозиционные материалы (бесчерепные, круглоротые, рыбы, земноводные, рептилии, птицы и млекопитающие) размещены в систематическом порядке в 27 выставочных витринах. Биогруппы животных различных климатических поясов экспонируются в 8 озвученных диорамах: «Арктика», «Антарктика», «Командоры», «Пингвины», «Африка», «Тропический остров», «Морское дно», «Крымский природный заповедник». Художественные панно в диорамах написаны профессором А. С. Скрыбиным. Главная ценность экспозиции музея, представленной в этом зале, – собрание морских млекопитающих и морских птиц. В частности, экспонируются представители 19 видов ластоногих, в том числе чучела, черепа и кости моржей, южноамериканский морской лев, морской леопард, тюлень Уэдделла, тюлень-крабоед, крылатка, ладожская кольчатая нерпа, антур, байкальская нерпа и другие виды, редкие в музейных собраниях Европы. Из китообразных

экспонируются череп самца антарктической косатки типа А (один из крупнейших в музеях мира), тазовые кости финвала и сейвала, барабанные кости южного гладкого кита, малые эмбрионы горбача, нижняя челюсть крупного кашалота и др. Из морских птиц представлены шесть видов пингвинов, большое собрание буревестникообразных южного полушария, пеликанообразные и чайки со всего мира. Помимо этого, в экспозиции представлены большие собрания рыб и птиц северного полушария и тропических районов.

Фондовые коллекции музея насчитывают более миллиона образцов, в том числе:

1. крупнейшая коллекция гельминтов морских млекопитающих – по оценке профессора М. В. Юрахно, насчитывает более 500 видов, представленных миллионами экземпляров; собрана сотрудниками кафедры зоологии в разных районах Мирового океана во всех климатических поясах от Арктики до Антарктики;

2. самая большая коллекция пауков в Украине и одна из самых больших во всём СНГ. В коллекции насчитывается около 100000 экземпляров, относящихся более чем к 1000 видов пауков, собранных в Крыму, материковой части Украины, на Кавказе и в других регионах. В коллекции хранятся типовые экземпляры 16 видов пауков и сенокосцев из Крыма. На базе кафедры создана Национальная арахно-логическая коллекция зарегистрированная 22.02.2012 г. в списке основных коллекций насекомых и пауков мира (под аббревиатурой TNU <<http://hbs.bishopmuseum.org/codens/codens-inst.html>>). Основатель и куратор коллекции доцент Н. М. Ковблюк;

3. остеологическая коллекция, представленная несколькими сотнями костных остатков черноморских дельфинов (афалина, белобочка, морская свинья);

4. коллекция ископаемых морских позвоночных, включающая несколько тысяч образцов: черепа и кости осевого скелета ископаемых китообразных и ластоногих (неогеновые усатые киты, зубатые киты и тюлени), птиц, черепах, рыб, собранные доцентом П. Е. Гольдиным и ведущим специалистом Д. Б. Старцевым в Крыму;

5. коллекция мезозойских брахиопод и моллюсков: куратор – Д. Б. Старцев.

В ближайшее время планируется открытие палеонтологической экспозиции на основе фондовых коллекций.

Zoological Museum of Taurida National University: display and collections

Zoological Museum of Taurida National University is one of the largest regional museums of natural history. It has been operated since 1965. The main source for collections were the specimens collected by researchers of the Department of Zoology during the scientific expeditions in high latitude seas, Caucasus, Middle East and other regions. Invertebrate and vertebrate living and fossil animals are displayed. The most valuable displayed specimens are marine mammals and birds, many of them from the southern hemisphere. Four main collections are maintained: helminthes, arachnids, osteological mammal collection and paleontological collection containing marine vertebrates (marine mammals, birds, reptiles, fishes) and invertebrates (brachiopods and mollusks). Helminth collection is the unique for richness of helminths from marine mammals. Both helminth and arachnid collections contain type specimens.

ВНЕСОК АКАДЕМІКА О.Є. ФЕРСМАНА У РОЗВИТОК «УРАЛУ В МІНІАТЮРІ» ТА ПЕРСПЕКТИВНІСТЬ ВОЛОДАРСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО РАЙОНУ ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Голяченко О.С.

С-ще Володарськ-Волинський, Житомирська обл.

Незаперечним фактом є те, що вітчизняний вчений Олександр Євгенович Ферсман є одним з перших дослідників унікальних мінеральних ресурсів Житомирської області. Саме академік О.Є. Ферсман стояв біля витоків заснування та розвитку геологічної галузі в житомирському Поліссі. Вчений-практик багато зробив у напрямку збагачення знань про мінерально-сировинний потенціал Житомирщини.

Широковідомий висновок вченого «Те, що складало раніше гордість і єдину прерогативу Уралу, тепер у великій кількості є на Волині» стосується, безпосередньо, багатств Волинського родовища моріону, яке знаходиться в центральній частині Житомирщини - Володарсько-Волинському районі. До речі, послідовник та наступник Ферсмана український вчений, академік Є.К. Лазаренко любив підкреслювати, що в географічному розумінні Велика Волинь – це ряд областей України - Волинська, Рівненська, Житомирська, частина Тернопільської та Хмельницької областей, а в геологічному – це Володарсько-Волинський район, який в середовищі геологів ще називають «Уралом в мініатюрі»

У Володарсько-Волинському музеї історії району широко представлена експозиція про етапи розвитку геологічної галузі, гірничих підприємств та видатних вчених, які працювали в Горошківському краї. В музеї зібрані спогади про те, як в околиці сіл Писарівки, Іванівки, Вишняківки, колишніх Остроні, Вікторинки, Олександрії, Францівки, де корінні гірські породи виходили майже на поверхню землі, в літній період з 1925 по 1929 роки приїздили геологи, географи, геоморфологи, інші дослідники, а то й просто зацікавлені люди з метою знайти бодай найменший уламок топазу чи берилу. Місцевим жителям цих сіл особливо запам'ятався молодий геолог, який приїхав з Києва в 1930 році (його прізвища, на жаль, ніхто не запам'ятав). Розповідали, що він самотужки, дуже ретельно об'їздив на коні, а то і обходив пішки всі відомі йому і жителям відслонення гірських порід і викиди їх уламків на ріллях. Обмірковував, записував, збирав зразки. Імовірно, що це був В.П. Амбургер, геолог,

випускник Київського державного університету ім. Т.Г. Шевченка. Згодом, в район села Писарівки 1931 року приїхала з Києва перша геолого-розвідувальна партія з відповідними офіційними повноваженнями. Її очолював молодий начальник В.П. Амбургер. І саме з цього року розпочинається нова історія поліського краю: на відкритому родовищі самоцвітів поступово розвивається виробничо-розвідувальне підприємство.

Цікавою є експозиція про наукову діяльність академіка Олександра Євгеновича Ферсмана. Слід зазначити, що Олександр Ферсман двічі бував в поліському краї. Перший раз ще студентом він приїжджав в містечко Горошки (так тоді звалось теперішнє селище Володарськ-Волинський) у травні 1904 р. разом зі своїм вчителем, академіком В.І. Вернадським, другий - у 1939 р. – вже відомим вченим. Про маловідомі факти перебування академіка Ферсмана в довоєнний період на Україні і, зокрема у Володарсько-Волинському районі, можна довідатись з матеріалів книги «Поліські самоцвіти» краєзнавця і письменника Валентина Миська. Він пише, що у травні 1939 року при Академії Наук УРСР відбулася конференція по вивченню родовищ пегматитів і рідкоземельних елементів, у якій взяв участь академік О.Є. Ферсман. На ній у числі різних промовців було заслухано і доповідь доктора геолого-мінералогічних наук І.К. Половка про радіометричні зйомки у поліському регіоні. Всі учасники конференції зійшлися на думці, що необхідно застосовувати геофізичні методи у пошуках пегматитів. Потім група її делегатів на чолі з О.Є. Ферсманом відвідала місця роботи Волинського промислово-розвідувального колективу, після чого відбулася змістовна нарада у Володарськ-Волинському, де особливо наголошувалося на подальшому вивченні родовищ моріону. Академік Ферсман детально зупинився на тому, що настала крайня потреба у вивченні лінії контакту гранітів, в яких розміщені пегматити, і порід основного складу – габро, лабрадоритів; в зміцненні групи кваліфікованих кадрів і взагалі слід посилити розвідування покладів поліських мінералів.

В нашому краї увагу вченого особливо привертало пегматити та пов'язані з ними Волинське родовища дорогоцінного каміння. Загальновідомо, що Ферсман детально вивчав пегматити багатьох країн світу, і першу чергу – Волині. Результати цих досліджень викладені в його науковій праці «Пегматити», яка пізніше здобула всесвітнє визнання.

Під час цієї поїздки О. Ферсман із задоволенням оглянув в геологічній партії с. Писарівка колекцією мінералів, яку зібрали геологи-ентузіасти В.П. Амбургер та Б.О. Гаврусевич. Ця колекція горошківських самоцвітів була першим зібранням зразків мінералів Полісся. На жаль, під час тимчасової окупації району в роки Великої Вітчизняної війни, яка тривала з липня 1941 р. по 31 грудня 1943 р., мінералогічна колекція була втрачена.

Окремо слід сказати про місцевий мінералогічний музей. У післявоєнні роки в селищі Володарськ-Волинський було збудоване приміщення для управління геологорозвідувальної експедиції. В одній з найбільших кімнат розмістили перший в районному центрі музей мінералів та гірських порід. Саме з 1951 року починається відлік часу створення державної установи «Музей кошового і декоративного каміння». Можна сказати, що музей став правонаступником Писарівської колекції мінералів. Сьогодні він є візитною карткою України, однією з головних символів Полісся та найліпшою окрасою горошківської землі. Білоруський вчений-геолог С.Ф. Зубович назвав володарськ-волинський мінералогічний музей «перлиною світового рівня по унікальності та пригожості світу мінералів». Тому і не дивно, що саме в цій музейній установі зберігається видобутий на Волинському родовищі унікальний кристал топазу з власною назвою «Академік Олександр Ферсман» - як данина пам'яті про видатного геолога та велика вдячність від нащадків. В одній із кімнат музею розміщений стенд з висловлюванням великого вченого-мінералога про кварц: «Кварц – це дійсно благородний мінерал, такий простий, поширений, такий чудовий, незвичайний за різноманітністю своїх властивостей, такий могутній та вірний друг і слуга людини».

Нині музей став своєрідною геологічною Меккою, він є одним з найвідоміших геологічних музеїв не лише України, але й світу. Зібрання унікальних та рідкісних мінералів і гірських порід з камерних пегматитів Волинського родовища зробили музей популярним як серед фахівців-геологів, так і широких верств населення. Музей постійно поповнюється

новими цікавими зразками, як з України, так і зарубіжних родовищ корисних копалин.

Щороку музейну установу відвідують численні екскурсії з усіх куточків світу. Приїжджають в музей і провідні вчені. Так, у 1984 році музей приймав делегацію відомих вчених-геологів 27-го Міжнародного геологічного конгресу, який проходив в Москві, а в 1993 році до музею завітали учасники Празького Міжнародного геологічного симпозіуму «Intergems-93». Фахівці світового рівня дали високу оцінку мінералогічним зразкам поліського музею.

В державній установі постійно проводиться науково-дослідницька та науково-методична робота. Музей систематично бере участь в експозиціях на міжнародних виставках, конференціях і симпозіумах. Починаючи з 2008 року музей проводить щорічні Всеукраїнські науково-красознавчі конференції «Мінерально-сировинна база України: шляхи оптимального використання», на яких заслуховуються доповіді з різних наукових тем: Мінерально-сировинна база України; Надра Житомирщини; Туристично-рекреаційні можливості регіону; Екологічні проблеми регіону; Музейний аспект вивчення мінеральних ресурсів.

В музеї історії Володарсько-Волинського району зберігаються матеріали про Республіканський симпозіум з проблем типоморфізму кварцу України, який проходив з 19 по 22 вересня 1974 року в селищі міського типу Володарськ-Волинському. Науковий форум ще раз підтвердив значимість багатств надр поліського краю, про які свого часу говорив О.Є. Ферсман, та посилив авторитет українського родовища самоцвітів на Волині. До симпозіуму була видана збірка матеріалів «Типоморфизм кварца Украины». Редакційна колегія видання: академік АН УРСР Є.К. Лазаренко (відповідальний редактор), кандидати геолого-мінералогічних наук А.А. Вальтер, Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, А.Н. Тарашан.

Євген Костянтинівич Лазаренко та Володимир Іванович Павлишин, які представляли Інститут геохімії і фізики мінералів АН УРСР м. Київ, в своїй науковій статті «Типоморфные особенности кварца» відзначили виняткову роль О.Є. Ферсмана в типоморфізмі мінералів: «Современное понятие о типоморфизме минералов разработано А.Е. Ферсманом (1931, 1953). Он подчеркивал, что наряду с типоморфными минералами следует различать типоморфные признаки минералов, что особенно важно для распространенных минералов, образующихся в широком интервале

физико-химических параметров среды минералообразования. К числу таких минералов принадлежит кварц, на долю которого в литосфере приходится около 12%».

На симпозиумі виступали науковці з різних куточків колишнього СРСР - Інституту геології і геохімії паливних ресурсів АН УРСР м. Львів, Всесоюзного науково-дослідницького геологічного інституту м. Ленінград, Дослідного підприємства Інституту геохімії і фізики АН УРСР м. Київ, Івано-Франківського інституту нафти і газу, Державного університету м. Ростов-на-Дону, Гірничого-металургійного інституту м. Комунарськ, Державного університету м. Ленінград, Всесоюзного науково-дослідного інституту синтеза мінеральної сировини м. Александров, Інституту геології рудних надр, петрографії, мінералогії і геохімії АН СРСР м. Москва, Інституту геологічних наук АН УРСР м. Київ, Державного університету м. Харків.

Учасниками наукового зібрання були також працівники рудника «Волинського» Всесоюзного шостого виробничого об'єднання МГ СРСР (снт. Володарськ-Волинський), які представили наукові доробки з вивчення Волинського родовища моріону, а саме: «Характеристика различных морфологических типов кварца камерных пегматитов Волины» (В.С. Булгаков, В.Н. Бурлаков, А.С. Весельев), «Особенности строения камерных пегматитов Волины и образования в них кристаллов кварца» (Ю.Г. Сорокин, А.И. Перегуда), «О кварце как показателе пьезоэлектрического эффекта горных пород» (Ф.В. Мужановский, О.Г. Батаев, Б.А. Зайков), «Типоморфные особенности кварца в гранитах, вмещающих камерные пегматиты» (Н.Г. Лукашенко, М.Ш. Аксельрод, Ф.В. Мужановский), «Особенности размещения пегматитов Волины» (Н.П. Шейгас, И.С. Василишин, В.И. Панченко).

Слід відзначити, що двоє геологів рудника «Волинський», які багато часу присвятили вивченню геолого-мінералогічної характеристики Волинського родовища, стали кандидатами геолого-мінералогічних наук. Булгаков Веніамін Семенович (1930-2012 рр.) захистив дисертацію на тему "Основные черты геологического строения Волинского пегматитового поля и методика поисков скрытых пегматитовых тел", а Панченко Василь Іванович (нар. 1936 р.) - "Обоснование рациональной методики разведки и оценки запасов пегматитов камерного типа". Величезним досягненням науковців Горошківщини є відкриття в Рівненській області Клесівського родовища бурштину – першого в Україні. Цьому

відкриттю ми маємо завдячувати геологам ВАТ «Кварцсамоцвіти» І.С. Василишину, В.І. Панченку, Т.М. Бурлаковій та іншим.

В музеї історії району також зберігається «Путівник екскурсії по пегматитовим родовищам Волині». Цей путівник був розроблений у 1966 році Львівським державним університетом ім. І.Франка. В ньому зазначається, що головним завданням екскурсії є ознайомлення учасників Міжвідомчої всесоюзної наради по мінералогічній кристалографії з деякими кристаломорфологічними, онтогенетичними та іншими особливостями мінералів, головним чином пегматитових родовищ Волині.

Протяжність екскурсії складає близько 600 км. Проходила вона по наступному маршруту: Львів – Рівне – Корець – Житомир – Головино – Червоногранітне – Володарськ-Волинський. Маршрути екскурсій в межах північно-західної частини Українського щита проходили на площі розвитку порід кіровоградсько-житомирського магматичного комплексу і супутніх їх гнейсів і мігматитів, а також порід складного Коростенського плутону.

Під час екскурсії передбачалось оглянути наступні об'єкти:

1. По р. Корчиці в околиці м. Корця (Рівненська область) – виходи гнейсів, мігматитів, житомирських гранітів і пов'язаних з ними пегматитів.

2. В околицях м. Житомира – кар'єри житомирського граніту.

3. В с. Головино (Черняхівський район Житомирська область) – кар'єри габро-норитів і лабрадоритів.

4. В с-щі Червоногранітне (Володарсько-Волинський район, Житомирська область) – кар'єр червоного граніту.

5. В околицях селища Володарськ-Волинський (Житомирська область) – розкриті кар'єрами корінні виходи пегматитів і вміщені рапаківидних гранітів Коростенського плутону та їх відвалів.

6. В селищі Володарськ-Волинський – ознайомлення з мінералогічною колекцією музею геологорозвідувальної експедиції.

Вагомим внеском академіка О.Є. Ферсмана у подальший розвиток Житомирської області є його сприяння у створенні геологічних підприємств. Досконалі знання про надра Полісся та перспективне бачення розвитку геологічної галузі для формування потужної мінерально-сировинної бази країни, сприяло тому, що О.Є. Ферсман, без перебільшення, став «хрещеним батьком» заснування підприємств геологорозвідки на Житомирщині. Вже у

післявоєнний час, після смерті видатного вченого, був виданий наказ №188-к від 5 березня 1947 року. Всесоюзного тресту «Союзспецрозвідка» про початок діяльності Волинської геологорозвідувальної партії з базою в с. Альбінівка (тепер с. Тетерівка) Житомирського району. В 1951 році, після реформування, створюється Західноукраїнська комплексна геологорозвідувальна експедиція, яка почала базуватися в селищі Нова Борова Володарсько-Волинського району. У вересні 1957 році вона переходить у підпорядкування Міністерства геології і охорони надр СРСР з назвою Житомирська комплексна геологічна експедиція.

В 1997 році в Житомирській геологічній експедиції (так тоді вона називалась) відбулася науково-практична конференція, що підбила підсумки діяльності експедиції за 50 років існування. В матеріалах конференції зазначалось, що планомірне вивчення геологорозвідниками території Житомирщини на протязі багатьох років дало гарний результат. В стислі строки виявлено Іршанську групу розсипних родовищ ільменіту, на базі яких в 1954 році розпочав роботу Іршанський гірничо-збагачувальний комбінат – флагман титаново-добувної галузі України. Розвідано Торчинське залишкове та Стремигородське корінне фосфор-титанове родовище із супутніми ванадієм і скандієм. Поряд із цим підготовлені до промислового освоєння родовища в межах Коростенського плутону, попередньо оцінені перспективні комплексні апатит-ільменітові родовища: Поромівське, Кропивенське, Видибірське, Давидківське та інші. Сумарні запаси та перспективні ресурси вивчених об'єктів перевищують світові. Успішними були й пошуки експедицією родовищ рідкісних металів. У північних районах області виявлено багате рудне поле, яке одержало назву Пержанське (від назви села Перга на Олевщині). Воно містить перспективні поклади берилію, олова, цирконію, танталу, ніобію, дистену, ітрофлюориту, кольорових і благородних металів. Експедиція опрацювала велику кількість родовищ неметалічних корисних копалин. Особливо великим є внесок експедиції у пошук і розвідку родовищ облицювального та архітектурного каміння. Як наслідок, Житомирщина стала

провідним регіоном в Україні з видобутку декоративного каменю.

Краєзнавці Горошківського краю, працівники історичного музею постійно працюють над вивченням історії, становлення і перспективою розвитку підприємств гірничодобувної та каменеобробних галузей. Саме ці підприємства становлять основу галузевої структури економіки Володарсько-Волинського району. Провідне місце тут займає філія «Іршанський гірничо-збагачувальний комбінат» ЗАТ «Кримський титан» - одне з найпотужніших гірничодобувних підприємств України з видобутку ільменітових пісків та їх збагачення. Питома вага комбінату в обсязі реалізації промислової продукції по Володарсько-Волинському району в останні роки перевищує 70%.

На думку науковців, перспектива економічного зростання Володарсько-Волинського району, який фахівці-геологи називають «мініатюрним Уралом» та якому в свій час академік Олександр Євгенович Ферсман пророкував багате мінерально-сировинне майбутнє, визначається прискореним розвитком гірничо-добувної і каменеобробної промисловості, із залученням інвестицій та розширенням експорту виробленої продукції.

- Рибачок І.М. Житомирська область. Географічний нарис. – Київ, 1959. – 120 с.
- Костиця М.Ю. Географія Житомирської області. – Житомир, 1993. – 199 с.
- Костиця М.Ю. Рідний край. – Житомир, 1994. – 192 с.
- Горошківщина крізь призму століть. Тези наукової краєзнавчої конференції. – Володарсько-Волинський - Житомир, 1995. – 179 с.
- Голяченко О.С., Костиця М.Ю. Володарсько-Волинський район. Географічний нарис для учнів. – Житомир, 1995. – 48 с.
- Музей коштовного і декоративного каміння. Науково-популярне видання. - Київ: Державний гемологічний центр України, 2001. – 100 с.
- Голяченко О.С. Горошківщина – перлина українського Полісся. Краєзнавча хрестоматія. – Житомир: «Волинь», 2005. – 128 с.
- Мисько В. Поліські самоцвіти. – Володарсько-Волинський: ТОВ «Принтер», 2005. – 106 с.
- Поливода Г. Назустріч сонцю і вітрам // Житомирщина. – 2007. – 31 бер.

ПРО НЕОБХІДНІСТЬ СТВОРЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ ПАМ'ЯТКИ «СТРАТОТИП ГРАНИЦІ ЮРИ-КРЕЙДИ» НА МИСІ СВ. ІЛЛІ В КРИМУ

Деревська К.¹, Анфімова Г.¹, Гриценко В.¹,
Руденко К.¹, Веклич Ю.², Пилипчук О.², Шевчук О.

¹ – Національний науково-природничий музей НАН України, zimkakaty@gmail.com

² – Український державний геологічно-розвідувальний інститут, nikaas@ukr.net

Одним з напрямків діяльності Олександра Євгеновича Ферсмана була популяризація геологічної науки, збереження мінералогічних пам'яток та розвиток музейної справи. Головним завданням статті було привернути увагу до одного з найкращих розрізів границі юра-крейда, що знаходиться на мисі Св. Іллі поблизу м. Феодосії та запропонувати можливі варіанти збереження важливого геологічного об'єкту, який поєднує в собі мінералогічний, палеонтологічний, стратиграфічний та тектонічний аспекти.

Історія вивчення юрських та крейдових (J/K) відкладів та межі між ними налічує більше 130 років. В Україні це питання було поставлене тоді, коли В.О. Ковалевський висловив припущення про існування на території Криму перехідного розрізу від юри до крейди подібного до титонського ярусу, який виділений у Середземномор'ї. Соколов (1885), Ретовський (1893), Киліан (1913), Муратов (1960), Друшиц (1975), Богданова (1975), Кузнецова та Горбачик (1985) та інші приділяли увагу цим відкладам. Границя між юрською та крейдовою системами до тепер є проблематичною та дискусійною [4].

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Розріз, що представляє інтервал з границею J/K пов'язаний з регіональною стратиграфічною одиницею так званою «двоюріною світою». Двоюріна світа вперше описана у рукописному геологічному звіті М. Новікова (1980) про спеціалізовану геологічну зйомку. Автор пише, що світа представлена флішодним перешаруванням сірих та зелено-сірих глин, тонко-брекчіюваних вапняків, бурих пісковиків та сидеритів. Стратотип світи розташований на схилах Двоюріної долини та на південному схилі хребта Тете-Оба.

Перша публікація про світу належить Вадиму Пермякову з співавторами у 1984 [3]. Вони визначили стратотип у Двоюріній долині. За їх даними розріз має потужність 800 м і представлений флішодним перешаруванням глин, мергелів та брекчіюваних вапняків. Світа поділяється на дві частини. Нижня частина - перешарування мергелів, глин з товстими

пластами вапняків. Верхня частина – перешарування пластів глини із «дзвенячими» мергелями та тонкими прошарками брекчіюваних вапняків [3]. Світа містить рештки протозоїв, кишковопорожнинних, гастропод, бівальвів та головоногих, які дозволили авторам зазначити їх вік як пізній титон – ранній берріас. Нажаль, автори не вказали точного положення границі юри та крейди в цьому розрізі.

Дослідження двоюріної світи виконане Володимиром Аркадьєвим з колегами дозволило вивчити скам'янілості, зробити точніший опис розрізу та провести його палеомагнітні дослідження [1, 2]. Як показано В.Аркадьєвим, розріз флішодних глинистих вапняків розбитий тріщинами, деформований складками різних форм та ускладнений розломами. Загальна потужність розрізу досягає 360 м. Порооди падають під кутами 20-30° на північ та північний схід. Основа світи відслонена на південному крилі синкліналі Тете-Оба. Верхня частина розрізу відкрита на мисі Святого Іллі. Автори вважають, що світа утворена глибоководними шельфовими осадами. Зведена послідовність складена з чотирьох розрізів та 23 шарів. Два розрізи розташовані у Двоюріній долині, третій знаходиться в одному км на південний схід селища Південного, а четвертий – на узбережжі мису Св. Іллі.

Російські вчені на основі поширення амонітів вперше вказали точну межу юри та крейди в розрізі двоюріної світи [1, 2]. Інтервал між рівнями з амонітами пізнього титону та раннього берріасу складає в середньому близько 40 м [1, 2]. Границя визначається в основі зони *jacobi*. Ця зона може добре корелюватися в розрізах від Іспанії до Гімалаїв. Російськими науковцями в результаті комплексного дослідження викопних решток, літології та палеомагнітних особливостей розрізів двоюріної світи було встановлено положення титон-берріасської границі на мисі Св. Іллі у Східному Криму біля Феодосії (фиг. 1).

Висновки. Вважаємо за потрібне створити Геологічну пам'ятку (геосайт) «Мис святого

Іллі» для збереження ландшафту, унікальної червонокнижної флори та фауни, а, головне, стратотипу границі між юрською та крейдовою системами на Україні. При цьому створити всі можливі умови для подальшого всебічного комплексного наукового вивчення даного об'єкту за участі представників геологічної науки та громади.

Цей об'єкт вже має міжнародне значення і потенційно, після ретельного вивчення, може бути внесений у Європейський перелік геологічних пам'яток, якими опікується Міжнародний союз геологічних наук та ЮНЕСКО.



Фіг. 1. Запропоноване положення границі між юрською та крейдовою системами (за матеріалами В. Аркадьєва [1, 2]).

1. Аркадьєв В.В., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Багаєва М.И., Пискунов В.К., Рудько С.В., Перминов В.А., Маникин А.Г., Платонов Е.С. Новые данные по седиментологии, био- и магнитостратиграфии титона–берриаса Восточного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. 26-30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург. Научные материалы / под ред. В.А. Захарова. - СПб: Издательство Политехнического университета, 2011. С.28-30.

2. Аркадьєв В.В., Федорова А.А., Савельєва Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 84–112.

3. Астахова Т.В., Пермяков В.В., Плотникова Л.Ф. Мезозой В кн.: Стратиграфия (Шельф и побережья Черного моря). – Киев: “Наукова думка”, 1984. – с. 33-74.

4. Michalík Jozef, Reháková Daniela. Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. Geoscience Frontiers Volume 2, Issue 4, October 2011, Pages 475–490.

The Need of conservation Jurassic and Cretaceous boundary in Crimea

There is emphasized one of main problem of Mesozoic stratigraphy – definition Jurassic/Cretaceous boundary in Crimea. History of discovery of this limit is described in Crimea. Achievements and first-priority tasks in the study are marked. Big attention is attracts to risk of destroying the type section of the boundary in result of excavation works, which were carry out near Theodosia Lighthouse on St Ilias point (St Illi burnu). The necessity work for conservation type section K/J boundary, natural landscape and population of rare flora are proposed on territory close to lighthouse and buffer zone of Black Sea coast.

ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ПРИРОДИ МЕЗИНСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

Дорошкевич С.П.

Інститут географії НАН України, м. Київ

Протягом геологічної історії розвитку Землі природні умови на території Мезинського Національного природного парку (НПП) неодноразово змінювались. При цьому, кожен з періодів геологічної історії характеризувався своїми особливостями. Відомості про ті чи інші палеогеографічні обстановки, події та процеси, які відбувались у минулому, ми отримуємо на основі досліджень відкладів, які збереглися з того часу. Ці відклади, а саме їх властивості та особливості, послідовність залягання шарів, літологічний і петрографічний склад гірських порід, включення (у тому числі скам'янілі рештки живих організмів) та ін., є дуже цікавою і, водночас, своєрідною та загадковою книгою про історію розвитку природи нашої планети загалом і її окремих регіональних частин зокрема. Потрібно тільки вміти її прочитати.

Звичайно природи, про яку буде йти мова у даній публікації, вже немає. Вона зникла. Однак світ, у якому ми живемо, є її прямим нащадком. Повністю відтворити природні умови минулого практично нереально (до того ж, чим більша часова віддаль до тої чи іншої події, тим, як правило, менше інформації про неї зберігається). Свідчення про природні умови минулого, що збереглися дуже вибірково. Вони лише вказують, що там-то, у такому-то шарі, збереглися ті чи інші знахідки (скам'янілості), а будова і властивості таких-то відкладів вказують на їх формування у таких-то фізико-географічних умовах. Завдання палеогеографії, на основі цих розрізнених даних, створити цілісну картину та виконати реконструкції давньої природи Землі. Наша уява, опираючись на конкретні знахідки, проте не обмежуючись ними, допоможе побачити природні обстановки минулого та їх живих мешканців. Цей світ давнини, реконструйований у нашій уяві, настільки ж реальний, наскільки й фантастичний. Він вже не існує, як не існує частини прожитого людиною життя, однак в реальності цього життя сама людина не сумнівається.

Для отримання даних про історію розвитку природи Землі протягом фанерозою в цілому та території Мезинського НПП у тому числі, ми проаналізували та опрацювали значну кількість літературних джерел з палеогеографічної

тематики [1-13 та ін.]. Зокрема, з'ясували, що згідно структурно-геологічного районування територія Мезинського НПП знаходиться в суміжній зоні Дніпровсько-Донецької западини і схилів Воронежського кристалічного масиву, що у значній мірі зумовило головні особливості її геологічного розвитку. Основну інформацію щодо змін природних умов, зокрема орієнтовних палеогеоморфологічних обстановок території дослідження (табл. 1), ми отримали на основі інтерпретації даних картографічних матеріалів з Атласу палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР [1]. В табл. 1 також відображено дані про відклади, які вказують на ті чи інші фізико-географічні умови часу їх формування, наведено їх приблизну потужність в районі дослідження чи на суміжних територіях. Дані абсолютного віку взяті зі стратиграфічного кодексу України [11]. В роботі також використано матеріали особистих досліджень, які, головним чином, стосувались плейстоценових відкладів.

Початок геологічної історії розвитку природи Мезинського НПП сягає, мабуть, часів зачатку нашої планети (близько 6,5 млрд. р. т.), які, не дивлячись на значний розвиток науки, все-таки окутані густим туманом загадковості. Більш конкретні відомості, пов'язані з геологічними даними, сягають одного з найдавніших періодів розвитку Землі – **риффею** (від 1,7 млрд. до 570 млн. років тому), коли територія сучасного природного парку була дном морської протоки і перебувала у зоні акумуляції відкладів з підвищених ділянок Українського та Воронежського кристалічного масивів (на території Мезинського НПП в цей час сформувались гнейси, кристалічні сланці, амфіболіти, залізисті кварцити, базити та ін.). В той давній час територія сучасного природного парку була дном мілководного внутрішнього моря єдиного материка, який існував у північній півкулі – Лавразії. Ландшафти суходолу являли собою пустелю з достатньо контрастним та динамічним рельєфом, що було наслідком активних тектонічних рухів земної кори, інтенсивного прояву процесів денудації, переносу і акумуляції осадових відкладів та повною відсутністю на суші будь-яких живих

Таблиця 1. Палеогеографічні умови території Мезинського НПП протягом геохронологічної історії розвитку Землі [1, 11]

| Система | Відділ | Палеогеоморфологічні умови: гМ М мМ алР акР нС С вС - палеогеографічні документи | Приблизний вік, млн. р. |
|------------|------------------|--|-------------------------|
| Антропоген | Голоцен | ■ – сучасні ґрунти (1-2 м) | 0,01 |
| | Плейстоцен | ■ – леси та викопні ґрунти (під час дніпровського зледеніння – леси, флювіогляціальні піски, морена) | 0,82-0,01 |
| | Еоплейстоцен | ■ | 1,8-0,82 |
| Неоген | Пліоцен | ■ | 5,0-1,8 |
| | Міоцен | ■ | 24-5,0 |
| Палеоген | Олігоцен | ■ - харківські піски (10 м), <i>главконітизація</i> | 37-24 |
| | Еоцен | ■ - київські глини та піски (3 м) ■ - бучацькі піски та глини (10 м) ■ - канівські піски, пісковики, опоки та глини (8 м), <i>процеси фосфоритизації</i> | 54-37 |
| | Палеоцен | ■ з пониженим суходолом | 65-54 |
| Крейда | К ₂ | ■ – маастрихтська крейда (40 м) | 65 |
| | | ■ – кампанська крейда (60-70 м) | 72 |
| | | ■ – сантонські мергелі та крейда (близько 70 м) | 83 |
| | | ■ – турон-коньякські мергелі та крейда (120 м) | 87 |
| | К ₁ | ■ - сеноманські мергелі, піски, пісковики (20 м), <i>процеси фосфоритизації та окремніння</i> | 91-88 |
| | | ■ – альбські піски та глини (10 м) | 96 |
| | | ■ з акумулятивними рівнинами – аптські піски та глини (50 м) | 108 |
| | | | 114 |
| Юра | J ₃ | ■ | 135 |
| | J ₂ | ■ з акумулятивними рівнинами | 146 |
| | | ■ - пізньооксфордські глини карбонатні (20-30 м) | 154 |
| | | ■ – ранньооксфордські глини опіщанені (20-30 м) | 160 |
| | J ₁ | ■ – келовейські глини карбонатні та опіщанені (20-30 м) | 167 |
| | | ■ – пізньобатські алевроліти та глини (30-40 м), <i>процеси сидеритизації</i> | 176 |
| | | ■ – ранньобатські глини (20 м), <i>процеси сидеритизації</i> | 205 |
| Тріас | T ₃ | ■ | 205 |
| | T ₁₋₂ | ■ – піски, пісковики, глини, галечники (45 м) | 245 |
| Перм | P ₂ | ■ – татарські піски (35 м) | 250 |
| | P ₁ | ■ – казанські піски з пісковиками (45 м) | 255 |
| | | ■ | 260 |
| | | ■ | 295 |

| Система | Відділ | Палеогеоморфологічні умови: гМ М мМ алР акР нС С вС - палеогеографічні документи | Приблизний вік, млн. р. |
|---------|----------------|--|----------------------------|
| Карбон | C ₃ | | 305 |
| | C ₂ | | 320 |
| | C ₁ | | 325 |
| | | | 350 |
| | | | 360 |
| Девон | D ₃ | | 410-360 |
| | D ₂ | | |
| | D ₁ | | |
| Силур | S ₂ | | 435-410 |
| | S ₁ | | |
| Ордовик | | | 500-435 |
| Кембрій | | | 570-500 |
| Рифей | | | □570 |

Умовні позначення до табл. 1 : гМ – море відносно глибоке; М – море; мМ – море відносно мілке; алР – алювіальна рівнина; акР – акумулятивна рівнина; нС – суша відносно низька; С – суша; вС – суша відносно підвищена.

організмів. Клімат Землі в той час, у порівнянні з сучасним, був значно одноманітнішим, що було зумовлене незначною потужністю атмосфери з високим вмістом вуглекислого газу (наслідок інтенсивної вулканічної діяльності на планеті) та переважанням за площею морів і океанів над суходолом. Середні температури земної поверхні, за окремими даними [13], складали 40-60°C.

Органічний світ докембрійського віку розвивався у морському середовищі. Найбільш типовими представниками живого світу були синьо-зелені водорості, завдяки життєдіяльності яких в кінці протерозою в атмосфері планети почав збільшуватись вміст кисню та утворився озоновий шар. Останній відіграв величезне значення у подальшій еволюції живих організмів Землі, оскільки захищав їх від жорсткої ультрафіолетової сонячної радіації. Окрім синьо-зелених водоростей живі організми були представлені різноманітними групами бактерій та мікроорганізмів (рис. 1), а в кінці протерозою з'явилися перші багатоклітинні організми – медузоподібні (рис. 2), черви, членистоногі та ін.

З кінця рифею і аж до початку карбону (протягом 570-360 млн. р. т.) територія сучасного розташування Мезинського НПП, скоріш за все,

була сушею, оскільки море значно відступило (морські відклади **кембрію, ордовіку та силуру** виявлені аж в межах Волині й Причорномор'я). Щоправда, в середині **девону** почала формуватись Дніпровсько-Донецька западина, що відповідно призвело до пониження абсолютних висот рельєфу і навіть, можливо, на певний час, наступу на територію сучасного парку мілкого моря, яке поширювалось Дніпровсько-Донецькою западиною зі сторони Кавказу у північно-західному напрямі.

Протягом всього кембрію суша на планеті залишалася безжиттєвою. Лише в кінці кембрію з'явилися своєрідні земноводні спорові рослини (псилофіти), які поширились на вирівняних прибережних мілководних ділянках морів. Вважається, що основний час свого життя вони проводили під водою і лише зрідка, під час сильних відливів, опинялися у повітряному середовищі добре насиченому вологою. Завдяки продуктам життєдіяльності синьо-зелених водоростей атмосфера в кембрії стала набувати киснево-вуглекислотно-азотного складу. В морях кембрійського часу виникла значна частина відомих сьогодні типів безхребетних тварин, особливо поширились трилобіти (рис. 3), брахіоподи, гастроподи, губки, радіоларії, археоціати та ін.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

В *ордовицький* період в атмосфері продовжував збільшуватись вміст кисню. Як і раніше, життя було широко розповсюджене лише в морських просторах. Суша ж залишалася майже безжиттєвою. Суходіл був заселений тільки бактеріями і лише в прісноводних

континентальних басейнах розвивалися планктонні одноклітинні організми. В прибережних частинах поширилась псилофітова флора, з'явилися перші мохи та плаунові. В *силурі* з'явилися перші членистоногі – скорпіони та сороконіжки (рис. 4).

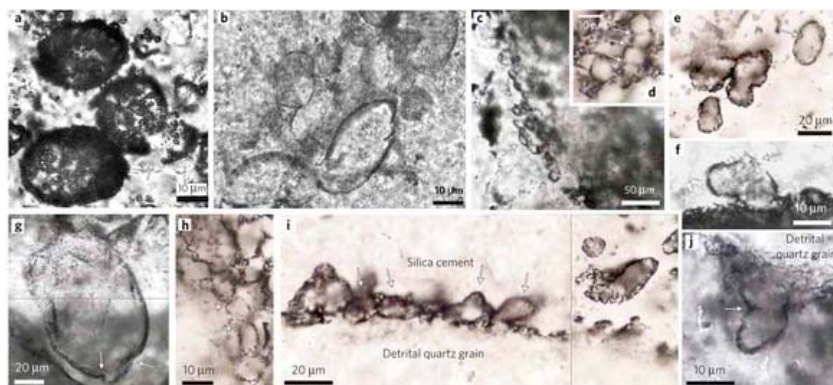


Рис. 1. Різні форми скам'янілих клітин бактерій і мікроорганізмів виявлених у докембрійських відкладах (Джерело ілюстрації: <http://www.bloggen.be>) [14]



Рис. 2. Вендобіонт-медузоїд *Nemiana simplex* (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]



Рис. 3. Скам'янілі трилобіти в породі (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]



Рис. 4. Сліди фрагментів трьох ракоскорпіонів у силурійських вапняках (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]

В **девоні** на планеті продовжувались геократичні рухи каледонської складчастості, що призвело, зокрема, до формування Дніпровсько-Донецького прогину в якому накопичувались різноуламкові осадові відклади з суміжних підвищених територій. Саме в девоні живі організми почали заселяти не тільки мілководні епіконтинентальні моря, а й стали поширюватись у глиб суходолу: відбувалось поступове освоєння суші рослинами, почали розвиватись нові види наземних хребетних. У флорі девону, поруч із псилофітами, вже існували плауноподібні, членистостеблеві, папоротники та ін. В кінці девону псилофіти вимерли, проте з'явилися голонасінні. До пануючих наземних безхребетних, відомих ще з силуру (скорпіони,

багатоніжки), приєдналися комахи (рис. 5-6). Першими наземними хребетними стали земноводні (так звані стегоцефали), які проживали в сильно заболочених приморських низовинах.

В морях девону панували риби (акули, скати, двоякодишаючі, кистепері, безщелепні (рис. 7) та ін.). Морська фауна безхребетних стала ще більш різноманітною. Широко поширилися та значно збільшилось видове різноманіття головоногих молюсків, брахіоподів, коралів та ін. В девонський час, за палеогеографічними даними [13] на планеті вже достатньо чітко проявлялась кліматична диференціація. Територія дослідження перебувала в межах екваторіального поясу.



Рис. 5. Велетенська викопна бабка *Meganeura tonyi*, що жила у кам'яновугільний період та мала розмах крил до 70 см, (Джерело ілюстрації: <http://stsimonsislandgaguys.blogspot.com>) [20]



Рис. 6. Скам'янілі комахи в бурштині (еоцен-олігоцен) (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]

З початку **карбону** (у візейський вік, близько 350 млн. р. тому) і аж до його кінця (близько 305 млн. р. тому) територія Мезинського парку перебувала під впливом мілкого моря (можливо морської протоки), яке розмежовувало масиви суходолу Українського та Воронежського щитів. На це вказують 20-30 м товщі візейських алевролітів та аргілітів з прошарками вапняків, що зустрічаються на суміжних територіях. До кінця карбону море почало поступово відступати

і територія дослідження перебувала у прибережній мілководній зоні опріснених лагун та акумулятивних рівнин. В кам'яновугільний час на Землі відбувались таласократичні процеси герцинської складчастості, що відповідно призводило до збільшення площ морів. Фауна морських безхребетних була майже ідентична девонській, проте її особливістю було те, що в її складі були відсутні майже всі давні примітивні форми, які вимерли. На суші рослини значно

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

проникли вглиб континентів, поширюючись в межах алювіальних, озерно-алювіальних та внутрішньоматерикових рівнин. Особливо в рослинному світі карбону зростає роль деревних рослин (деревоподібні папоротники, плаунові та членистостебельні (хвощі)), які в майбутньому утворили потужні поклади кам'яного вугілля (рис. 8). В кінці карбону з'явилися перші

хвойні та гінкгові. Серед морських хребетних тварин продовжували панувати риби, особливо поширилися акуліві (рис. 9). На суходолі відбувався розквіт земноводних (стегоцефалів), з'явилися перші рептилії (котилозаври), серед яких були хижі, рослиноїдні та комахоїдні види. Клімат на території дослідження в карбоні був близьким до екваторіального.



Рис. 7. Рештки безщелепних риб *Stensiopelta pustulata* та *Pteraspis rostrata* в девонських відкладах (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]



Рис. 8. Відбиток листка папороті на вугіллі (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]



Рис. 9. Скам'янілі акуліні зуби (Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]

З початку *пермі* (близько 295 млн. р. тому), протягом *тріасу* і аж до середини *юри* (близько 176 млн. р. тому), коли на планеті відбувались активні геократичні процеси герцинської складчастості, територія дослідження перебувала в межах суходолу, відносний геоморфологічний рівень якого постійно змінювався: від відносно підвищеного суходолу до акумулятивних та алювіальних рівнин і знову до відносно підвищеного суходолу. Процеси активного планетарного орогенезу (на планеті утворились гірські масиви Уралу, Аппалачі та ін.) та інтенсивного вулканізму призводили до зменшення площ морів та розширення континентальних масивів, що, відповідно, призводило до більшої континентальності клімату.

Контрастні зміни, які відбувались на планеті сприяли новому витку еволюції органічного світу. Особливо сильно зміни природних умов вплинули на живі організми суходолу, оскільки вони перебували у більш екстремальних умовах у порівнянні з морськими формами (значно сильніше залежали від змін температури і вологості). В рослинному світі суходолу в *пермі* провідну роль почали відігравати голонасінні – цикадові (сагавоподібні), хвойні та гінкгові; в той час як вищі спорові рослини та примітивні голонасінні почали втрачати свої позиції. До кінця *тріасу* хвойні, гінкгові та цикадофітові повністю витіснили релікти палеозойських папоротників, кордаїтів, каламітів та ін.

У *пермській* фауні наземних тварин стали панувати рептилії, в той час як значна частина

видів земноводних вимерла, через неспроможність пристосуватися до змін природного середовища. Серед рептилій панували котилозаври та пелікозаври, а серед земноводних поширились крокодилоподібні – лабіринтодonti (рис. 10). В *тріасі* продовжувалось панування рептилій та помітне скорочення видів і ареалів поширення земноводних. В середині *тріасу* з'явилися перші динозаври, в той час як перші примітивні рептилії – котилозаври, вимерли; в цей же період з'явилися перші дрібні ссавці.

Пануючими видами у фауні морських безхребетних *пермі* стали форамініфери (так звані фузулініди) і нові класи головоногих моллюсків (амоніти, наутілоїди та ін.) і брахіоподи; зменшилась роль чотирьохпроменевих коралів, табулят, мшанок та голкошкірих, які в кінці *пермі* зовсім вимерли разом з іншими групами більш давніх палеозойських груп. В *тріасі* досягли свого розквіту головоногі моллюски (амоніти, брахіоподи), двохстулкові моллюски, червононогі моллюски, морські їжаки, шестипроменеві корали та ін.

В морській фауні хребетних *пермі* сильно зменшилось видове різноманіття риб (вимерли акулорподібні риби (акантодії), які були проміжною ланкою між хрящовими та кістковими рибами, зменшилась кількість видів кистеперих та двоякодихаючих риб). У морях *тріасу* серед хребетних продовжували панувати кісткові риби, широко розповсюдились рептилії – іхтіозаври, пліозаври та плезіозаври (рис. 11.).



Рис. 10. Скелет лабіринтодонта – предка крокодилів (Джерело ілюстрації: www.fossilmuseum.net) [15].

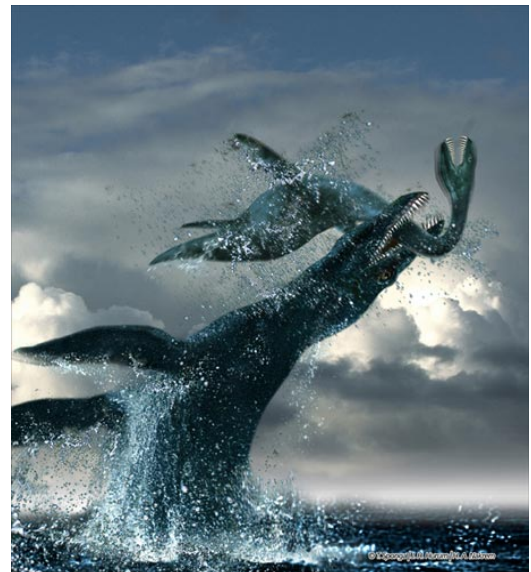


Рис. 11. Плезіозавр на полюванні (Джерело ілюстрації: <http://www.naturalist.if.ua/?p=238>) [16]

Клімат починаючи з пермського періоду вже яскраво диференціювався на кліматичні пояси (зокрема на планеті виділявся екваторіальний пояс та по два тропічних, субтропічних і помірних). В пермі територія дослідження знаходилась в межах тропічного кліматичного поясу; а в кінці тріасу, за рахунок глобального руху літосферних плит, перемістилась до поясу субтропічного клімату.

З середини **юри** і майже до її кінця, територія Мезинського НПП знову піддавалась впливу морських трансгресій. Свідченням цього є наявні на території Мезинського парку та суміжних територіях морські фації відкладів: батські глини і алевроліти, келовейські й оксфордські карбонатні опіщанені глини. Протягом батського часу відбувалися процеси сидеритизації, що призводило до утворення сидериту (мінералу класу карбонатів, FeCO_3), який утворювався в сильно мінералізованих глибоководних морських водах під впливом високих температур (до 700°C). З кімериджу (146 млн. р. тому) море поступово почало відступати у південно-східному напрямі, в сторону сучасного Каспійського моря, і на кінець юри (титонський вік, 141 млн. р. тому) територія парку знову потрапила в зону континентального режиму.

В теплих юрських морях продовжували свій еволюційний розвиток морські безхребетні – головоногі (амоніти, белемніти, наутілоїдеї) (рис. 12-14) й двохстулкові моллюски, брахіоподи, корали, строматопори, морські їжаки та ін.

В цей же час, на суходолі, в рослинному покриві юри продовжували панувати голонасінні (хвойні, гінкгові, цикадофітові, бенетитові та ін.). Споріві, в основному папоротеподібні й хвощі, були поширені локально, в межах сильно зволжених низовин на узбережжях морів і великих озер. В кінці юри, у зв'язку із збільшенням площ суходолу, зросла аридність клімату, що призвело до появи нових видів посухостійких рослин та, відповідно, зникнення деяких вологолюбних форм. Фауна юрського періоду вирізнялася значною різноманітністю гігантських рептилій серед яких розрізнялись водні (наприклад, іхтіозаври, плезіозаври, пліозаври), земно-водні (диплококи, бронтозаври, зауролофи), літаючі (рамфорінхи, птеранодони, птеродактилі (рис. 15)) та наземні травоядні (ігуанодонти) й хижі (каріозаври, тарбозаври, тиранозаври (рис. 16)) форми. В юрський період з'явилися перші птахи – археорніси і археоптерикси (рис. 17).



Рис. 12. Амоніт



Рис. 13. Белемніт
(Джерело ілюстрації: <http://www.paleo.ua>) [19]



Рис. 14. Наутілоїдея (наутілус)

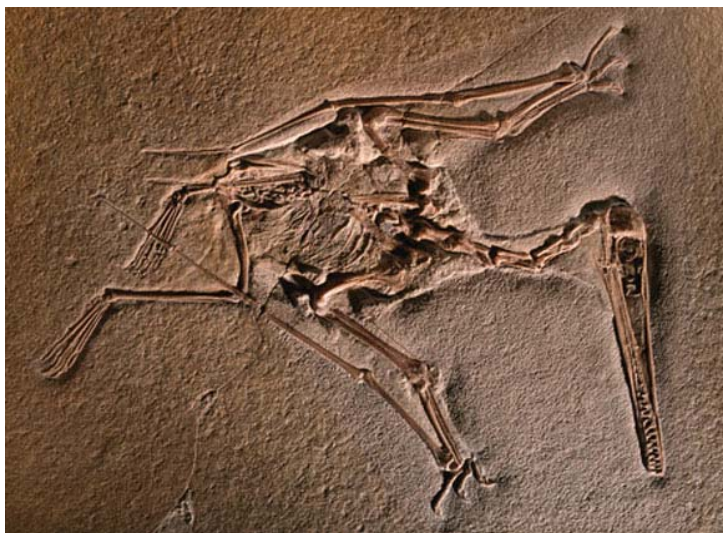


Рис. 15. Скам'янілі залишки птеродактиля
(Джерело ілюстрації: <http://news.nationalgeographic.com>) [18]



Рис. 16. Скелет тиранозавра – найбільшого із відомих будь-коли наземних хижаків (Джерело ілюстрації: <http://www.naturalist.if.ua/?p=355>) [16]



Рис. 17. Відбиток археоптерикса (Джерело ілюстрації: <http://www.naturalist.if.ua/?p=327>) [16]

Протягом юрського періоду територія дослідження знаходилась в межах вологого субтропічного клімату, який, однак, відрізнявся від сучасного відсутністю чітко вираженого зимового сезону з від'ємними температурними показниками. В той час на території Мезинського природного парку панували ландшафти нормально солоних морів. В кінці юри, коли клімат почав набувати аридних рис, на звільненій від водних масивів території Мезинського НПП формувались ландшафти розріджених хвойно-гінкгових лісів з папоротниковим підліском в межах низовин та акумулятивних рівнин.

Проте, вже на початку **крейди** (аптський вік, 114 млн. р. тому) розпочалась нова, найбільш відчутна для території дослідження морська трансгресія, яка насувалася з півночі та північного-сходу. В пізній крейді (90-70 млн. р. тому) територія сучасного парку була дном найбільш глибокого моря за весь період геологічної історії. На це вказують потужні товщі крейди та мергелів. Окрім цього, саме в крейді (в сеноманський час, близько 95 млн. р. тому), під впливом процесів окремління, утворились поклади кременю, які вже у плейстоцені слугували сировиною для

виготовлення крем'яних знарядь первісною людиною (рис. 18).

В крейді територія Мезинського природного парку перебувала в межах субтропічного клімату. Фауна морських безхребетних характеризувалася різноманітними видами коралів, амонітів, белемнітів, брахіоподів, морських їжаків, теплолюбними формами планктонних форамініфер та нанопланктону. На суші, в цей час, в рослинному покриві з'явилися перші покритонасінні, які доволі швидко поширилися по всій планеті і в кінці крейди почали займати пануючі позиції у видовому флористичному різноманітті (магнолії, лаврові, евкаліпти, дуби та ін.). Видовий склад голонасінних значно зменшився, найбільш поширеними серед хвойних були соснові (сосна, ялина, піхта, кедр) та таксодієві. Значних змін в крейдяному періоді зазнала фауна. В кінці крейди майже раптово вимерли крупні рептилії. Більшого поширення досягли ссавці та птахи.

Наприкінці крейди—на початку **палеогену** море відступило і певний час, протягом **палеоцену** (65-55 млн. р. тому) територія Мезинського НПП перебувала у континентальному режимі розвитку. З **еоцену** (54 млн. р. тому) розпочалась остання



Рис. 18. Частина кременю зі сколами (слідами трудової діяльності людини) виявленого на пізньопалеолітичній стоянці у с. Мезин

значна морська трансгресія, яка тривала аж до кінця **олігоцену** (близько 24 млн. р. тому).

В морях палеогену продовжували свій еволюційний розвиток морські безхребетні – форамініфери (нумуліти і орбітоїди), шестипроменеві корали, морські їжаки, брахіоподи, двохстулкові молюски (крупні устриці, пектиніди, мідії).

Флора палеогену характеризувалася пануванням покритонасінних деревних порід; серед голонасінних поширеними залишились хвойні. Фауна наземних тварин значно змінилася у порівнянні з крейдяною. Звільненими від динозаврів просторами швидко опанували ссавці, які були представлені, переважно, дрібними формами. Переважна більшість видів ссавців, серед яких вже виділялись систематичні групи гризунів, комахоїдних, приматів, копитних, хоботних, хижих і т.п., відносилась до примітивних форм, які вимерли до кінця неогену.

В **неогені**, починаючи з **міоцену** і до сьогодні, на території дослідження остаточно встановився континентальний режим, що призвів до формування переважно субаеральних відкладів (потужні ґрунти-педоседименти субтропічних кір вивітрювання, викопні ґрунти, леси, сучасні ґрунти). З кінця **пліоцену** природа території дослідження почала набувати рис подібних до сучасних.

Флора неогену характеризувалася лісовою рослинністю зі значною видовою різноманітністю. Широко розповсюдженими були теплолюбні широколистяні ліси з вічнозеленими формами. В кінці неогену підвищилась аридизація клімату, що призвело до виникнення середземноморського типу рослинності – вічнозелених лаврових лісів з оливками, кипарисами, грецькими горіхами, самшитами, південними видами сосен і кедрів. Значного видового різноманіття в неогені

досягла наземна фауна хребетних. Пануючими видами стали предки коней (анхітерії), носорогів, ведмедів, оленів, свиней, антилоп, мавп, гризунів, черепах. З середини неогену набула розповсюдження так звана «гіпаріонова фауна» до якої належали давні (гіпаріони) і сучасні коні, олені, хоботні, носороги, антилопи, верблюди, жирафи, бегемоти, страуси, черепахи, мавпи, гризуни, шаблезубі тигри та інші хижаки. Тоді ж на Земній кулі з'явилися прямі предки людини – людиноподібні мавпи.

В **плейстоцені** відбувались чергування льодовикових епох з міжльодовиковими [2, 3, 8, 9]. В час максимального поширення материкового зледеніння (дніпровський палеогеографічний етап, близько 180 тис. р. тому [7]), територія Мезинського природного парку була вкрита товщею льодовикового покриву на що вказують наявні тут моренні відклади (рис. 19). Протягом міжльодовикових періодів (тепліх етапів плейстоцену), коли природні умови були схожі або тепліші за сучасні, в сприятливих для проходження процесів ґрунтоутворення умовах, формувались горизонти викопних плейстоценових ґрунтів (рис. 20).

Ритмічні чергування епох зледеніння та міжльодовиків'ї накладали свій відбиток на структуру та розміщення органічного світу. В міжльодовикові етапи, особливо в середньому та пізньому плейстоцені, природні умови нагадували сучасні. Періоди розвитку та деградації покривних материкових зледеніння призводили до зміщення та міграцій меж природних зон з притаманними їм особливостями флори і фауни. В плейстоцені, в умовах тундри, лісотундри і так званих перигляціальних холодних степів, проживали мамонти, шерстисті носороги, гігантський і північний олені, мускусний бик, песець, лемінг та різноманітні гризуни (рис. 21). Лісову фауну

складали слон, носоріг Мерка, бізон, гіпопотам, ведмідь, вовк, шаблезуба кішка, рись. В лісостепах та степах широко розповсюдженими були коні, бізони, антилопи, лосі, численні види гризунів. До кінця плейстоцену значна частина представників теплолюбної флори і фауни вимерли.

В плейстоцені також завершилась еволюція приматів у вид Людина розумна, до якого ми зараз з Вами відносимось. Зокрема, вже у ранньому плейстоцені австралопітеки (мавпоподібні люди) вимерли, а на зміну їм прийшли архантропи. Наступною сходинкою еволюції людини стали палеоантропи

(неандертальці), яких згодом змінили неоантропи (кроманьйонці), що були першими представниками виду *Homo sapiens*. Перші знахідки, які вказують на появу людини (в даному випадку неандертальця) в межах території Мезинського парку датуються археологічною культурою мустьє (близько 80 тис. р. тому) [4]. Близько 20 тис. р. тому на території парку вже перебувала людина розумна (*Homo sapiens*) що підтверджує всесвітньовідома пізньопалеолітична пам'ятка первісної людини (кроманьйонця) у с. Мезин [12] на місці розташування якої функціонує археологічний музей.



Рис. 19. Моренні відклади у природному відслоненні біля с. Вишеньки



Рис. 20. Світа прилуцьких викопних ґрунтів біля с. Свердловка

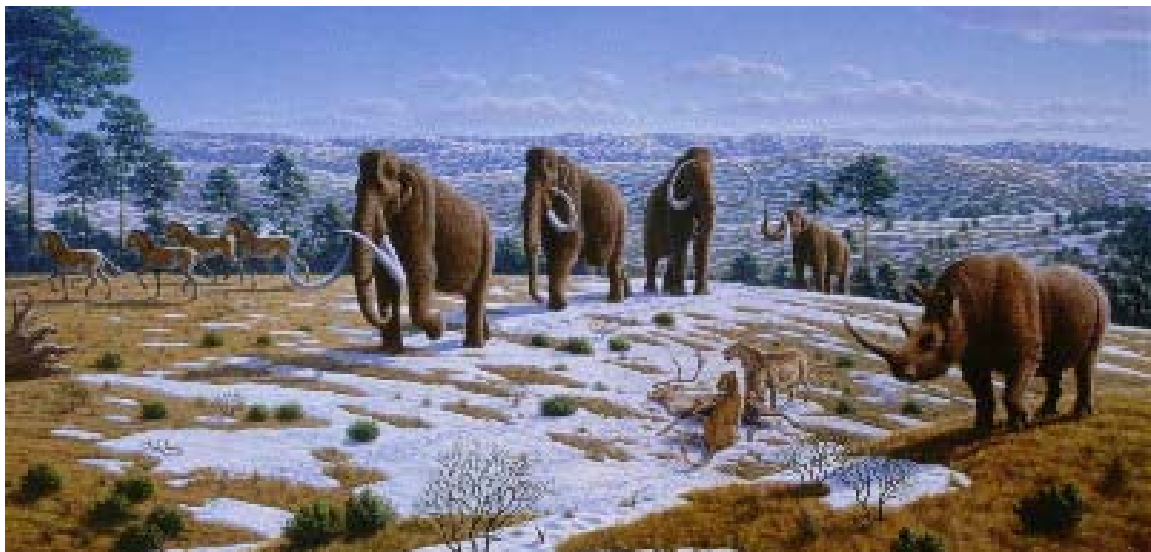


Рис. 21. Флора та фауна плейстоцену (Джерело ілюстрації: http://nauka.in.ua/news/short/article_detail/4718) [17]

Після останнього плейстоценового зледеніння, що закінчилось близько 9 тис. р. тому, розпочався сучасний етап розвитку природи, який називають **голоценом**.

1. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій): Масштаб 1:2 500 000 / [Д.С. Айзенберг, Н.М. Баранова, М.Ф. Веклич та ін.] ; за ред. В.Г. Бондарчука. – К.: Видавництво Академії наук Української РСР, 1960. – 78 карт.

2. Веклич М.Ф. Основы палеоландшафтоведения / М.Ф. Веклич – К.: Наукова думка, 1990. – 192 с.

3. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене / А.А. Величко. – М.: Наука, 1973. – 254 с.

4. Куриленко В.Є. Історія Чернігово-Сіверщини з найдавніших часів у знахідках Мезенської округи: Нариси про далеке минуле рідного краю / В.Є. Куриленко. – Чернівці: Мезинський національний природний парк, 2008. – 74 с.

5. Марков К.К. Палеогеография / К.К. Марков. – М.: Изд.-во МГУ, 1960. – 268 с.

6. Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь / Маруашвили Л.И. – М.: Мысль, 1985. – 124 с.

7. Палеоландшафти: Середній плейстоцен. Ландшафти дніпровського часу (180 тис. років тому) // Національний атлас України. – К.: ДНВП «Картографія», 2007. – С. 221.

8. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / [Матвіїшина Ж.М.,

Герасименко Н.П., Передерій В.І. та ін.] ; за ред. Ж.М. Матвіїшиної. – К.: Наук. думка, 2010. – 192 с.

9. Рослый И.М. Палеогеография антропогена / И.М. Рослый. – К.: Вища школа, 1982. – 173 с.

10. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии / Л.Б. Рухин. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 628 с.

11. Стратиграфічний кодекс України / ред. колегія: Ю.В. Тесленко (відп. ред.), П.Ф. Гожик, К.Ю. Єсипчук та ін. – К.: Національний стратиграфічний комітет України, 1997. – 24 с.

12. Шовкопляс И.Г. Мезинская стоянка: К истории среднеднепровского бассейна в позднелолитическую эпоху / И.Г. Шовкопляс. – К.: Наукова думка, 1965. – 327 с.

13. Ясаманов Н.А. Популярная палеогеография / Н.А. Ясаманов. – М.: Недра, 1985. – 136 с.

14. <http://www.bloggen.be>.

15. <http://www.fossilmuseum.net>.

16. <http://www.naturalist.if.ua>.

17. <http://www.nauka.in.ua>.

18. <http://news.nationalgeographic.com>

19. <http://www.paleo.ua>.

20. <http://stsimonsislandgaguys.blogspot.com>.

S. Doroshkevich

History of development of nature of Mezin national natural park.

History of development of nature of Mezin national natural park is considered on the basis of literary information and materials of own researches. The paleogeomorphology situations, the conditions of piling up of deposits, feature of development of the organic world and change of climate, during of Phanerozoic are described.

ВОЗМОЖНОСТИ НАУЧНОГО МУЗЕЯ ДЛЯ ОЗНАКОМЛЕНИЯ ПОСЕТИТЕЛЕЙ С ГЕОЛОГИЕЙ КРАЙНЕГО СЕВЕРА

Жданова Л. Р.

Институт геологии КНЦ УрО РАН,

Геологический музей им. А.А.Чернова является одним из подразделений Института геологии Коми научного центра УрО РАН. Институт геологии занимается в области фундаментальных исследований проблем о Земле. Одним из направлений исследований института является изучение особенностей строения, и истории геологического развития территории северо-востока Европейской части России и севера Урала, закономерностей формирования и размещения основных формаций горных пород и связанных с ними полезных ископаемых для целей совершенствования научного прогноза, поисков и промышленной оценки рудных и нерудных полезных ископаемых. Основным источником получения новой геологической информации являются полевые экспедиционные исследования. За все время работы данного академического учреждения, с 1941 и по 2010гг институтом было организовано 1081 полевых отрядов в различные районы региона [1].

В районы крайнего севера за годы работы Института было организовано более 116 научных экспедиций, в том числе в районы Северного Тимана и п-ова Канин – 59, Пай-Хоя – 82, острова Вайгач и Новая Земля – 25. На Полярный Урал было организовано – 169 экспедиций.

Исследования, проведенные Институтом геологии, позволили повысить уровень геологической изученности региона и

разработать современные представления о ее геологическом строении и полезных ископаемых. Большая часть фактического материала, собранная сотрудниками института передана в научно-геологический музей им. А.А.Чернова. Состав поступающих коллекций отражает историю геологических интересов сотрудников института.

Первые коллекции в фонды музея были приняты в декабре 1969 года, в последующие годы их количество варьировало в зависимости от числа законченных научных исследований или нужд экспозиционной части музея. На настоящий момент фонды музея, состоящие из монографических, выставочных и рабочих коллекций содержат более 154 000 образцов, шлифов, препаратов и проб, значительная часть которых входит в состав более полутысячи монографических изученных коллекций. Все монографические коллекции выступают как приложения к научным отчетам, диссертациям и другим опубликованным работам. Коллекции музея позволяют дать довольно полную геологическую характеристику территории северо-востока Европейской части России: севера Русской плиты, Приполярного и Полярного Урала, Пай-Хоя, Вайгача и Южного острова Новой Земли, Канино-Тиманского кряжа. Для осуществления этой задачи материалы фонда демонстрируются в экспозиционных залах.

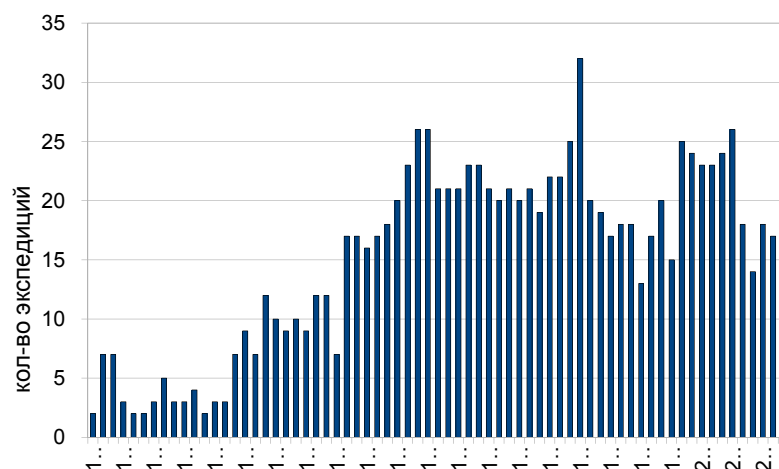


Рис.1 Количество экспедиций, организованные институтом за годы его работы

Таблица 1. Распределение количества экспедиций по годам и районам исследований

| Годы | 1941-1957 | 1958-1967 | 1968-1977 | 1978-1987 | 1988-1997 | 1998-2007 | 2008-2010 |
|---------------------------|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Район иссл-ия | Количество экспедиций | | | | | | |
| Сев.Тиман, П-ов Канин | 1 | 13 | 17 | 16 | 6 | 5 | 1 |
| Ср.Тиман, Южн.Тиман | 3 | 16 | 16 | 16 | 14 | 24 | 9 |
| Печорская плита | 1 | 13 | 30 | 26 | 16 | 2 | 4 |
| Северный Урал | 9 | 3 | 8 | | 3 | 7 | 3 |
| Приполярный Урал | 24 | 24 | 32 | 49 | 57 | 46 | 5 |
| Полярный Урал | | 5 | 17 | 56 | 44 | 38 | 9 |
| Гряда Чернышева | 4 | 7 | 3 | 5 | 1 | 3 | 1 |
| Пай-Хой | | 6 | 24 | 32 | 11 | 8 | 1 |
| О-ва Вайгач и Новая Земля | | | 14 | | | | |
| Мезенская синеклиза | 5 | 8 | 3 | 4 | 4 | 1 | 12 |

Минералогические исследования являются одним из ведущих направлений научной деятельности института геологии. В результате топоминералогических исследований, проведенной институтом в районах заполярья в фондах музея появились коллекции по вольфрам-медно-молибденовой минерализации Полярного Урала (колл.№671), по сульфидной минерализации Западноуральско-Вайгачского региона (колл.№637). В фондах музея также хранятся геологические коллекции, характеризующие Пайхойско-Южновоземельскую флюоритовую провинцию (колл.№№ 450,454,628), в коллекции № 510 представлены минералы зоны гипергенеза фосфатоносных сланцев Пай-Хоя и т.д.

Благодаря проведенным минералогическим исследованиям, в музее собран богатый материал, позволяющий дать довольно полную общую минералогическую характеристику региона. Минералогическое собрание музейного фонда состоит из 60 монографических, выставочных коллекций, в том числе в 16-ти коллекциях местом сбора является районы крайнего севера. Проведенная в последние годы инвентаризация минералогического монографического фонда и анализ опубликованных материалов, содержащих новые данные по результатам исследований, позволил уточнить и расширить кадастр минералов Северо-Востока европейской части России. Уточненный печатный вариант кадастра был издан в 2003 году. Кадастр содержит сведения о 600 минеральных видах региона. В

фондах музея хранятся 43% минералов от описанных на территории региона [2].

На основе минералогических коллекций в экспозиции зала минералогии демонстрируются 260 минеральных вида, представленные 800 образцами. Минералогический фонд музея позволяет демонстрировать 170 минеральных вида, характеризующий минералогические провинции крайнего севера.

В экспозиции зала минералогии представлен новый минерал, открытый сотрудниками Института геологии – юшкинит, названный в честь академика Н. П. Юшкина (колл.№ 350).

Юшкинит является представителем малочисленной группы гибридных минералов, состоящий из гидроксидных и сульфидных слоев – $V_{1-x}S_n[(Mg,Al)(OH_2)]$. Твердость этого минерала ниже чем у графита – всего 2-6 кг.с/мм². Цвет – розово-фиолетовый. Минерал юшкинит был обнаружен в кварцево-карбонатных жилах среднего течения р. Силовых на Пай-Хое в начале 80-х годов XX века [3]. В 1979 г. А. А. Беляев, ставший впоследствии заведующим геологического музея им. А.А. Чернова, после проведенных исследований «пленок медных окислов» в толще кремнистых яшмовидных пород верхнего девона Пай-Хоя установил, что данная медная минерализация представлена голубовато-зелеными пленками бирюзы толщиной в среднем до 1 мм. Это стало считаться первой находкой бирюзы за Полярным кругом. Цвет бирюзы от голубого до зеленого. В музее представлены

образцы пленочной бирюзы с обнажений рек Кара и Силоваяха.

Статистический анализ минералов, хранящихся в музейных коллекциях, показал неравномерное отражение различных минеральных видов как по территориальному, так и систематическому признакам. Например, для Приполярного Урала представительность образцов составляет 47,2 % от указанных в кадастре минеральных видов, для Полярного Урала – 19,3 %, а для Пай-Хойской-Новоземельской минералогической провинции – 35 % [2]. Существование этой разницы объясняется тем, что основным источником комплектования образцов служат монографические коллекции сотрудников, а работы по формированию коллекций именно по минералогическим провинциям пока в музее не проводились.

Самая большая экспозиционная площадь отведена залу полезных ископаемых. В нем размещается коллекция образцов всех важнейших видов минерального сырья, известного в регионе. Экспозиции составлены по видам минерального сырья, с показом основных формационных типов руд. Пай-Хой-Вайгач-Новоземельская рудная провинция представлена с медно-никелевыми, медными, флюоритовыми и флюорит-полиметаллическими, марганцевыми, бариевыми и фосфатными рудопоявлениями. Полуостров Канин представлен гидротермальными рудами висмута и сурьмы. Многочисленна коллекция хромовых руд. Среди них массивные и вкрапленные руды с месторождений Полярного Урала, а также крупные штуфы горных пород, с которыми хромиты генетически связаны.

Коллекции молибденовых и вольфрамовых руд Полярного Урала (Харбейское месторождение) позволяют получить представление о разнотипных проявлениях этих руд.

Почти треть зала полезных ископаемых занимают коллекции нерудных полезных ископаемых. Здесь район крайнего севера представлен образцами фосфато-кремнистых руд Пай-Хоя и Полярного Урала, бариевое сырье – серыми плотными агрегатами очень тяжелого минерала – барита.

Внимание посетителей всегда привлекают коллекции ограночных и поделочных камней, многими разновидностями которых богаты недра Европейского Севера. В этой экспозиции представлены: рубин, бирюза, янтарь, гранаты, агат, яшма и т.д.

Бордовые шестигранные кристаллы рубина размером до нескольких сантиметров в поперечнике образуют густую вкрапленность в слюдистых породах, обнаруженных на Полярном Урале. Гранаты в экспозиции представлены альмандином и изумрудно-зеленым уваровитом. Образцы арктического янтаря из продуктивной залежи р. Песчаной (колл. № 587) представлены как неразрушенными первичными образованиями с естественными поверхностями смоляных выделений, так и их обломками, ограниченными поверхностями раковистого излома. Основная масса зерен имеет размеры 2 – 5 мм, хотя иногда встречаются до 3 см в диаметре [4].

В экспозиции раздела горючих ископаемых представлены почти все разновидности углей и образцы пород угленосной толщи северного региона. Наибольшая часть раздела горючих ископаемых посвящена нефти. Здесь представлены образцы нефти и пород-коллекторов; породы-покрышки, перекрывающие нефтяные залежи (соли, ангидриты, глинистые породы).

Исходя, из вышеописанного следует, что экспозиции музея позволяют получить наглядное представление о разнообразии богатств недр северного региона.

1. Фишман М.В. Экспедиционные исследования Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. – Сыктывкар, 2000. 368 с.

2. Силаев В.И., Юхтанов П.П., Плоскова С.И. и др. Кадастр минералов европейского северо-востока России как отражение минеральной организации геологических комплексов. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С.19.

3. Макеев А. Б., Ковальчук Н. С. Юшкинит, $V_{1-x}S \cdot n[(Mg,Al)(OH)_2]$. Сыктывкар, Геопринт, 2006. 70с.

4. Юшкин Н.П. Янтарь арктических областей. Сыктывкар, 1973. С.12. (Научные доклады / Коми фил.АН СССР; Вып.7)

Opportunities of scientific museum for acquaintance of visitors with the geology of the Far North

The principle and the history of formation of museum funds are discussed. The main directions of the mineralogical studies, carried out by the Institute of Geology, are characterized. The analysis of the mineralogical fund collections, which characterize the Far North region, is given. The expositions of the mineral resources of the region are briefly described.

ВПЛИВ КАМЕНЮ НА ІСТОРІЮ І КУЛЬТУРУ ОДНОГО СЕЛА

Капеліста І. М.

Національний авіаційний університет, kapelistaja.irina@ukr.net

Природні особливості розташування нашої країни зумовили її багатий природно-ресурсний потенціал. Про кожен куток України є що сказати науковцям, але я поведу мову про камінь, його вплив на історію та культуру Вінницького Придністров'я на прикладі одного села. С.Буша знаходиться в 25км від Ямполья, на кордоні двох районів Ямпільського та Могилев-Подільського. Також село розташоване в центрі Придніпровсько-Східно-Подільської височенної області Подільсько-Придніпровського краю, що пояснює значні ольчедаївські шари польово-шпатових пісковиків могилівської світи та кременистих і оолітових вапняків та подекуди глини, піску.

Місцеве населення давно використовує ці природні ресурси [1, с. 9]. У каменярнях та кар'єрах видобували пісковик та крейду, у копанках глину. Підтвердженням цього є результати археологічних розкопок різних років (зібрано численний археологічний матеріал: кераміка, знаряддя праці з кременю та каменю, глини), які свідчать про наявність тут поселення трипільської доби, епохи бронзи, скіфської доби, поселення черняхівської культури, ранньослов'янські селища, давньоруське поселення [2]. Окрім того в Буші 1883р. В Антонович відкрив унікальний давньослов'янський язичницький храм (VI-VIII ст.), що створений шляхом вирубки в піскових скалах для культурних цілей. Він складає собою приміщення з кількома кімнатами, з вибитим барельєфом на стіні одної з них (рис.1 а).

Вперше у 1589р поселення згадується як «Буша», а як місто 1629р. і нараховує близько 360 димів [1, с.78]. Будується Бушанська фортеця, так званий «Малий Камянець» яку за неприступністю порівнювали з Камянець-Подільською. Але під час трагічних подій 1654р жителів було вирізано, забито, а тих хто вижив спалено живцем разом з руїнами поселення, сама фортеця була зруйнована. Минуло багато часу, перш ніж село стало відроджуватись. До сьогодні збереглась одна із замкових веж, у 2006 році її від реставрували (рис. 1 а, в).

В бушанських піщаниках увіковічена пам'ять про козаків на старому козацькому кладовищі. Більшість поховань датується XIX ст., деякі кінцем XVIIIст. Тут камінь використовували для

виготовлення кам'яних хрестів та надгробних пам'ятних знаків, які вражають розмаїттям форм, розмірів, пропорцій, мотивами декоративного різьблення по каменю (рис. 1 г). В основному, переважають варіанти форм мальтійського хреста, але зустрічаються й хрести із трипелюстковими раменами, прості чотирираменні, хрести з перехрещеними раменами [1, с.85]. І до сьогодні майстри також виготовляють надгробні пам'ятні хрести та пам'ятники.

Мешканці села активно використовували глину для будівництва і утеплення будинків, а вже XX ст. стали надавати перевагу каменю та крейді як основному будівельному матеріалу. Але все ж каменярство для Буші є особливим видом ремесла. В кожній садибі є невеликий кам'яний жолоб для води, кам'яні суцільні плити з вибитим орнаментом, що ставили на погріб, кам'яний мур навколо господи з особливими, бушанськими, стовпами біля хвіртки та воріт, колачі (цямрини) для криниць і досить об'ємні суцільні жолоби для прання і напування худоби при криницях (рис. 2)].

Масовим було виробництво жорен для млинів, точильень – їх експортували в різні куточки України та світу. Брак від виробництва жорен обробляли, пристосовуючи для мурування мурів. Актуальним було і вибивання шашки, яку використовували для вимощування бруківки (тут її називають «соша»). Майже всі головні вулиці до асфальтування були вимощені сошею. Майстри вибивали кам'яні котки для «боронування» полів, столи, лави, а крейди виготовляли суцільні комини.

З 1986 року на території Буші проводиться Всеукраїнський щорічний пленер скульпторів-каменотесів «Подільський оберіг», результатом якого є виставка понад 200 скульптур під відкритим небом (рис. 3). Географія розповсюдження робіт дуже велика, роботи майстрів каменю прикрашають, в'їзд до міста та парк у Ямполі, також в'їзд до сіл Буша, Миронівка, Петрашівка, Клембівка та багато інших. А у 2006р скульпторами було виготовлено пам'ятні знаки на могили видатних українців, які внесли вагомий внесок в сучасну науку та мистецтво України, зокрема Тетяна Пата, Григорій Денисенко, Адам Жук, Олександра Селюченко, Олександр Ганджа, Ольга Леонова, Іван Падалка. [1, с.5]



Рис 1. Мальовничі пам'ятки с Буша: а) одна з вцілілих замкових веж Бушанського замку[10]; б) «Бушанський рельєф» на одній зі стін давньослов'янського язичницького храму [10]; в) замкова вежа до реставрації [9]; г) кам'яні хрести на старовинному козацькому кладовищі[10].

В північному сході Буші бере початок і пролягає до села Гомулівка урочище «Гайдамацький яр». Розпорядженням Ради міністрів Української РСР від 14 жовтня 1975 р. N 780-р «Про доповнення списку пам'яток природи республіканського значення, що беруться під охорону держави» було надано статус геологічної пам'ятки загальнодержавного значення. Це дозволило зупинити видобуток вапняків та пісковиків.

Природниче утворення «Гайдамацький яр» являє собою типову каньйоноподібну долину, завдовжки близько двох 2км та завширшки 100-200м, вироблену р. Бушанкою у польовошпатово-кварцових середньокрупнозернистих масивних, косо- і горизонтально шаруватих пісковиках венду. В руслі річки, поблизу покинутого кар'єру, можна оглянути місця виходу рожево-чорних крупнозернистих гранітів бердичівського комплексу [3, с.34]. Екзотичні форми вивітрювання пісковиків у поєднанні з різноманітністю їх форм і розмірів створюють надзвичайної краси ландшафт.

«Гайдамацький яр» - унікальне природне утворення - каньйон створений шляхом постійного водотоку та формування лінійного розчленування підстильної поверхні. Це вказує

на невідповідність власної назви з формою тутешнього рельєфу, тобто, саме ярм «Гайдамацький яр» не є. А ось Гайдамацьким урочище називають відповідно до реальних подій XVIIIст., що розгорталися на території Правобережній Україні. Під проводом Максима Залізняка та Івана Гонти відбулося повстання проти шляхетсько-польського гніту – «Коліїщина». Борці були вихідцями із територій сучасних Ямпільського, Могилів-Подільського, Чернівецького районів Вінниччини їх називали гайдамаками. Відповідно місце в якому гайдамаки знаходили притулок від негоди між піщаних скель та у печерах називали Гайдамацьким ярм [1, с.19]. На честь уродження села Серби (тепер Готівка, Чернівецького р-ну) Івана Гонти одну з численних скель називають «Гонтів камінь» (рис. 4). Подейкують, що він частенько тут сидів...

Від , заснування перших поселень і до сьогодення камінь в історії та культурі місцевого населення займав і займає важливу роль. Спочатку він був одним і з чинників для вибору місця поселення. Тепер - основний будівельний матеріал, з особливою позитивною аурую та енергетикою, а незаймані природні утворення – об'єкт охорони і рекреації.



Рис. 2 в – бушанські криниці: а [1], б[5], кам'яні цямрини на криницях та жолоби для напування худоби та прання при криницях;

в – кам'яні корита, коток, стіл та жорна з експозиції «Каменетесний промисел» ДІКЗ «Буша»[6];

г – приклад використання каменю для будівництва хліва, кам'яного муру навколо господи зі стовпами біля хвіртки [1].



Рис. 3 а - каменотесець А.Альошкін і його скульптура «Прамати» [7]; б - одна з робіт учасників Всеукраїнського щорічного пленеру скульпторів-каменотесів «Подільський оберіг»[6].



Рис. 4. Чудові краєвиди геологічної пам'ятки природи урочища «Гайдамацький яр» формують пісковики венду: а - Гонтів камінь[7]; б- «Висяча» скеля[11] ; в- «Мамонт» г – розріз піщаників могилівської світи венду у покинутому кар'єрі на півночі урочища.[4]

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

1. Буша: природа, археологія, історія, етнографія та фольклор сіл Бушанської сільської ради / [Буздиган В. П. та ін. ; за наук. ред. В. А. Косаківського]. - Вінниця : Вінницька газета, 2009. - 208 с. : кольор. іл., фотогр.
2. Буша: Історико-краєзнавчі нариси / І.С. Винокур, О.М. Альошкін, Р.В. Забашта та ін. — Хмельницький: Редакційно-видавничий відділ, 1991. — 152 с.
3. Манюк В.В. Геологічні пам'ятки України. Geological landmarks of Ukraine. Колектив авторів, у трьох томах, укр. та англ. мовами, Київ:, 2007.-том II.-320с.
4. URL: http://natalu.io.ua/s117645/busha_natural_boundary_guy_damatsky_ravine
5. URL: <http://io.ua/21361316p>
6. URL: <http://podorozh.info/?view=ob&kod=5015>
7. URL: <http://ukrafoto.com/reportages.php?id=11929&photo=206429>
8. URL: <http://io.ua/22651284p>
9. URL: <http://oblvintour.com.ua/review/busha/>
10. URL: <http://www.myvin.com.ua/ua/town/places/sights/10.html>
11. Фото автора статті.

I.M. Kapelista

INFLUENCE OF STONE IS ON HISTORY AND CULTURE OF ONE VILLAGE

This article is devoted stone in the history and culture of Vinnitsa Pridnestrovie as an example of the village Busha. Displaying kamenyarstva culture as craft making stone items everyday local life. Particular attention was paid to the natural rock formation that form the geological nature monument "Haidamak ravine".

Keywords: каменярство, village Busha, geological nature monument, урочище "Haidamak ravine"

**МУЗЕЙНА СПРАВА В УКРАЇНІ.
АКТУАЛЬНІ ПРОБЛЕМИ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МУЗЕЙНОЇ СПРАВИ
В УКРАЇНІ (НА ПРИКЛАДІ ДУ «МУЗЕЙ КОШТОВНОГО І ДЕКОРАТИВНОГО
КАМІННЯ»)**

Ковтун І.А., Яковлєва В.В.

ДУ «Музей коштовного і декоративного каміння» Міністерства фінансів України

Музейна справа є досить часто досліджуваним питанням в самих різних його аспектах: тематичного представництва, кількісного і якісного складу музеїв, законодавчого забезпечення їх роботи, фінансово-матеріального стану, умов і потреб для належного збереження колекційного фонду. Це пояснюється безсумнівною важливістю того значення і ключового місця, яке займає дана галузь в науково-культурному просторі, що також підсилюється зацікавленістю реальним станом її організації та функціонування, що, на жаль, треба визнати на сьогодні сповнені цілого ряду труднощів та перепон для стабільного розвитку. І їх перелік нараховує багато пунктів, зміст питань зачіпає самі різноманітні сторони побудови музейної справи, а нагальність цих обов'язкових для вирішення проблем стосується більшості установ належних даній сфері.

Тому в даній статті прагнемо виокремити такі вузлові моменти, не вдаючись до простої констатації, спробувати не лише розібратись в причинно-наслідковому їх характері, а й висловити певні шляхи усунення негативних моментів та розширення вже наявних ефективних умов функціонування музеїв. А для більш цілісного та аргументованого виконання цього завдання розкриття питання буде здійснюватись з посиланням на безпосередні факти з роботи і відповідно проблемних її аспектів конкретного музейного закладу – Музею коштовного і декоративного каміння у Володарськ-Волинському, який і представляють автори статті.

Але перш ніж зосередитись безпосередньо на даному музеї і аналізі стану його справ, треба згадати певні загальні речі, що є спільними і поєднують в собі всі музейні заклади України. Найперше – кожна нагальна проблема не є проблемою лише самої установи і не в одиночному порядку повинна нею бути розв'язана. Реалії ж є такими, що на ділі часто маємо саме таку картину і це стає ще більш обтяжуючою складовою роботи. На практиці також ситуація постає такою, що часто навіть не успішна, а просто стабільна діяльність

конкретного музею залежать від рівня зацікавленості, компетентності і професійності тих осіб чи державних установ, на яких безпосередньо покладена відповідальність за їх функціонування.

Звичайно, здійснюючи аналіз цих проблем, жодним чином не можна робити якісні оцінки, зіставлення показників, чи проводити хоча б якісь паралелі між окремими закладами, тим більше, якщо мова йде про кардинально різні рівні – наприклад музейні установи регіонального значення і відомі навіть поза межами України культурно-освітні установи. Це зрозуміло різні величини і їх проблеми також не підлягають жодному порівнянню. Тому можливим є лише пошук загальних спільних тенденцій, факторів і умов розвитку, які стосуються всіх без виключення музейних установ. Такі уніфіковані характеристики визначаються, як показує дійсний стан речей, насамперед культурно-освітнім напрямком владної політики, а також не в останню чергу політико-економічною ситуацією всередині держави і тими реаліями, працювати в яких вона змушує музеї.

Однак не слід виносити на другий план й ті аспекти діяльності музеїв, що не прописані зверху, а виникають щодня, спровоковані буденними реаліями і являються не менш актуальними і значущими. Насамперед тому, що їх безліч і стосуються вони всіх сторін, і як засвідчує практика, дрібних серед них немає. Крім того, зазвичай ці проблемні сторони не можна вкласти в текст нормативно-правових документів, якими керуються музеї. Тому їх вирішення лише прямо залежать від вже згаданих зацікавленості і небайдужості влади та можливостей задля реалізації своїх ініціатив самим керівництвом музеїв.

Почати ж виклад проблематики напевно слід з того, що є головною і відправною точкою в організації та роботі всіх музейних закладів. Це навіть блок ключових питань, які стосуються справи поновлення колекції новими експонатами. Розширивши цю проблему, розбивши її на підпункти, ми отримаємо ще ряд

супутніх аспектів, що в силу специфіки та визначеної орієнтованості в роботі Музею, є досить незвичними і непритаманними музейним закладам іншого профілю. Такими є, наприклад, питання відсутності бази для розширення музейного фонду із родовищ України, власне оцінки вже отриманих нових зразків та ще певні нюанси, що, на жаль, часто виникають в процесі їх документаційного оформлення. Тому далі зупинимось на більш детальному аналізі цієї сторони функціонування Музею.

Отже, поповнення колекції можливе з різних дозволених законодавством джерел, але тут треба зробити суттєве уточнення – якщо ці джерела існують. І справді ситуація сучасного стану геології в Україні настільки є кризовою, якщо не сказати навіть напівживою, що процес отримання Музеєм нових експонатів саме із родовищ України, хоч залишається і надалі бажаним, але насправді є просто неможливим і поки нездійсненим. Тривалість цього „поки” і відповідно втілення очікуваних змін прямо залежать від того наскільки швидко буде подолано той стан мертвої точки, в якому не один рік перебуває геологічна галузь, і як вдало вдасться зреалізувати той наявний і цілком ще невтрачений в ній потенціал.

А поки констатуємо невтішні тенденції, негативний зміст яких неопосередковано лягає і на Музей: розробка розвіданих родовищ корисних копалин в Україні на даний час майже не ведеться, а пошук нових не відбувається із-за браку коштів. І така картина в перекладі на резерв можливостей Музею означає лише одне: за відсутності вітчизняної бази нових надходжень не залишається іншої альтернативи як вихід на імпортний закупівельний ринок гідних колекції експонатів.

Проте навіть такі наявні умови не завершують, а можна сказати є лише початком подальших складнощів при поповненні новими експонатами. Першочергово виникає проблема, зміст якої стосується процесу оцінки можливих закупок зразків. Тут знову ж варто згадати ту особливу специфіку, за якої доводиться працювати Музею. Для більшості музеїв чітко прописані законодавчо-нормативні правила [1] на цьому, скажемо так, полі діяльності. У свою чергу Музей коштовного і декоративного каміння зістикається з не однією юридичною прогалиною, можливою неоднозначністю в тлумаченні, нерегламентованістю певних пунктів при їх практичному застосуванні, що звичайно обмежує, значно ускладнює керівництву прийняття ним рішень.

Такі обставини є тим стримуючим фактором, який крім всього не допускає прояву ініціативності, що за більш сприятливих умов міг би однозначно бути спрямований на благо і розвиток Музею. А з огляду на те, що зразки, про оцінку яких йде мова, являються коштовним і декоративним камінням, чи містять дорогоцінні метали, то дана справа вимагає особливої відповідальності, чіткого слідування в юридичному і фінансовому планах відповідним приписам і рекомендаціям. Звідси випливає те, що перед керівництвом знову ж виникають складнощі, адже власної компетентності, обізнаності у перерахованих вище правових тонкощах подекуди може бути недостатньо, бо ці норми прописані, проте в процесі їх застосування не зовсім практично дієві.

Мова йде про те, що Державний гемологічний центр України розробив „Правила визначення оцінної вартості пам'яток Музейного фонду України, що містять дорогоцінні метали і дорогоцінне каміння, та Історичного фонду дорогоцінних металів і дорогоцінного каміння”. Однак ці правила можна визначити лише як рекомендації для роботи і не більше. Юридично ж затверджених норм прогнозованої оцінки вартості зразків мінералів в Україні до сьогодні не існує. І доки дане питання буде залишатись поза увагою законодавців для контролюючих органів, що проводять перевірку закупівельної діяльності музеїв, існуватимуть підстави для вияву порушень і висування вимог щодо їх усунення. Саме тому чи не найбільшим очікуванням Музею коштовного і декоративного каміння з боку влади є якраз вирішення даної проблеми шляхом її юридичного оформлення. Це врешті решт дозволить змінити загрозливий весь час тягар небажаних контролюючих санкцій на можливість чітко регламентованої, а відтак прогнозованої і повноцінної діяльності Музею щодо реалізації ним мети з поповнення колекційного зібрання.

Проте як показує дійсний стан справ відсутністю такого правового документа перелік проблем саме юридичного характеру не обмежується. Тому далі слід згадати про нормативно-регламентуючу базу, що дає методичні вказівки з порядку ведення обліку і зберігання музейних предметів і музейних колекцій. Щоправда, напевно, доречніше буде сказати про її застарілість, велику відмінність по відношенню до тих вимог, відповідність яким ставить перед Музеєм сьогодення. Адже така „Інструкція по обліку і зберіганню музейних цінностей, що знаходяться в державних музеях СРСР” є, але видана вона, до речі російською

мовою, ще у 1984 році, і як впливає з її назви і що підтверджує сам її зміст, викладені тут норми проектувались на реалії радянської доби [2]. Ті ж кардинальні зміни, які в часи незалежної України принесли тотальні перетворення в культурно-освітньому просторі, надали нові юридично-правові механізми, неговорячи вже про зрушення соціально-економічного характеру, більшість пунктів згаданого вище документа роблять неактуальними, і що головне – просто недієвими.

А потреба у створенні сучасної, із врахуванням, наголошуємо, знову ж таки норм чинного законодавства, інструкції, яка буде визначати порядок та основні форми обліку, наукової обробки, охорони, зберігання, консервації і реставрації музейних експонатів, на даний момент є більш ніж нагальною. На нашу думку це має бути документ із не просто нагромадженням сухих правових норм, що подекуди суперечать одна одній і породжують неоднозначні їх тлумачення. Як говорить досвід і підтверджують це раз по раз виникаючі проблемні питання, нашому Музею коштовного і декоративного каміння потрібен звичайний документ-посібник, можна сказати poradnik, що якраз і давав би чіткі критерії, кількісні і якісні характеристики в перерахованих напрямках роботи, вносив роз'яснення щодо суперечливих аспектів, вказував на їх ключові нюанси, давав посилання на інші нормативні документи.

Наші сподівання знайдуть одностайність, напевно, серед більшості музеїв, адже саме цей спектр функціонування даних закладів – документаційний облік і зберігання музейної колекції – є одним з ключових. Проте знову ж доводиться нарікати, що така існуюча ситуація в більшій мірі ніж для будь-якого іншого, є дотичною до діяльності саме нашого Музею. Дуже прикро, але часто виникаючі проблеми і перешкоди є більш дошкульними для нас в порівнянні з рештою в силу того, що Музей, займаючи таку спеціалізовану нішу, залишається один на один з цими викликами. Питання адміністративного підпорядкування Музею коштовного і декоративного каміння Міністерству фінансів України і особливості пов'язаних з цим взаємовідносин із відомствами галузі культури будуть викладені нижче. А от те, що достатньо широке представництво установ аналогічного профілю з тривалою історією співпраці між собою, що включає також обмін досвідом, надання допомоги один одному, врахування наявних здобутків і допущених помилок, дозволяє іншим музеям легше і оперативніше реагувати на продуковані часом проблеми, є незаперечним фактом.

Про певні переваги можна говорити й з огляду на масовість і постійну підзвітність згаданих установ одному й тому ж відомству, що здійснювало управління і контроль за ними на протязі тривалого часу. Тому саме тут наявна краща забезпеченість нормативною базою, документацією інструктивного та методично-рекомендаційного характеру, якою ці заклади мають змогу користуватися. Одним словом присутня певна стабільність і складена вже усталеність. На жаль цього, зважаючи на особливий профіль діяльності Музею, невеликі можливості для налагодження зв'язків з подібними закладами, зумовлені в свою чергу їх відсутністю, відносно короткий часовий проміжок функціонування Музею як самостійної організації, ми поки ще не маємо, але реалізація викладених вище пропозицій, сподіваємось, врешті решт цьому посприятиме.

Продовжуючи виклад наявних і очевидних недоліків в організації музейної справи, що в значній мірі зачіпає й Музей коштовного і декоративного каміння, хотілося б згадати про ще одну, на нашу думку, не зовсім практично обгрунтовану і як виявляється несправедливу по відношенню до нашого закладу деталь. Йдеться про дійсне положення, яке визначає порядок віднесення до груп за оплатою праці керівних працівників музеїв. За показники роботи тут взято дві цифри – кількість відвідувачів на рік і кількість експонатів основного фонду. І саме ці визначені зверху числа викликають згадане вище незадоволення і нерозуміння саме таким підходом до якісної характеристики роботи музеїв. Адже при наведенні найпростіших аргументів стає очевидно певна нелогічність і безпідставність прописаних в змісті цього документа пунктів, який можна розглядати навіть як дискримінаційний по відношенню до такого, наприклад, музею як наш.

Першим і ключовим твердженням буде те, що жодним чином ефективність і здобутки в діяльності музею не можна виразити лише цифровими параметрами. Тому недоречним є й те, що залежно від дотримання відповідності ним проводиться градація по статусу і поділ на групи за оплатою праці. Адже ці недостатньо обгрунтовані показники в силу ряду факторів, як наприклад географічно-територіального розташування музею, рівня рекламно-інформаційної підтримки і навіть просто стану транспортного забезпечення та інфраструктури, в принципі вже не можуть бути уніфікованими.

Зрозуміло це аж ніяк не значить, що ці перераховані складові успішного функціонування музеїв, а точніше їх відсутність -

знову ж таки не з вини самих установ – повинні бути певним виправданням, чи підстраховуючим аргументом у разі невисоких показників відвідуваності музею. Того пункту в меті діяльності музею, що говорить про необхідність докладання максимально можливих і доступних сил та резервів, прояв інтелектуальної, творчої ініціативності та активності, планування заходів задля розвитку музею та створення якомога ширшого інформаційного простору навколо нього, ніхто звичайно не відміняв. Зростання, як наслідок цих дій, кількості відвідувачів музею і рівня послуг, що йому надаються, справді слугують відзнакою керівництву установи за докладені ним старання. І рух вгору згідно запропонованій таблиці показників, з нижчої по рівню групи закладів музейного типу до вищої, звичайно, виглядає як гарний стимул для того, аби такого зростання прагнути.

Все це можна було б вважати цілковито вірним, якби ж не співвіднести це з реаліями, - а вони аж ніяк не лише позитивні, - в яких доводиться працювати конкретному музею. Не кожному, - звичайно, бувають винятки, коли певні заклади, користуючись повсякчасною суттєвою підтримкою і розумінням, причому не лише з боку влади, будучи забезпеченими ще рядом комфортних і таких, що уможливають їх розвиток преференцій, працюють справді в сприятливій атмосфері. І виходить, що необхідна відповідність згаданим показникам само собою як проблема відпадає. Однак це все ж виняток з правила і основній масі закладів на сьогоднішньому етапі доводиться добряче відчувати на собі існуючі складнощі соціально-економічного характеру, ледь не самостійно їх вирішувати і долати ще ряд перешкод, які стають на шляху до тих високих показників.

А підсумовуючи скажемо, те, що прагнення отримати показники заради самих цифр, - це не головне. І не у належності до якомога вищого рівня визначених груп справа. Це аж ніяк не повинно відображатись на тому, що кожен музей обов'язково має бути самодостатньою, значущою та цікавою одиницею музейної сфери. До цього переліку також слід напевно додати й такий критерій як індивідуальність та неповторність. Тому в продовження піднятої проблеми порядку віднесення музеїв до груп за оплатою праці робітників розглянемо його особливості, що безпосередньо стосуються якраз специфічних умов функціонування окремого закладу, конкретніше – знову нашого Музею кошового і декоративного каміння.

Почнемо з того, що все-таки доведеться повернутись до цифр кількості експонатів

основного фонду. Отже, дійсний стан речей виглядає таким, що маємо наявними у володінні музеєм декількох тисяч рідкісних та унікальних експонатів і ще багатьох зразків, віднесених до Історичного фонду дорогоцінних металів і дорогоцінного каміння України. А якщо зачепити ще й матеріальну сторону, то мова буде йти про загальну цінність в мільйони доларів США. До цього додамо отриманий статус „Національного надбання народу України”, що сам по собі говорить про значимість демонстрованої музеєм мінералогічної колекції.

Стосовно ж того, що згадана таблиця для перших груп обов'язковими подає цифри в десятки тисяч зразків, то нашою відповіддю буде безсумнівна аксіома – не кількість, а в першу чергу якість визначають привабливість і ціну будь-чого. Тому у справі розширення колекції, поповнення її новими експонатами саме це твердження обрано за пріоритет. Іншим шляхом, як наприклад, дозбирати 20-30 тисяч зразків кварцу, кремнію, польового шпату, чи ще якихось справді мінералів, але сумнівних з точки зору їх значущості і доречності знаходження в колекції, Музей обирати не бажає.

Далі варто зазначити, що на Музей покладено завдання проведення наукової роботи, яку він, вважаємо, проводить достатньо компетентно і кваліфіковано. Керівництво Музею також вибудовує принципи і методи своєї діяльності у відповідності з вимогами сьогодення, робить з року в рік відчутні кроки в бік популяризації Музею, зростання його привабливості як об'єкта туристичної зацікавленості, забезпечує загальний розвиток. Натомість, незважаючи на перераховані вище речі, музейні працівники віднесені лише до четвертої групи за оплатою праці. Тобто в даному питанні простежуються ознаки несправедливості і тому на часі є внесення відповідним відомством змін до нього.

Перш ніж перейти до наступної групи проблем, хочемо все ж таки виокремити і конкретизувати ті наявні обставини, за яких працює Музей кошового і декоративного каміння і зупинитись на причинах складності їх подолання. Попередньо в тексті лише робились посилання на них і говорилося про наявність, на жаль, таких негативних і стримуючих розвиток закладу факторів. Тому далі перерахуємо їх. Отже, відразу головне, що назвемо, це справді не надто вигідне з точки зору транспортного сполучення і можливостей пасажиро перевезення географічне розташування Музею. Перший же погляд на карту засвідчує негативний факт: невелике селище Володарськ-Волинський розташоване в стороні від важливих і насичених

транспортних магістралей, що вже значно ускладнює процес прибуття сюди відвідувачів.

Далі, якщо підійти до цього питання з практичної сторони й оглянути наявні ресурси, починаючи з того як комфортно потенційний турист доїде до Музею і який набір пропозицій сфери обслуговування може запропонувати йому селище, то матимемо взагалі невтішну картину. Звичайно, продовжуючи в цьому руслі розмову, можна було б ще більше її деталізувати і згадати значну, виражену в кілометрах, відстань від Києва, обласного центру до селища, загальний поганий стан доріг, відсутність належного рівня готелів задля організації ночівлі туристів, слабкі можливості запропонувати окрім Музею ще б декілька цікавих туристичних об'єктів на невеликій відстані, які б забезпечили повноцінну і насичену програму екскурсій в межах хоча б одного дня. Проте, як на нашу думку, справжньому поціновувачу, шанувальнику мінералів, рідкісних і неповторних каменів, що представлені в Музеї, ніяких більше додаткових зручностей і жодної мотивації, окрім як можливість це зібрання побачити, не потрібно.

А поки існують ці нюанси, що звичайно значною мірою впливають на бажання туристичних фірм включати Музей до своїх маршрутів, саме керівництво закладу докладає багато зусиль аби все ж таки зацікавити і заохотити до візиту у Володарськ-Волинський максимально можливе число людей. Так до вже згаданих основних принципів і методів організаційної, наукової, навчально-пізнавальної діяльності Музею, додамо кроки, які в останні роки зроблені в напрямку розширення обсягу інформації про заклад і популяризації його. Насамперед видаються численні буклети, брошури, налагоджуються тісні контакти і зв'язки з туристичними фірмами, вносяться з ініціативи керівництва закладу пропозиції співпраці з представниками місцевої і обласної влади.

Результатом такої діяльності, наприклад, стало встановлення інформаційних щитів, зростання числа туристів з віддалених географічно регіонів України та із-за кордону. Звичайно, це лише частина із того, що бажано було б зробити. І самостійно, власними потугами, без підтримки з боку відповідних відомств, досягти більшого є складним завданням. Але, зважаючи на те, що залучення широкого кола відвідувачів потрібно не лише Музею, адже розвиток туризму є одним з провідних на сьогодні напрямків державної політики, сподіваємось на те, що співпраця Музею з іншими закладами, державними

установами набуде більш розширених і взаємовигідних форм.

Останнє, а саме – плідна взаємодієсприятельна співпраця із державними установами, і в першу чергу з тими, що відповідають за сферу культури, має місце, але дуже хотілося, щоб ці контакти не носили формальний характер, а були постійними з висуненням і реалізацією перспективних і цікавих для обох сторін пропозицій. Жаль, що при наявності достатнього резерву, такі відносини обмежуються лише участю Музею коштовного і декоративного каміння в обласних конференціях, проходженням працівниками курсів підвищення кваліфікації та ще деякими заходами, що не мають регулярний характер. Ще більш прикро від того, що навіть цей мінімум став можливим завдяки тому, що Музей сам „стукає в двері”, виявляє ініціативу, тому й виглядає це лише як спілкування з одностороннім зв'язком.

Фактично відсутність особливого інтересу обласного відділу культури на сьогодні до таких можливих проєктів пояснюється тим, що наш заклад підпорядковується не їх установі, а безпосередньо Міністерству фінансів України. Звичайно, таку позицію можна в певній мірі зрозуміти, адже в цього відомства, за умов, що галузь культури не один рік вже обділена підтримкою, і насамперед фінансовою, з боку центральних органів влади, й так чимало роботи та проблем.

Але ж наші звернення керовані прагненням до спільної наукової, навчальної діяльності, обміну досвідом і популяризації наших закладів, до тих заходів, які б дозволили всім разом збільшити число відвідувачів. Тому жодних складнощів наш заклад для відділу культури не додасть, навпаки - ми можемо бути корисними один одному. І взагалі ми дозволимо собі так вважати, і сподіваємось це знайде підтримку в протилежної сторони, що ідеальним варіантом подальшої нашої співпраці повинні стати відносини рівних і ефективних партнерів, які репрезентують привабливість туристичного обличчя Житомирщини.

І наостанок, торкнемось ще однієї проблеми, яка на сьогодні є загальною і типовою не лише для музеїв, а для чи не всіх закладів освіти і культури. Це питання „як привести до музею школяра, студента”. Воно актуальне навіть попри те, що робиться все можливе задля підвищення інтересу і задоволення інформаційних потреб потенційного відвідувача. Причому тут доцільно говорити якраз про відсутність такої мотивації, насамперед серед молоді, адже туристи середнього і старшого віку,

що в значній мірі підтверджує кількісне співвідношення категорії відвідувачів Музею, мають більші пізнавальні запити.

Звичайно ця проблема нероздільна із процесом зниження всебічного розвитку і кругозору сучасної молоді і потребує вирішення шляхом освітніх реформ. Але якщо бути ближчим до поставленого вище питання, то відмітимо, що роль вчителя, як організатора корисної і розвиваючої учня позашкільної діяльності, залишається великою. І покладені на нього завдання він повинен виконувати, а не бути байдужим та безініціативним. Безсумнівно, що пропозиції відвідати відомі пам'ятки всеукраїнського значення, як то Софіївський собор чи історичний центр міста Львів, знаходять в дітей більш схвальні відгуки, ніж можливість організувати екскурсію до музеїв місцевих. Та й зрозуміло чому – там присутня гарна проморозкрутка, інформаційна підтримка і взагалі вони справді того варті. Але ж варто погодитись і з тим, що „гарне поруч”, тим більше, якщо воно настільки своє, рідне.

Викладом і аналізом зазначених вище питань і аспектів функціонування Музею коштовного і

декоративного каміння перелік наявних проблем, на жаль, не закінчується, адже перетворення соціально-економічного характеру, нові віяння у сфері освіти та культури і просто будні ставлять щодня все нові й нові нагальні питання, які потребують вирішення. Але безперечно й те, що успішне подолання хоча б цієї основної групи складнощів, що містяться в тексті роботи, дасть змогу продовжити ті кроки позитивних змін і поступального розвитку, якими відзначається Музей в останні роки. Наш заклад прагне і надалі за пріоритет в діяльності мати ці орієнтири. І таких же тенденцій до кращого бажаємо всім колегам задля досягнення нашої спільної мети збереження наявних і надбання нових здобутків музейної справи України.

1. Закон України «Про музеї та музейну справу»
2. «Инструкция по учёту и хранению музейных ценностей, находящихся в государственных музеях СССР» Министерство культуры СССР, 1985г.

This article is about the current problems and prospects of development of museums in Ukraine (for example 'Museum of precious and decorative stones').

ПРАВОСЛАВИЕ, ФЕНОМЕН ЯДЕРНОЙ ЭНЕРГИИ И НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Комлева Е.В.

Институт философии и политологии, Технический университет, Дортмунд, Германия

ПРЕДИСЛОВИЕ

Нельзя сказать, что гуманитарные науки, философия, теология, литература и искусство XX-XXI веков оставили амбивалентный феномен ядерной энергии (основные понятия - http://narfu.ru/aan/archive/AaN_2012_5.pdf), как важную часть бытия, без внимания (см., например, три мои статьи по адресу <http://e-conf.nkras.ru/konferencii/econf/filos.html>). Тем более, в условиях глобализации и информатизации. Но этого внимания явно мало. И, пожалуй, недостает примеров, индивидуальных и коллективных, “вышей пробы” по таланту “исполнителей”. Нет достойной методологической базы для полноты смотра, толкования и формирования антропосоциоядерных смыслов.

Такая база (в том числе, научная) может быть создана через фундаментальные аналоги, которые необходимо выбрать. При этом, например, в высокоуровневой системе “человек и его научно-технические творения” необходим уже более внимательный взгляд на самого человека. Особенно при использовании ядерной энергии, чтобы смягчать последствия абсолютно “внутренне присущей” потенциальной опасности и неизбежных повторений аварий (<http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=4376>). Полезно социокультурное соосмысление феноменов ядерной энергии и религии. Прежде всего - подход от постулатов и богословских достижений христианства и Православия. Обозначим лишь предпосылки и контуры такого подхода. Мы не будем затрагивать вопросы веры в Бога. Аналогично, в какой-то мере, учебным курсам “Основы православной культуры”. Это личное дело каждого. Кстати, и ученые не лишены своей веры: не все научные знания им известны из собственного опыта, многое в науке принимается на веру. Многое долго является спорным. Например, журнал “Атомная стратегия” (октябрь 2012г.) тему долгожданной реализации ядерного синтеза в промышленных масштабах образно вводит с помощью религиозного термина (“Вопрос веры”) и традиции священных книг.

Мы не будем представляться сторонниками исключительно обрядово-потребительской,

начетнической, ханжеской, напыщенно-демонстрационной, поверхностной религиозности, как признак деградации захлестнувшей Россию. Мы не будем призывать к молитвам “за” или “против” в контексте проблемного поля ядерной энергии (общаться с Богом – это еще надо уметь, что далеко не каждому дано). Справедливо сказано (Лук., 18, 8): “Но Сын Человеческий, придя, найдет ли веру на земле?”. Будем все же направляемы этим аналогом, но лишь глубинной спецификой методологии Православия и, в контексте сопряжения феноменов, основными вопросами “зачем?”, “почему?” и “как?”. Плодотворно побуждающая к добру методология Православия – факт.

Особое значение предлагаемый подход имеет для российского Севера и Сибири. Известно, что именно в Сибири расположены уникальные российские (и крупнейшие мировые) ядерные предприятия военно-промышленного комплекса: Сибирский химический комбинат (рядом с Томском) и Красноярский горно-химический комбинат. Именно этим комбинатам мир обязан тем, что не было третьей мировой войны – ядерной. Эти комбинаты (да еще ПО “Маяк” на Урале) материально обеспечили ядерное сдерживание (свод международных норм и правил реальной непростой жизни). Сдерживание, пользу которого в тех конкретных исторических условиях теперь оспаривают лишь политиканствующие краснобаи, но не серьезные историки. В одном из первых документов, подписанных И. Сталиным в рамках развертывания Атомного проекта СССР, в Томске, на базе Томского политехнического института, было предписано готовить кадры для ядерной отрасли всей страны. Учитывая позитивный экономический потенциал ядерных невоенных технологий, ныне ядерное сдерживание/спасение применительно к широкому спектру вызовов приобретает расширенное толкование.

Но Север и Сибирь и пострадали немало в “первый ядерный век”. Тобол, Иртыш, Обь, Енисей – все эти реки получили отпечаток ядерной индустрии. Не для изучения ли и этих последствий создано структурное подразделение

РАН в Тобольске? Норильск и нефтегаз шельфа Карского моря (и восточнее) не могут работать без атомных ледоколов. Безопасность страны не мыслится без ядерной инфраструктуры Севера. Подземные ядерные взрывы производили в некоторых северных районах. Есть еще много подобных фактов. Это все история. А как дальше быть с наличием и дальнейшим развитием ядерной индустрии и военных объектов Сибири и Севера? Раньше никто никого об этом не спрашивал. Строили – и все. Так надо было. Теперь, в новых условиях и с учетом прожитого, возможно и нужно принимать решения (и при необходимости оформлять их юридически) иначе. И еще: давным-давно судьба показала Сибирь Ф. Достоевскому, без обращения к которому антропосоциальную ядерную тематику не осилить.

ВСЕЛЕНСКОЕ И ЦИВИЛИЗАЦИОННОЕ РОДСТВО

У ядерного и религиозного феноменов много общего в базисе и пограничных темах. Ядерной энергии (равно как космологическим и геологическим процессам) присущи элементы вечности по сравнению с жизнью человечества, а также прямой "вклад" в реальность его существования. Что в сфере социальных явлений имеет хоть как-то схожие параметры времени и значимость для осмысления генезиса человека и проявления людей как цивилизации? Конечно же, прежде всего, религия, а также ее мировоззренческая составляющая. Христианство и Православие ориентируют человека и общество на вечность, рассматривают ключевые, земные, проблемы в таком ракурсе. С позиций динамичной вечности, немаловажным элементом которой представляется процесс спасения/исцеления/очищения/совершенствования человека "как бы из огня". Они дают идеалы и нормы, иногда парадоксальные, земной (внешней и внутренней) жизни людей – добра и зла, чтобы иметь достойную перспективу будущего для популяции. Вне концепции *вечного человека и вечного человечества* социально-экономические проблемы современности и будущего неразрешимы. Большинство же людей стремятся лишь обеспечить "здесь и сейчас" достаток себе и близким. "После нас – хоть потоп", – это за рамками Православия.

Человек принадлежит двум мирам – материальному и духовному. С одной стороны, мы – дети энергии и вещества звезд. Мы состоим из молекул, атомов и атомных ядер, то есть ядерная энергия не только вне, но и внутри нас. В прямом и переносном смыслах. С другой, –

"Бог – Отче наш". Уже начало материального мира и биологической жизни, как известно, трактуют именно эти две концепции. Недавно найденный (величайшее научное открытие последних пятидесяти лет) бозон Хиггса самими физиками назван "частицей Бога". От них же и "Троица" – название первого в мире испытания технологии ядерного оружия.

Страны христианской культуры первыми освоили ядерную энергию. Западные христианские философы и теологи первыми в ядерном мире обозначили проблемы нового уровня касательно сути и будущего, как христианства, так и человечества (включая исторические и правовые – особенно К. Ясперс) в целом [1,2]. Причем при поиске источников информации по антропосоциальной тематике обращает на себя внимание одна особенность. В этических, политологических, исторических, теологических, экологических и публикациях других жанров выделить доминирующую национальность авторов сложно. При многоплановом же философском осмыслении ядерного феномена, на наш взгляд, более представлены исследователи немецкоязычного генезиса, напрямую или косвенно связанные с немецкой культурой. Это собственно философы К. Ясперс, М. Хайдеггер, Г. Пихт, Э. Фромм, В. Хесле, К.-О. Апель, Г. Рополь, Д. Хенрих, а также физики-философы А. Эйнштейн, М. Борн, В. Гейзенберг, К.Ф. Вайцеккер, Р. Оппенгеймер и другие. Хотя некоторые из них, в силу известных событий 1930 -1945 г.г., инициировали и исследовали тематику за пределами Германии. Дополнительно к общеизвестным достоинствам немецкой философии, ситуацию сформировали, видимо, также традиции ядерной физики (немецкие исследования в этой области в первой половине XX века являлись ориентиром для мировой науки) и трагический опыт нацизма в этой стране. Общеизвестно, что и другая близкая философская проблематика – философия техники – обязана своим появлением и развитием немецкой культуре. В некоторой степени, получается, что теперь слово за светскими и религиозными интеллектуалами стран восточно-христианской культуры, а также – культуры Востока в целом.

ЗАЧЕМ НУЖНО?

Согласно христианству и Православию, мир устроен так, что есть рай и ад. Человечество должно выбирать между ними. С полным осознанием и того, и другого. Ядерная энергия деяниями людей может на Земле обеспечить либо одно, либо другое. Познание ядерной энергии (в антропосоциальном контексте) и ее

использование имеют обнадеживающий смысл только в единстве с глубоким пониманием (как основы действий в ядерной сфере и их правовой регламентации) сути человека и общества.

Православие приводит к мысли, что наше нынешнее (и атеистов, и верующих), так называемое нормальное, состояние глубоко ненормально по существу. Потенциал человека велик, но нельзя, чтобы человек “неочищенный” проявлял себя в полной силе. Богоподобная природа человека с огромным потенциалом глубоко повреждена. Как следствие, социальное, политическое и научно-техническое развитие человечества вопреки первоначальным благим, казалось бы, намерениям привело к возможности краха земной цивилизации. В глобальном плане необходимо очеловечить человечество, победить внутреннее зло в человеке, чтобы не случались все новые и “совершенные” “Содомы” и “Гоморры”. Причем апологеты Православия (например, профессор-богослов А. Осипов) доказывают это вполне светски, научно, логично, исторично, на фактах [3]. Важно, что в контексте ядерной опасности о главенстве фактора зла в человеческих душах хотя бы иногда говорят и светские аналитики (<http://nuclearno.ru/text.asp?16980>).

Добавим, что далеко не все ладно с чистотой души и действиями и у российских профессионалов и менеджеров ядерного дела. А также укажем на немалое количество прямых и тяжких нарушений ими морально-нравственных норм и государственного законодательства (см., например, дискуссии и опросы на сайте агентства *ПРОАтом*). Впрочем, о неадекватности людей и общества ядерной энергии говорили еще А. Эйнштейн, Р. Опенгеймер, Ю. Харитон, А. Сахаров, С. Фейнберг и другие известные физики. А это - !?!? Социологи и психологи, изучите, пожалуйста, материалы этого и других атомных/ядерных сайтов, официальных и не очень, в сравнении!

Хотя у Православия (тем более, у исторически конкретных православных церквей) пока нет однозначного, на все случаи “ядерной” жизни мировоззренческого “рецепта”, они располагают общечеловеческим опытом, который формировался тысячи лет. Опыт этот и истина Откровения (если принять таковое за факт) позволяют черпать из них многое вновь и вновь. И это хороший базис при грядущем соосмыслении, совместно атеистами и верующими, ядерного феномена и человечества. Непродуктивно упорствовать и блокировать продвижение, сосредоточившись исключительно на анализе истинности и правомочности религии.

Целесообразно методологически учиться у мировоззрения, которое “во веки веков”. Поэтому в предстоящем соработничестве предпочтительны каноны и апологеты религии. Хотя без внимания не должны быть оставлены и доводы критиков религии, особенно когда они мотивируют всестороннее обсуждение вопросов методологии.

Мы не призываем критиковать религию или примитивно подстраиваться под ее каноны. Мы ищем для духовно-гуманитарной рефлексии ядерного феномена достойные интеллектуальные ракурсы и ресурсы, основания, позиции, концепции, принципы, подходы, нормы. И тут богатейший опыт религии как особого рода мировоззрения и устойчивого социального явления никак нельзя не использовать. При тщательности и корректности, обращение к этому феномену возможно без ущерба для религиозных канонів и без нареканий со стороны светских философов, гуманитариев в целом по роду занятий и гуманистов по духу. Потому что христианство, в изначальном смысле, если не считать его Откровением, – это тогда все равно некая чья-то гениальная “задумка”, пример пути, который может обеспечить позитивное изменение гибнущего мира через изменение человека. Иной возможный путь для ядерного человечества – емкий, лаконичный и убийственный образ предначертанной гибели цивилизации – связан с доминирующей ныне ментальностью людей (миниатюра А. Азимова “Они не прилетят”).

Богословам в духовно-гуманитарном осмыслении феномена ядерной энергии и формировании приемлемого социоядерного будущего, думается, должна быть отведена важная роль. Особенно православным. База – оставшаяся, на фоне радикальных изменений (искажений первоначальной сути) других ветвей христианства, ориентация Православия на внутренний мир человека, на его духовное самосовершенствование. Лишь Православие еще имеет шанс не увлечься исключительно омирщением и социализацией, не отойти от первоначальной и главной задачи христианства – видеть глубинный корень всех бед и радостей, потерь и благ, земного и вечного, индивидуального и общечеловеческого бытия. В итоге – сохранить стремление к полноте очищения души, внутреннего мира человека, к пониманию и искоренению причины, а не только проявлений зла, создать базу для норм земного бытия.

ПОЧЕМУ ВОЗМОЖНО?

Православие исторически является культурным фундаментом России. Оно естественным образом сопряжено со всеми гранями бытия страны.

Многие известные ученые (в том числе и физики) сочетали науку с верой в Бога. Есть примеры и того, что, даже дистанцируясь от религиозной веры, физики признают полезность (в естественнонаучном контексте) обращения к религиозным догматам (например, <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=4294>).

Апологеты Православия “идут в народ” научно-технической сферы. Ныне Русская Православная Церковь активна не только в сфере традиционных печатных и электронных каналов информации, но и в Интернет.

Патриарх Московский и всея Руси Алексий II писал: “Без упования на Господа... невозможен подлинный успех в области ядерной энергии” [4]. Наука и религия методологически во многом не являются абсолютными антагонистами. В глобальной проблеме возможности познания мироздания (в познании микромира и мегамира особенно) их взгляды сходятся – адекватно познать нельзя. Наука и религия не только не антагонистичны, но и морально-нравственно начинают сближаться.

Протоиерей Д. Кириянов отмечает: “С момента возникновения во второй половине XX века междисциплинарной области исследований «наука и религия» сформировалось множество концептуальных подходов... соотношения науки и религии”. Рассматривалась даже “программа «критического реализма» как моста между наукой и религией”, а также - методологические параллели [5]. Достаточно известно к тому же, на большем уровне обобщения, что христианство, например, методологически взаимодействовало и взаимодействует с различными нехристианскими культурами.

Различные религии уже высказывались по поводу ядерного оружия [6]. Адекватная религиозная оценка “мирного атома”, видимо, впереди. Обращение к достижениям мыслителей религиозной философии, практическому опыту Церкви и религиозных средств массовой информации может дать многое. Русская Православная Церковь, например, считает, что “внедрение” незыблемых духовных ценностей в научно-техническое творчество далеко выходит за национально-государственные рамки, непосредственно относясь к поискам оснований для строительства общечеловеческой цивилизации в новом тысячелетии [7].

Всемирный Русский Народный Собор (ВРНС) провел в Сарове слушания “Ядерные вооружения и национальная безопасность России” и “Проблемы взаимодействия Русской Православной Церкви и ведущих научных центров России”. Митрополит (в то время) Кирилл на упомянутых слушаниях “Ядерные вооружения и ...” с предупреждением процитировал св. ап. Павла: “Ибо, когда будут говорить: «мир и безопасность», тогда внезапно постигнет их пагуба” (1Фес, 5, 3). Эта мысль в первоисточнике дается в контексте темы Мессии, спасения человека, Суда Божьего, эсхатологических представлений, постоянного духовно-нравственного бодрствования и работы для людей.

Знаковым событием в процессе сближения подходов естественных наук и религии к познанию мира явилось присвоение в 2010г Патриарху Кириллу степени почетного доктора НИЯУ МИФИ, а в 2012г. - МГУ. Во время работы XVI ВРНС (2012г.) вновь неоднократно вспоминали мысль: “Православию есть что сказать миру”. В 2012г. в МИФИ (как и в Уральском горном университете) открыта кафедра теологии. Ее заведующим стал глава Отдела внешних церковных связей Московского патриархата митрополит Волоколамский Иларион (почетный профессор УрГТУ). А кафедру в Уральском горном университете возглавил митрополит Екатеринбургский и Верхотурский Кирилл (см., например, поиск на сайте “Православие и мир” по признаку “МИФИ”). В давние времена заложен православный фундамент в традиции технического образования России и Санкт-Петербургского горного университета (<http://www.voskres.ru/oikumena/kozlov.htm>; <http://www.imcmontan.ru/team/publication/history.pdf>). Шахтеры Украины при формулировании принципов дальнейшего развития отрасли и в реальной практике (наука и бизнес) обращаются к религиозным ценностям в сочетании с учетом современных социально-экономических и технологических тенденций ([8]; <http://forbes.ua/magazine/forbes/1332961-molitva-shahtera>).

На примере Сарова, его многогранного служения Отечеству, многими раскрывается суть органичного сближения Русской Православной Церкви и Минатома, предопределенного уникальным значением Церкви и ядерной сферы в контексте защиты, спасения России - в прошлом, настоящем и будущем. С другой стороны, “Физики без священников – современные папуасы”, - так резковато

оценивает ситуацию относительно ядерного центра в Сарове православный журнал “Фома” [9].

Профессор-богослов А. Осипов в 1991-99 годы был сопредседателем резонансной ежегодной Международной Конференции “Наука. Философия. Религия” в Объединённом институте ядерных исследований. Он более двадцати лет успешно читал лекции и дискутировал в аудитории физиков-ядерщиков, напоминая об ответственности ученых, в 2011г. получил в Дубне почетную награду ОИЯИ за выдающиеся достижения в богословии и многолетнее сотрудничество с этим институтом. Он же при толковании догмата Святой Троицы как удачные аналогии неоднократно использует концепты “человек” и “атом” [10].

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ СОПРЯЖЕНИЯ

Назовем лишь некоторые ракурсы возможного, по нашему мнению, методологического сопряжения феноменов:

космизм/вселенность;

“Бог есть любовь”;

“страх любви”: страх от любви к другому и за него;

Троица;

единение с человеком;

всечеловечность (“и иудей, и эллин...”);

видение человеком и обществом собственных пороков и недостатков;

спасение человечества от человечества;

“дух творит себе форму”;

“по делам и мыслям нашим...”;

проблема войны и мира;

вера в свое дело, идейная твердость, святоотеческие традиции;

научно-техническое творчество без самовознесения, самообожения;

правильная вера – правильная жизнь.

СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ:

ПРАГМАТИКА “ТОЧЕК РОСТА”

Современные особенности ситуации подсказывают и первоочередные практические задачи, при решении которых предлагаемый подход мог бы быть реализован. С. Кириенко в июне 2011г. сообщил (Госсовет по модернизации при Д. Медведеве), что Росатом внедряет идеологию прогноза и мониторинга условий существования АЭС по всему жизненному циклу (более ста лет), включая стадию снятия станций с эксплуатации (демонтажа) после длительной выдержки. Будет справедливо, если в чем-то аналогичную идеологию применяют к объектам хранения/захоронения ядерных материалов (тысячи/миллионы лет). В таких случаях без

ориентации на *вечное человечество*, без наук и практических знаний о Земле не обойтись.

В России есть два ядерно-религиозных центра - Саров и Сергиев Посад. Высказано предположение о третьем [11]. А четвертому (С-Петербургу) в этом качестве лучше бы и не бывать. Рассматривая в связи с ядерной энергией различные социальные институты, за рубежом предложили для гарантии надлежащего общественного внимания к долгой судьбе радиоактивных отходов создать “ядерное высшее пасторство” [12, 13]. Такие меры тем более необходимы, поскольку уже в начале пути, например в США, сроки решения проблемы отходов после уже понесенных серьезных затрат вновь в 2013г. значительно отодвинуты (<http://energy.gov/sites/prod/files/Strategy%20for%20the%20Management%20and%20Disposal%20of%20Used%20Nuclear%20Fuel%20and%20High%20Level%20Radioactive%20Waste.pdf>). И это в то время, когда, прежде всего из-за проблемы отходов, неумолимо возрастает внутренний деструктивный потенциал и приближается обрушение мировой “ядерной пирамиды” (<http://stringer-news.com/publication.mhtml?Part=50&PubID=16239>).

Скоро срочно понадобятся не долговременные, оставшиеся не при делах узковедомственные фантазии прежних времен, а едва ли не “объединенных наций” относительно простые, надежные, экономичные и эффективно контролируемые обществом программы скоротечной и практически одновременной утилизации многих компонент ядерного наследия. Прежде всего, программы на основе изучения и использования нового потенциала земных недр.

Думается, что в инициативно российском варианте в рамках многогранной концепции SAMPO [14, 15] нечто подобное “ядерному пасторству” возможно. Оно могло бы быть связано, прежде всего, с системой приграничных сочетаний, с не исключительно общественной, но государственно-религиозной и горного дела скрепой лежащей между ними территории. В конечном итоге – страны в целом. А именно:

1) подземное международное ядерное хранилище в пределах Печенгской геологической структуры плюс Трифонов Печенгский мужской монастырь (<http://www.pravmir.ru/trifonov-pechengskij-monastyr-obitel-dlya-pokayavshixsya-razbojnikov/>) Мурманской и Мончегорской епархий;

2) аналогичный объект в Краснокаменске плюс молодое Краснокаменское благочиние Читинской и Краснокаменской епархий.

Печенга максимально обеспечит выполнение рекомендаций МАГАТЭ. Главное, скоро известные месторождения (по крайней мере, их подавляющее большинство) исчезнут, а новые практически невероятны при высочайшей геологической изученности территории. Не изменится коренным образом ситуация на данной площадке даже при использовании новых технологий и организации поисковых и разведочных работ относительно традиционного и нового для Печенги сырья, о гипотетических результатах которых предполагает в общем по региону А. Калинин (<http://zolotodb.ru/articles/geology/placer/10553>).

Новые исследования по высоколиквидным полезным ископаемым здесь беспроигрышны. При отрицательном результате или, в крайнем случае, локальной находке они усилят доказательную базу в части подземного ядерного объекта вне месторождений. В РАН (Н. Лаверов) такой же подход к Краснокаменску считают “единственно верным” (2011г., <http://www.ras.ru/FStorage/Download.aspx?id=bb9c25dd-630b-4f87-8d3e-6fad9a0ba9ca>; 2005г., newmdb.iaea.org/GetLibraryFile.aspx?RRoomID=694). “Приаргунское производственное горно-химическое объединение” может работать при существующих запасах урана не более 30-35 лет.

Причем многое применительно к этому варианту (при суммарной стоимости только обоснования и строительства - не менее 200 миллиардов долларов) будет зависеть от профессионализма и духовно-нравственных качеств российских геологов, геофизиков, горняков и ядерщиков, от успешности комплексного светского сопровождения и окормления проекта со стороны РПЦ в партнерстве с другими религиозными институтами. В том числе, - представляющими западное христианство, конфуцианство и буддизм. Символично, что Рождество Христово – это симбиоз звезды и пещеры, пещеры и звезды. Такие же уровни затрат в сотни миллиардов долларов в каждом отдельном случае уже реально осуществлены или запланированы на ликвидацию эколого-экономических последствий катастроф на Чернобыльской и Фукусимской АЭС, рекультивацию территорий военных радиохимических производств периода противостояния СССР и США, утилизацию АЭС, АПЛ и ядерных боеприпасов.

Ни при каких обстоятельствах, например, не должны возникать идеи ядерной трансформации будущих никелевых рудников в зоне воронежского чернозема, уже ныне

функционально встраиваемых в межрегиональную (урало-таймыро-кольскую) и международную (по сбыту продукции) систему. Хотя геологические предпосылки, а также схемы ведения и качество подземных горных работ применительно к сульфидным медно-никелевым месторождениям кристаллических щитов Земли, как правило, способствуют вторичной эксплуатации рудников с целью использования выработанного при добыче руды пространства для захоронения токсичных отходов разного происхождения. С другой стороны, и “ружье на стене” – уже реально обсуждаемое хранилище вблизи Красноярска (<http://nuclearno.ru/text.asp?16757>; <http://nuclearno.ru/text.asp?16993>) или Челябинска (<http://nuclearno.ru/text.asp?17005>) - при его долгой жизни обязательно “выстрелит” как повод для внешнего, разрушающего “принуждения к миру” не на границе, а в центре России.

Примечательна также ситуация “метеоритного дождя” 15 февраля 2013г. Вот уж точно по И. Бродскому: “Падучая звезда, тем паче – астероид на резкость без труда твой праздный взгляд настроит”. Относительно этого грозного природного явления (равно как и, в какой-то мере, невольной “имитации” им реальной ракетной атаки на наземные объекты ядерного Урала) не приведены достоверные факты его надежного фиксирования достаточное время в режиме “online” государственными службами России. Не было даже обозначено упреждающих действий (хотя бы и, прежде всего, информационных) по выполнению своих функциональных обязанностей учеными, а также гражданскими и военными охранителями неба, земли и населения. Или их возможности и обязанности не охватывают все опасные варианты развития событий относительно наземных объектов размещения ядерных материалов? Видимо, эти возможности и обязанности объективно ограничены (с чем, пожалуй, придется согласиться; см., например, <http://nuclearno.ru/text.asp?16916>; http://www.bbc.co.uk/russian/russia/2013/02/130215_chelyabinsk_vp_k.shtml; <http://news.mail.ru/inregions/ural/74/incident/12063966/>; http://ria.ru/defense_safety/20130220/923880067.html). Тогда (плюсуя и субъективные негативные факторы) на земной поверхности, в центральной зоне России (С-Петербург, Воронеж, Челябинск, Томск, Красноярск) долговременных и новых ядерных объектов тем более не должно быть. Еще и потому, что Челябинск показал полную неготовность населения к таким событиям, отсутствие у людей

навыков поведения в угрожающих обстоятельствах. Забыто предостережение Павла (1Фес, 5, 3)!

Станным образом “падучая звезда” над ядерным Уралом почти совпала по времени с обнаружением через два года (!?) того факта, что значительная часть населения России не избежала влияния Фукусимы (http://www.bellona.ru/articles_ru/articles_2013/Mi_nprirody-Fukushima). Причем то, что в феврале 2013г. Минприроды РФ признано свершившимся фактом, сразу и долго после Фукусимы на официальном же уровне трактовалось невозможным никогда даже в принципе. Соответственно, не было и в этом случае упреждающих действий по информированию и защите населения. А структуры Росатома и после доклада Минприроды отстаивали правильность своих несбывшихся прогнозов по Фукусиме и ее влиянию на Россию. А также критиковали японские власти за якобы чрезмерные (не как после Чернобыля) долговременные меры по защите населения, демонтажу станции и глубокой санации территории (<http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=4377>). А если бы в феврале 2013г. от “небесного цунами” пострадали наземные хранилища радиоактивных отходов и плутония ПО “Маяк”, то как долго мы бы слышали, что радиационная обстановка на Урале и в стране “в норме”?

Хотелось бы, чтобы пришло понимание того, что, вне зависимости от конкретных параметров и причин ряда не столь давних событий (Челябинск-40, Чернобыль, Фукусима, “Челябинский метеорит” и др.), в совокупности – это “тренировки” перед очередными глобальными ядерными “неприятностями”.

Взаимодействие религиозной и светской культур в антропосоциоядерном измерении, например, Китая и России, особенно в их приграничных районах, важно по нескольким причинам. Не только потому, что обе страны обладают ядерным оружием, входя в тройку ведущих ядерных держав, не только потому, что Россия и Китай в партнерстве развивают гражданскую ядерную энергетику, не только потому, что обе страны планируют на своей территории долговременные приграничные крупные хранилища подземного типа для неиспользуемых ядерных материалов (Краснокаменск и Бейшан), не только потому, что в традициях великого символа Китая ныне создана *Китайская подземная ядерная Стена* (<http://army-news.ru/2013/01/ssha-bespokoyat-razmery-kitajskoj-podzemnoj-yadernoj-steny/>).

Такое взаимодействие необходимо еще и для того, чтобы в сознании наших народов по этим вопросам место серьезного и плодотворного осмысления не занимали международные суррогатные образы, по-своему отражающие настоящее и формирующие будущее. Амбивалентная шкатулка с демоном (как аналог ядерной энергии), генерирующая добро или зло в зависимости от помыслов владеющего ею человека, отправленная подальше от греха – на Север, в сочетании с виртуальной китайско-финской границей и заговором финно-китайцев против владельца углеводородного сырья. Так, в контексте реинкарнации мифов карелов, финнов и китайцев, трактуют Сампо создатели финско-японско-эстонско-нидерландского фильма “Воин Севера”. Это один из вариантов таких суррогатов, неузнаваемо искажающий границы, основанный, впрочем, во многом на упрощенных кальках с реальности.

Экономическое положение, например, Мурманской области хронически сложное. Надежды на Штокман не сбылись. Ситуация относительно будущего экспорта в Европу баренцевоморского газа продолжает меняться не в пользу России (<http://voprosik.net/chto-pomenyala-ustupka-mestorozhdenij-norvegii/>).

Дешевая электроэнергия Мурманска (основа инвестиционных проектов) благодаря известным реформам разом стала дорогой для потребителей. Общие объемы промышленного производства области в традиционных отраслях “застыли” на уровне 2001г. Налицо свертывание позитивных ожиданий относительно проекта “Мурманский транспортный узел”, неясные перспективы развития на уровне очередных ожиданий в части добычи и переработки новых видов твердых полезных ископаемых (“Российская газета” от 4 и 11 декабря 2012г., кризис СевТЭК-2012 и темы “Инвестиционная область”). Инновации области “на нуле” (“Мурманский вестник” от 18 декабря 2012г.). Основные показатели качества экономики Мурманска, вопреки многотрудной работе по созданию разных Стратегий развития области и Печенгского района, в сравнении с другими северными регионами за несколько лет по официальным федеральным данным – устойчиво “ниже среднего” [16]. О том же “глас народа”, простого и ученого, (<http://blogger51.com/2012/11/38132>; “Мурманский вестник” от 7 февраля 2013г.; <http://vk.com/club16598761>, программа “Север мой” от 11 февраля 2013г.). Настораживают итоги последней переписи. Закрывающиеся рудники стали проблемой горной науки

(<http://www.kolasc.net.ru/russian/news/arc12/international%20project.pdf>). Губернатор М. Ковтун призвала искать новые ориентиры для развития и работы, а также учиться “жить без Штокмана” (<http://news.mail.ru/inregions/nordwest/51/politics/12473115/?frommail=1>).

Такой ядерно-религиозный объект, поэтому, надолго был бы “палочкой-выручалочкой” для региона. Скоро, кстати, и горняков Норильска будут трудоустраивать в других регионах (<http://cccp-revivel.blogspot.ru/2012/06/rossijskaja-geologia-umerla.html>). Заметим, что в России есть, пожалуй, лишь два научных учреждения (ИГЕМ РАН и Горный институт Кольского НЦ РАН), которые имеют опыт исследований горно-геологических проблем применительно к Печенге и Краснокаменску, а также ядерных – к некоторым объектам бывшего СССР.

Все чаще в России, в том числе в ядерном контексте, всплывает тема - “грязные” деньги и безопасность. Церковь уже настораживала о подобном. Протоиерей В. Воробьев (“Проблемы взаимодействия...”) напоминал, что при смене идеологии некоторые сотрудники ядерных центров “превратились из тех, кто делал ядерный щит Родины, в тех, кто его предал”. По его мнению, это результат разложения духовности народа. Протоиерей призывает к подвигу в воспитательной работе, ибо “плодотворным бывает только чрезмерное, а все вялое остается без плода”. Эти мысли важны и применительно к ядерным хранилищам. Чтобы общество не сомневалось в безопасности. Построенного США наземного хранилища оружейных материалов около Челябинска, обреченного на вечную реконструкцию хранилища-саркофага в Чернобыле, аварийных “хранилищ” затопленных АПЛ. И грядущих подземных хранилищ, в том числе Печенгского и Краснокаменского.

Главный вопрос атомной энергетики сегодня не технологический, а психологический, сказал, подводя итоги состоявшегося в рамках Петербургского экономического форума – 2012 “круглого стола” “Атомная энергетика: год после Фукусимы”, генеральный директор Росатома С. Кириенко (<http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=3854>). Атомная энергетика в России умрет без поддержки общественности, заявил журналистам первый заместитель гендиректора Росатома А. Локшин в кулуарах седьмого международного общественного форума-диалога “Атомная энергия, общество, безопасность - 2012” (http://www.ria.ru/atomtec_news/20120905/743554229.html). Говоря, скорее всего, о сиюминутных

частностях, чиновники, не ведая того, что называется, “попали в яблочко”.

Осмысление ядерного феномена и укоренение в социуме ядерного *техно* в значимых для цивилизации, легитимных и безопасных масштабах, как и религии (по крайней мере – христианства), глобально должно иметь цель не погубить человека, а спасти его. Ядерный пример, экзаменованный в координатах канонов Православия и в контексте социоядерного антропного принципа и социокультурной парадигмы

(http://narfu.ru/aan/archive/AaN_2012_5.pdf; <http://www.dialog21.ru/biblio/komleva.htm>), послужит формированию гуманистической, особенно касательно будущих поколений, социоядерной ментальности, индивидуальной и государственной. Созданию цивилизованных мировоззренческих и социально-гуманитарных оснований, правовых норм мудрого развития других амбивалентных относительно всего человечества наук и технологий, число которых впредь будет лишь множиться. Предлагаемый подход необходим для решения стратегических вопросов развития человечества, действий по поиску элементов духовно-гуманитарных начал комплексной безопасности. В том числе – в сфере энергетики. Впрочем, как и в других. В совокупности это может способствовать консолидации народов и стран перед лицом глобальных вызовов, грозящих им уничтожением. Выработке механизма осознания всеобщей сопричастности и ответственности человечества за свою судьбу. А также - эволюции, а не инволюции духовно-культурной природы/основы морально-этических, правовых и научно-технических систем [8, 17].

ПОСЛЕСЛОВИЕ

И, наконец, последнее. Более ранняя попытка постановки темы обозначена в предыдущих моих публикациях (<http://noc.chgaki.ru/?page=conf>; <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=print&sid=118>; Религия и феномен ядерной энергии: контуры социокультурного сопряжения. Специальный диплом за статью на конкурс научных работ “Ответственность религии и науки в современном мире”, ноябрь 2005 г., Библийско-Богословский Институт святого апостола Андрея, Москва; <http://helion-ltd.ru/komleva-sp-11-2008/>; <http://helion-ltd.ru/philosophical-base/>; <http://www.voskres.ru/economics/komleva.htm>; <http://e-conf.nkras.ru/konferencii/econf/filos.html>; <http://www.lawinrussia.ru/node/164207>; <http://www.sciteclibrary.ru/rus/catalog/pages/10627.html> и др.). Она соответствует тенденции общего

усиления гуманизации и гуманитаризации естественнонаучной и технической сфер.

Благодарю за поддержку исследований и ценные комментарии профессора Brigitte Falkenburg.

1. Jaspers K. Die Atombombe und die Zukunft des Menschen: politisches Bewusstsein in unserer Zeit. Munchen, 1958, 506 s.

2. Garrison J. The Darkness of God: Theology after Hiroshima. London: SCM Press, 1982, 238 p.

3. Осипов А.И. Аудио-лекции (http://www.aosipov.ru/audio/audio_obshchii_spisok_lekt_sij.html).

4. Приветствие Патриарха Московского и всея Руси Алексия II участникам слушаний “Ядерные вооружения и национальная безопасность России” (<http://pravsarov.nne.ru/content/publication/461/552/486/518.html>).

5. Кирьянов Д.В. Наука и религия: многообразие методологических подходов // Труды Тобольской Духовной семинарии, выпуск 2. – Тобольск: Тобольская Духовная семинария, 2011. – С. 117-134.

6. Ethics and weapons of mass destruction: religious and secular perspectives / edited by S.H. Hashmi and S.P. Lee. - Cambridge, 2004. - 533 p.

7. Доклад Патриарха Алексия II на Юбилейном Архиерейском Соборе РПЦ, 2000г.

8. Литвинский Г.Г. Священные заповеди горняка / Форум гірників-2012: матеріали міжнар. конф. – Донецк, 2012. – Т.1. – С. 7-16.

9. Физики без священников – современные папуасы. Беседа с сотрудниками Российского федерального ядерного центра, г. Саров // Фома. Православный журнал для сомневающихся. Одобрено Издательским Советом Московского Патриархата. – 2003, №2(16) и Новый Мир. – 2004, №2.

10. Осипов А.И. Аудио-лекции (http://www.aosipov.ru/audio/audio_obshchii_spisok_lekt_sij.html).

11. Комлева Е.В. Антропосоциоядерный феномен // Век глобализации. – 2011, №2. – С. 140-149.

12. Weinberg A. Social Institutions and Nuclear Energy. In: Science 177 (1972), S. 27-34.

13. Hocke, P., Grunwald, A. Wohin mit dem radioaktiven Abfall? Perspektiven für eine sozialwissenschaftliche Endlagerforschung. Berlin, 2006: Sigma, 157 s.

14. Комлева Е.В. Рефлексия ядерно-нефтегазовой ситуации Севера Европы: интересы и потенциал Германии как партнера России // Геофизический журнал. - Киев, 2008, Т.30, №2. – С. 3-31.

15. Комлева Е.В. Геологические, экологические и политические аспекты хранения и захоронения ядерных материалов // Геофизический журнал. – Киев, 2012, том 34, №6.

16. Победоносцева Г.М. Развитие российской территории Арктики и особенности социально-экономического положения Мурманской области / Развитие Севера и Арктики: проблемы и перспективы. – Материалы межрегиональной научно-практической конференции, Апатиты, 14-16 ноября 2012г. – Апатиты, 2012. - С. 41-43.

17. Пугина О.А., Агапов Д.С. Материальная и духовная природа правовых систем // Юридическая наука. – 2012, №1. – С. 18-23.

Elena Komleva. **ORTHODOXY, THE PHENOMENON OF NUCLEAR ENERGY AND GEOSCIENCES**

Within the socio-cultural space there has been searched for an analogous methodology to reflect on the phenomenon of nuclear energy from the perspective of concepts of man and society. It has been proven as beneficial to refer to the anthropo-social component of Orthodoxy. There has been outlined the idea on the universal and civilizational relationship of these phenomena. The main questions concerning their connection have been formulated as well as some ways to answer them. There are given some examples of the suggested methodological transfer.

АКАДЕМІК О.Є. ФЕРСМАН І ПЕГМАТИТИ УКРАЇНИ

Курило М.В., Деревська К.І.

Національний науково-природничий музей НАН України

Серед видатного різноманіття наукових праць академіка О.Є. Ферсмана його класична узагальнююча монографія "Пегматити" [2,3] займає особливе місце як у творчості її автора, так і в історії мінералого-петрографічних і геохімічних досліджень ХХ століття. Крім гранітних пегматитів Олександр Євгенович вивчав також пегматитові утворення лужних і основних магм. Точка зору О.Є. Ферсмана на геологічну природу пегматитів, його систематика і стадійність процесів пегматитоутворення витримали випробування на протязі багатьох десятиліть і з успіхом використовуються в багаточисленних дослідженнях вітчизняних та зарубіжних вчених по відношенню до всього різноманіття пегматитових утворень різних геологічних структур (пегматити Середньої Азії, України, Уралу, Карелії, Скандинавії, Африки, Північної Америки).

Як справедливо відмічено в передмові редакційної колегії до монографії "Пегматити" праці О.Є. Ферсмана - це джерело знань і його ідеї " будуть освітлювати шлях руху вперед багатьом поколінням дослідників, озброюючи їх правильним компасом, силою передбачення, методами пізнання і оволодіння мінеральними багатствами [3, стр 4].

В своїй монографії [3] О.Є. Ферсман на основі робіт Л.Л. Іванова, М.І. Безбородька, Б.О. Гаврусевича, М.П. Семененка і власних спостережень узагальнив і систематизував данні про пегматити Південного кристалічного щита (Українського щита), який із своїми багаточисельними і складними гранітними інтрузіями є унікальним місцем широкого проявлення пегматитоутворюючих процесів. Серед пегматитів України зустрічаються як пегматити чистої лінії, так і пегматити схрещування. Із пегматитів чистої лінії виділяються такі типи:

- I - без особливої мінералізації;
- II - магнетито-ортитові;
- III - слюдяні і шерлові;
- IV - топазові і берилкові;
- V - альбітові.

Серед пегматитів лінії схрещування О.Є.Ферсман виділяє:

А. Пегматити схрещування з темноколірними магнезіальними породами, де виділяються дві

гілки: утворення мігматичних гібридних порід в зв'язку з явищами асиміляції і розсіювання продуктів реакції і утворення при ін'єкції амфіболо-перидотитово-плагіоклазових пегматитів, закономірно облямованих каймами кристалічних "сланців": біотитових, актинолітових, талькових.

Б. Пегматити схрещування із залістими сланцями Кривого Рогу. В криворізьких кристалічних сланцях спостерігаються потужні процеси схрещування низькотемпературних пегматитів, представлених альбіт-рибекітовими, глаукофановими, егіриновими і біотитовими пегматитами. З цими пегматитами пов'язано вилуговування і заміщення кварцу залістих кварцитів.

В. Графітові пегматити утворюються в умовах схрещування гранітної магми з карбонатними і, можливо, бітумінозними породами в умовах відокремлення гілки пегматитів і газової гілки - пневматолітової, що містить SiO_2 , H_2O , CO_2 , CO , H_2 (F,Cl).

Спорадично зустрічаються пегматити схрещування з пневматолітами, які представлені пегматитами і кварцовими та кварц-турмаліновими жилами з сульфідами міді.

Не дивлячись на досить обмежений фактичний матеріал, в монографії "Пегматити" О.Є. Ферсман приводить райони найбільшого розповсюдження пегматитових волів (Волинський, Дніпровський, Приазовський блоки), зведену геохімічну діаграму пегматитів УЩ та їх мінералого-геохімічну характеристику. Найбільш детально описані пегматити Волинського регіону, де вони приурочені до гранітів різного типу і віку. За даними Б.А. Гаврусевича відмічається декілька типів пегматитів [3].

1. Звичайні пегматити з гранатом або апатитом, що пов'язані з гранітами чудново-бердичівського комплексу.

2. Ортит-магнетитові пегматити в районі Житомира, які зв'язані з масивами мігматитів і ін'єкційних гнейсів. Парагенетична асоціація мінералів включає мікроклін-пертит, кварц, біотит, магнетит, ортит, циркон, рогова обманка, флюорит, пірит і епідот. За класифікацією пегматитів асоціація відноситься до II типу і утворилася в геофазу В.

3. Шерлово-мусковітові пегматити (тип III) приурочені до гранітів житомирського типу, характеризуються зональною будовою і письмовою структурою. Парагенезис мінералів: мікроклін, пертит, кварц, турмалін-шерл, альмандин, рідко апатит, біотит, мусковіт, графіт, жільбертит. Утворення цих мінералів проходило в геофазу С.

4. Топаз-берилієві пегматити (IV тип) в породах Коростенського плутону, що поділяються на два підтипи:

- пегматити чистої гранітної лінії, що морфологічно представлені штоками, в яких знаходяться занориши або міароли і виповнені кристалами польового шпату, альбіту, моріону, гірського кришталю. Парагенезис мінералів: ортоклаз-пертит, альбіт, біотит, магнетит, моріон, топаз, берил, цинвальдит, турмалін-шерл, жільбертит, флюорит, вівіаніт, бура глина, опал, халцедон (тип IV). Основна кристалізація проходила в геофазах Д-Е, роз'їдання топазу лужними розчинами відбувалося на початку геофази Н.

Район пегматитів с. Писарівки в 1939 р. відвідав особисто академік О.Є.Ферсман. Згідно з його багатьма спостереженнями пегматити відносяться до класичних заноришів III типу, які за геохімічними характеристиками дуже подібна до пегматитів Зовнішньої Монголії та Мурзинки на Уралі. Дана висока оцінка кристалам кварцу та топазу, які можуть являтися основними об'єктами видобутку. Як виявилось згодом, заноришеві (камерні) пегматити Волині є унікальним родовищами п'єзооптичної ситовини (кварц, моріон) і дорогоцінного каміння (берил, топаз). Крім практичної цінності, вони мають і наукове значення, як об'єкти для дослідження процесів магматичного і післямагматичного мінералоутворення [1].

- гранітні пегматити лінії схрещування в габро-норитових породах з письмовою структурою, з наступним парагенезисом мінералів: ортоклаз (мурчісоніт), плагіоклаз (лабрадор), біотит, кварц різних генерацій, аметист, кальцит, піроксен (авгіт), апатит, гізінгерит і пірит. На думку О.Є. Ферсмана, який відвідував Паромівське родовище пегматитів в основних породах, вони є скоріше продуктами диференціації і автопневматолізу самого анортозиту, ніж результат впровадження самостійної гранітної магми в габровий масив.

В Дніпровському блоці Українського щита академік О.Є. Ферсман із-зі недостатньої кількості фактичного матеріалу, відзначає в першу чергу суцільні пегматитові пластові жили в древніх сланцях в районі м. Дніпропетровська,

мігматичні пегматити з біотитом, актинолітом і тальком, а також плагіоклазові пегматити з роговою обманкою, актинолітом і десміном, пояснюючи їх утворення процесами десиліфікації.

В Приазовському регіоні широким розповсюдженням користуються пегматити потужністю до 16м і більше, які містять світло-рожевий мікроклін з невеликими домішками мусковіту, що відповідають звичайним пегматитам без особливої мінералізації і відносяться до типу II-III. В районі м. Волноваха автор відмічає пегматити з ортитом, письмовим гранітом і великою кількістю марганцевих утворень. Деколи зустрічаються шерл, гранат і берил.

Особливий інтерес, на думку О.Є. Ферсмана, представляє колумбітові пегматити з аквамарином і шерлом (тип II) біля с. Єлеськівки і берилієві пегматити Кам'яних могил (тип III). Наявність циртолиту, апатиту, гранату, сульфідів вісмуту, вікіїту, колумбіту, танталіту, ганіту та інших мінералів зближує пегматити даного району з аналогічними утвореннями Північної Карелії. Тут же автор відзначає пегматити і пневматоліти, що генетично і просторово пов'язані з лужними породами - карбонатно-флюоритові жили Петрово-Гнутово.

Підсумовуючи результати вивчення академіком О.Є. Ферсманом пегматитів України, необхідно ще раз підкреслити той факт, що не дивлячись на досить обмежений на той час фактичний геологічний матеріал, вчений практично повністю окреслив райони розповсюдження пегматитів на Українському щиті, визначив їхні генетичні типи і фізико-хімічні умови їх утворення, відзначив їх практичну і наукову цінність.. Звичайно, в подальшому ці результати уточнювалися, коректувалися і розширювалися, появилось багато нових даних і вже в останніх узагальнюючих роботах [4] в межах Українського щита було виділено 67 пегматитових полів і близько 20 тисяч родовищ.

Згідно з [4] в межах Українського Щита виділені наступні області розповсюдження пегматитів: Волинська область в межах якої відомо 14 пегматитових полів, Подільська - 9, Білоцерківська - 3, Побужська - 6, Кіровоградська - 5, Криворізьсько-Кременчутська - 4, Дніпровська - 7, Приазовська - 19. Пегматитові поля вивчені досить нерівномірно. Найбільш детально досліджувалися пегматити Волинської і Приазовської областей, менше всього вивчені пегматити Білоцерківської області.

В експозиції вітрин і фондах геологічного відділу Національного науково-природничого музею НАН України присутні зразки пегматитів і пегматитових мінералів майже з усіх полів Українського кристалічного масиву та інших регіонів. Найбільш широко представлена Волинська пегматитова область, особливо Володар-Волинський район з його унікальними пегматитами виповнення міаролових пустот (заноришеві пегматити). Назву і тип пегматитів приводимо за класифікацією О.Є. Ферсмана [3]. В першу чергу це колекції звичайних пегматитів чистої лінії без особливої мінералізації (польовий шпат, мікроклін, ортоклаз, власне пегматит, кварц, біотит - тип Id), ортитові (ортит - Ib), фторо-берилієві (кварц, топаз, берил, аквамарин, гірський кришталь, моріон, фенакіт, апатит - тип VI). Серед цих експонатів особливо звертає на себе увагу друза моріону висотою 70 см, шириною грані кристалу 15 см, де знаходиться отвір (шпур) діаметром 9,6 см, як винятковий випадок попадання бурового інструменту на грань кристалу під час буріння свердловини. Тут же знаходяться зразки мінералів натрій-літієвих пегматитів (цинвальдит, лепідоліт, протолітійоніт - тип V) і марганцево-фосфатних (піролюзит - тип VI).

Пегматити лінії схрещування Володар-Волинського району представлені такими мінералами, як скаполіт (тип XIX), лабрадор (тип XX), пірит і молібденіт (тип XII) та ільменіт (тип XXX).

Пегматит Приазовської області представлені колекцією мінералів із Єлеськівського пегматитового поля, де зустрічаються пегматити як чистої лінії так і лінії схрещування. До перших відносяться пегматити з рідкими елементами (колумбіт, танталіт - тип II), мусковіт з гранатом, гранат (тип III), польовий шпат, граніт-апліт, мікроклін-пертит, мусковіт, ортит (тип I). До пегматитових мінералів лінії схрещування Єлеськівського поля відносяться титаномagnetит (тип XV) і ганіт (тип XXVII).

Нещодавно музей поповнився колекцією пегматитів з акцесорною рідкоземельно-рідкометальною мінералізацією Азовського

родовища (бріталіт, ортит, циркон, флюорит - тип II).

Серед інших експонатів з пегматитових полів України слід назвати титаніт з Томанівського поля в Дніпровській області (тип XVI), апатит і біотит з Корецького поля Волині.

Заслуговує уваги колекція пегматитових мінералів з Кольського півострова, які представлені евідіалітом з епігматитом, астрофілітом з егірином, амазонітом, евколітом, лампрофілітом, ловгорітом, сфеном, полуцитом, апатитом і роговою обманкою.

Необхідно відмітити колекцію лужних сієнітових пегматитів з Таджикистану академіка Академії наук України О.С. Поваренних у вигляді 50 штучок різних розмірів. до складу пегматитової асоціації входять кварц, лужні польові шпати (альбіт, мікроклін, рідмерженерит), согдіаніт, полілітійоніт, пектоліт, воластоніт, егірин, амфібол, тяньшаніт, лейкофеніт, іракіт, бетафіт, сфен.

Крім України, Корелії і Середньої Азії, колекція музею представлена також зразками з Уралу і Забайкалля, інформацію про які можна знайти в спеціальних каталогах.

Література

1. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни.-Львов, Изд-во Львовского университета, 1973, - 358 с.
2. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. - М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940 - 712 с.
3. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VI. - М., Изд-во АН СССР, 1960 - 742 с.
4. Шавло С.Г. Кирикилица С.И., Князев Г.И., Гранитные пегматиты Украины.-К., Наукова думка, 1984. - 261 с.

Kurilo M.V., Derevska K.I.

Academician O.E. Fersman and pegmatites of Ukraine

The role of academician O.E. Fersman in studying geology, systematic and classification of Ukrainian pegmatites are considered in this article. The data about basic collection of pegmatites and minerals in the geological museum from Ukraine, Ural, Karelian and Central Asian is given.

КОЛЛЕКЦИЯ МИНЕРАЛОВ И ЛИЧНЫХ ВЕЩЕЙ А.Е. ФЕРСМАНА В СОБРАНИИ КРУ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МУЗЕЙ ТАВРИДЫ

Майко Н.Б., Корзюк Н.В., Ибраимова С.Ш.

Имя А.Е. Ферсмана тесно связано с историей Крыма. Александр Ферсман родился в Петербурге, но свои детские и юношеские годы провел в Крыму. Каждое лето семья приезжала из Петербурга в окрестности Симферополя. Здесь, на правом берегу Салгира, было расположено имение дяди - известного химика и метеоролога А.Э. Кесслера. В последствии, А.Е. Ферсман писал: «Крым был моим первым университетом. Он научил меня интересоваться природой и любить её. Он научил меня работать, раскрывать тайны природных богатств, и не в быстром осмотре, проезжая на автомобиле или лошади, а вот так, ползая на четвереньках в течение многих дней по одной и той же скале, следя за всеми извилинами едва заметных жил, строя по отдельным мелочам и деталям картину прошлого и фантазируя о будущем.» [4, с.19].

Вполне естественно, что КРУ Центральный музей Тавриды бережно сохраняет вещи, связанные с именем великого ученого: геохимика и минералога, кристаллографа и географа - Александра Евгеньевича Ферсмана (1883-1945), 130-летие которого отмечается в 2013 г.

Коллекция личных вещей А.Е.Ферсмана, по мнению авторов статьи, формировалась в несколько этапов. Можно выделить три основных этапа:

1. Дореволюционные сборы Естественно-исторического музея, наследником которого является Центральный музей Тавриды.
2. Передача в дар музею в 1968 и 1977 гг. личных вещей А.Е.Ферсмана его вдовой Екатериной Матвеевной Ферсман.
3. Передача в дар музею в 1985 г. полевой сумки А.Е.Ферсмана, С.В. Супрычевой.

Попытаемся дать характеристику каждому из этих этапов.

В фондах Центрального музея Тавриды в составе минералогической коллекции сохранились образцы минералов из дореволюционных сборов, непосредственно связанных с именем А.Е. Ферсмана, и хранившихся в Естественно-историческом музее. Характеристики некоторых из них на карточках научного описания даны геологом и минералогом А.И. Тищенко в 80-е годы XX века. У некоторых образцов сохранились этикетки Естественно-исторического музея. (Рис. 1).

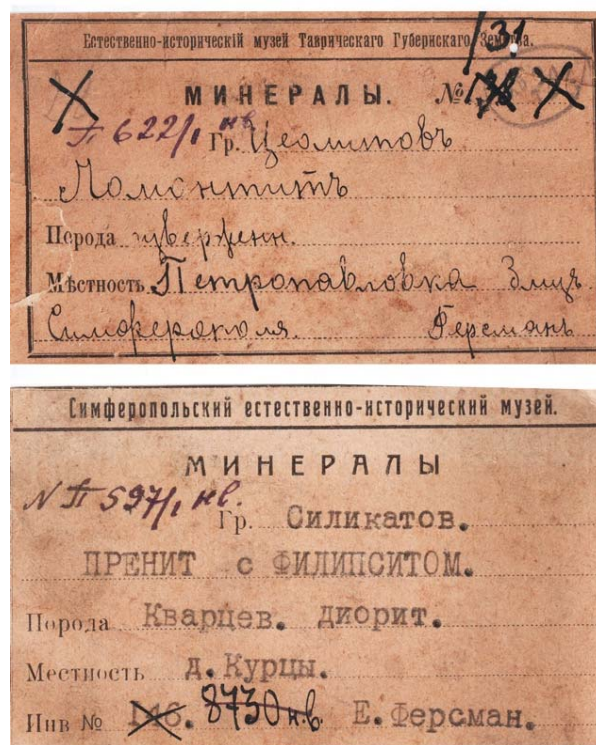


Рис. 1. Этикетки Естественно-исторического музея на минералогические образцы с фамилией А.Е. Ферсмана.

Основываясь на этом и на записях в учетной документации, был составлен список:

1. Кальцит из порфиритового диорита. (П – 594/4 нв) – Курцы. Каменоломня Ферсмана. Ромбоэдрическая выколка кальцита по спайности (4,3x3x3 см). Кальцит молочно-белый, полупрозрачный, с тонкой полисинтетической штриховкой, как результат механического двойникования.
2. Пренит с филлипситом из кварцевого диорита (Уэллсит) (П – 597/1 нв) – Курцы, 1905 г. Фрагмент пренита – цеолитового, прожилка в альбитизированном диабазе, в пустоте которого пренит образует корочку, состоящую из тесносросшихся сильнорасщепленных кристаллов бледно-зеленого цвета, а филлипсит образует сростки плохоограненных бледно-розоватых изометричных кристаллов. Филлипсит у Курцовского месторождения – Первая находка в Крыму, Вторая находка в мире.
3. Палыгорскит из порфиродиорита (П – 597/2 нв) – Курцы.

4. Ломонтит зелений і розовий із изверженої породи (П – 622 нв) – Правий берег р.Салгира. На границі Тотайкоя (ныне Ферсманово) і Ески-Орда (ныне Лозовое). Светло-зелений ломонтит образует круглые сферолиты d -до 0,5 см. с радиально - лучистой внутренней структурой, сцементированные темно-зеленым селадонитом. Розовий ломонтит (более поздней генерации) образует прожилки, состоящий из тесносросшихся плохоогранённых столбчатых кристаллов размером до 0,5 см.
5. Ломонтит из изверженной породы (П – 622/1 нв) – Петропавловка близ Симферополя, 1905 г. Во всех образцах ломонтит образует прожилки брекчированных диоритовых порфиритах, состоящие из тесносросшихся плохоогранённых кристаллов розового, кирпично-красного или бледно-жёлтого цветов. Иногда ломонтит образует радиально-лучистые сферолиты d -1 см (в одном из образцов).
6. Анальцит на прените из кварцевого диорита (П – 623/1 нв) – Курцы(ныне с. Украинка). В пустотах парферита пренит образует корочку светло-зелёного цвета, на которую нарастает светло-бурая корочка гейландита, образует 1 мм-ми пластинчатыми кристаллами. Анальцит в виде 2-4 мм-х бесцветных полупрозрачных тетрагонтриоктаэдров выделился позднее других минералов.
7. Анальцит с филипситом из кварцевого диорита (П – 623/ 2 нв) – Курцы,
8. Барит из аркозов (триасс) (П – 630 нв) – граница д. Мамак (ныне с.Строгоновка) и Тотайкой (ныне Ферсманово). Образец - таблитчатый плохообразованный кристалл в пустоте песчаника.
9. Марказит (КП – 11016 Гео – 835) - граница между д. Саблы (ныне с. Партизанское) и Курцы. Образец представлен фрагментом (6x4x4,5 см) параллельно – шестоватого друзового агрегата кальцита, где марказит в виде ксеноморфных выделений размером до 1 см. с тонколучистой внутренней структурой находится в интерстициях тесно сросшихся кристаллов кальцита. Марказит сильно окислен.

Таким образом, эти предметы не могут быть выделены в отдельную полноценную коллекцию минералов, но они имеют большую историческую ценность, как авторские образцы, и как образцы дореволюционных сборов.

Следующий этап в формировании коллекции личных вещей А.Е. Ферсмана относится к концу 60-х гг. XX в. В 1968 г. научный сотрудник Крымского областного краеведческого музея Анна Владимировна Львова обратилась с просьбой к вдове А.Е. Ферсмана, Екатерине Матвеевне Ферсман, о передаче в музей вещей, связанных с жизнью и деятельностью Александра Евгеньевича. 7 сентября 1968 г. Е.М. Ферсман прислала письмо, в котором согласилась передать музею некоторые вещи А.Е. Ферсмана. Екатерина Матвеевна прислала почтовую посылку со следующими предметами:

- настольная пластмассовая лампа;
- ручка;
- счетная линейка;
- валик с промокательной бумагой;
- дорожная стеклянная чернильница с крышечкой;
- футляр от полевого бинокля Цейса;
- блокнот;
- пальто;
- фуражка;
- рюкзак;
- книги и оттиски работ;
- фотографии и документы (см. Фонды КРУ ЦМТ, КП-13762).

В письме Екатерина Матвеевна по поводу некоторых предметов сделала интересные уточнения: «Ручка, которой пользовался Ал-ндр Евг. (в те времена все пользовались только чернилами)» (рис. 2), «Футляр от полевого бинокля Цейса (своих биноклей тогда еще не было)», «Листочек рукописной записи с приложением машинописной его копии от 1939 г., когда мы вместе объезжали ряд месторождений Крыма (Курцы, Партенит и мн. др.)» (Рис. 3).



Рис. 2. Ручка и дорожная стеклянная чернильница А.Е. Ферсмана.

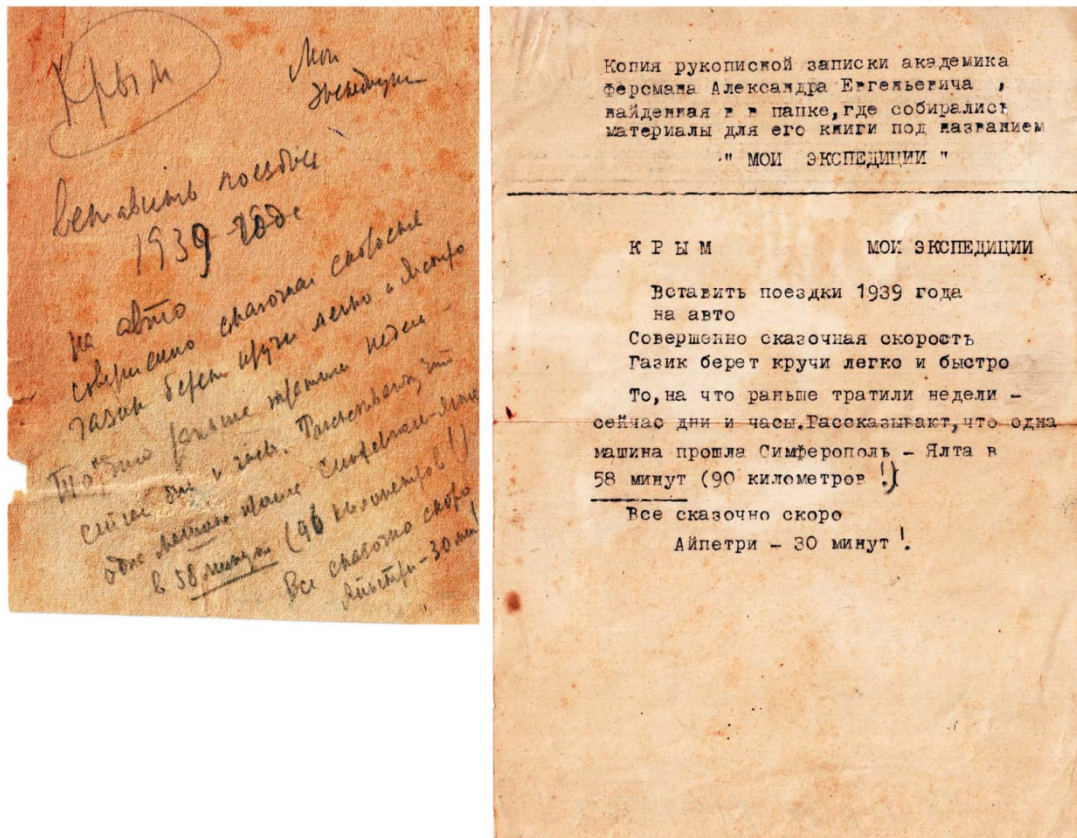


Рис. 3. Листок рукописной записки А.Е. Ферсмана и его машинописная расшифровка. 1939 г.

В конце письма Екатерина Матвеевна высказывает пожелания: «Наша семья будет очень рада, если все это (хотя и не многое) в какой-то мере будет использовано в экспозициях музея».

Некоторые книги и оттиски статей были переданы в библиотеку «Таврика» Центрального музея Тавриды.

В последующие годы Е.М. Ферсман пополняла комплекс личных вещей ученого-минералога. Так в 1977 г. по почте ею был прислан сборник «Редкие элементы. Сырье и экономика. Выпуск 11», изданный в Москве в 1976 г. Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Сборник посвящен памяти академика А.Е. Ферсмана.

Особый интерес вызывают прижизненные документы А.Е. Ферсмана. Как известно, в 1910 г. он стал профессором Народного университета им. А.Л. Шанявского в Москве, но не переставал поддерживать тесные научные связи с Крымом. В 1911 г. он был избран членом Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы [3, с. 4]. Среди документов есть почтовая карточка, отправленная из Симферополя 22 декабря 1911 г. казначеем Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы Смирновым М. на адрес: г.

Москва, университет им. Шанявского, А.Е. Ферсману. На обороте карточки сообщается, что «печатание трудов Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы подходит к концу, и по выходу из печати труды будут разосланы всем членам общества, уплатившим членский взнос (3 р.)».

К архивным документам относятся письма - автографы Председателя Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы С. Мокржецкого к А.Е. Ферсману. В фондах музея хранится 4 письма. Официальной датой основания Крымского общества естествоиспытателей и любителей природы является 20 февраля 1910 года [1, с. 50], а уже в апреле 1910 г. председатель С. Мокржецкий и секретарь Н. Дубровский обращаются к А.Е. Ферсману с просьбой «принять участие в трудах Общества своим личным участием сообщениями, докладами, присылкою научных статей для Бюллетеней Общества».

Обратим внимание на рукописное письмо С. Мокржецкого А.Е. Ферсману от 26 января 1912 г., в котором идет речь о согласии П.А. Двойченко на редактирование его рукописи А.Е. Ферсманом: «П.А. Двойченко не только согласен, но очень просит Вас принять на себя труд редактирования рукописи его и сделать все

те изменения и дополнения, какие Вы сочтете нужным внести».

Работа П.А. Двойченко «Минералы Крыма» была издана в 1914 г., вступительную статью «Химическая жизнь Крыма в её прошлом и настоящем» написал А.Е. Ферсман. Вступительная статья стала, по сути, «первой геохимической работой такого плана, посвященной полуострову. Книга и по сей день остаётся важным справочным пособием.» [2, с. 71-72]. Именно об этой вступительной статье и шла речь в письме С. Мокржецкого к А.Е. Ферсману от 26 ноября 1913 г.: «Ответ свой я задержал до очередного Собрания, от которого требовалась санкция на печатание этого труда («Минералы Крыма» - прим. авт.) и Вашего введения и соответствующее денежное ассигнование».

Каждое свое письмо С. Мокржецкий заканчивал словами благодарности, например: «Позвольте Вас поблагодарить, многоуважаемый Александр Евгеньевич, за Ваше сочувственное отношение к делам нашего Общества и за желание соблюсти его интерес».

Поддерживал А.Е. Ферсман связи и с Ялтинским отделением Крымско-Кавказского горного клуба. Об этом свидетельствует письмо Председателя правления клуба к Александру Евгеньевичу от 31 января 1914 г., в котором Правление приносит свою благодарность «за пожертвование Вами своих научных трудов в библиотеку Ялтинского Горного Клуба».

Второй этап формирования коллекции А.Е. Ферсмана наиболее интересный, объемный и многогранный. Кроме рукописных и печатных материалов следует отметить и историко-бытовые вещи, перечисленные выше. Эмоциональную нагрузку несут ручка и чернильница, которыми пользовался Александр Евгеньевич, его походный рюкзак, с которым ученый прошагал множество километров, настольная лампа, при свете которой были написаны труды ученого.

Завершающим этапом в формировании личного комплекса вещей А.Е. Ферсмана стала передача в фонды музея его полевой сумки (брезентовой, защитного цвета, на широком ремне с металлическими пряжками) (рис. 4). Необычен путь этого музейного предмета: в 1972 г. Екатерина Матвеевна Ферсман передала полевую сумку В.А. Супрычеву, кандидату геолого-минералогических наук, для музея в с. Лозовом (Симферопольский район). После смерти В.А. Супрычева жена последнего в декабре 1985 г. передала сумку в дар Крымскому

краеведческому музею (см. Фонды КРУ ЦМТ, КП-37747).



Рис. 4. Полевая сумка А.Е. Ферсмана.

В настоящее время комплекс личных предметов А.Е. Ферсмана, хранящийся в КРУ Центральный музей Тавриды, имеет историческое и культурное значение не только для ученых-геологов, но и для всех интересующихся историей и природой Крыма. Хочется выразить надежду, что коллекция и в дальнейшем будет пополняться предметами, связанными с именем выдающегося ученого.

1. Непомнящий А.А., Синичкин А.В. Крымское общество естествоиспытателей и любителей природы и изучение этнографии Крыма // Етнічність в історії та культурі: Матеріали і дослідження. – Одеса: ОДУ, 1998. – С. 49-52.
2. Полканов Ю.А., Марченко Е.Я. История минералогических исследований в Крыму // История минералогических исследований на Украине. – К., 1991. – С. 68-81.
3. Ферсман А.Е. Библиография трудов. – М., 1964. – 224 с.
4. Ферсман А.Е. Путешествие за камнем. – М.: Издательство АН СССР, 1960. – 392 с.

N.B. Maiko, N.V. Korzyuk, S.Sh. Ibraimova. **Collection of minerals and personal things of A.E. Fersman in the Taurida Central Museum.**

Name of prominent scientist-geologist A.E. Fersman it is closely related to the Crimean peninsula. In the article the information about collection of his personal things kept in the Taurida Central Museum is first collected. The stages of their entering in museum are analyzed. Not only the things of Alexander Evgenievich, recreating a color epochs, but also his epistolary heritage direct-coupled with history of study of geology of Crimea are considered.

СТРАТОТИПОВІ РОЗРІЗИ КРИМУ, ЯК ОБ'ЄКТИ ГЕОЛОГІЧНОЇ СПАДЩИНИ

Манюк В.В.

Дніпропетровський національний університет ім. Олесь Гончара

Серед великого різноманіття типів об'єктів геологічної спадщини Криму, яких за різними оцінками нараховується до десяти, найбільше науково-практичне значення мають стратотипи або стратотипові розрізи. Висока концентрація стратотипів в Криму зумовлена як особливостями геологічної будови Гірського криму, так і суто історичними причинами.

Чудова відслоненість Кримських гір, надзвичайне петрографічне і мінералогічне різноманіття породних асоціацій, широкий спектр стратиграфічних підрозділів та безліч форм рельєфу, створюють уже більш як 200 років (від першої подорожі Василя Зуєва у 1782 р.) сприятливі умови для відвідування півострова видатними геологами, на працях яких геологія виникла, як наука.

У 1961 р. найбільш унікальні об'єкти природи Криму вперше розглядає, з точки зору їх геологічної цінності, відомий геолог і геоморфолог В.Г.Бондарчук. У невеличкій брошурі «Геологічні пам'ятки України» В.Г.Бондарчук підкреслює унікальність Кримських гір і наводить стислу характеристику найбільш цінних геологічних об'єктів серед яких Байдарські ворота, Кримські яйла з різноманітними проявами поверхневого і підземного карсту, лаколіт Аю-Даг, вулканічні

споруди Кара-Дагу, грязьові вулкани та інші. Про Крим В.Г.Бондарчук писав: «Сами Крымские горы – удивительное геологическое сооружение, подобного которому нет ни на украинской земле, ни в других странах. Отдельные части Крыма – это выдающиеся геологические памятники, охраняемые советским законом» [6].

Доволі значний тираж брошури з 18050 примірників не залишив її не поміченою і саме в ці роки у законодавчих системах колишнього СРСР та України з'являється низка важливих законів відносно охорони природи та надр. Відповідно Державні реєстри природних заповідних об'єктів поповнюються в цей час об'єктами нової категорії – геологічними пам'ятками природи, геологічними заказниками та інш.

Значно більш повна характеристика об'єктів геологічної спадщини Криму надається у ілюстрованому путівнику-довіднику «Геологічні пам'ятки України», виданому у 1985 р. Видання його стало можливим завдяки кропіткій праці впродовж 11 років колективу Секції охорони надр Української спілки охорони природи за участю провідних геологів України. У книзі наведене описання та ілюстрації 719 геологічних пам'яток природи.



1



2

Рис 1 Геологічна пам'ятка природи «Гора Ак – Кая» (1) і типовий розріз флішових утворень таврійської серії біля с. Рибачого (2)

Кримська область представлена у путівнику 128 геологічними пам'ятками. Серед них 98 мають природоохоронний статус (два державних заповідника, п'ять заказників, шість пам'яток природи державного значення та 83 пам'ятки природи місцевого значення). Відповідно з класифікацією, яка діяла в той час, це були стратиграфічні (23), палеонтологічні (3), мінералого-петрографічні (1), тектонічні (11), геоморфологічні (84) та мальовничі). Зрозуміло, що такий розподіл об'єктів у значному ступені не відповідає реальному значенню об'єктів, враховуючи мінералогічне, петрографічне та палеонтологічне багатство Криму.

Після створення у 1988 р. Європейської Асоціації зі збереження геологічної спадщини (ПроГЕО), активізації її діяльності в країнах Європи та приєднання до ПроГЕО України, державна геологічна служба здійснює новий крок до проблеми інвентаризації геологічних пам'яток природи та здійснює у 1977 р. проект «Систематизація та опис геологічних пам'яток України, розробка рекомендацій з їх популяризації, використанню та охороні».

Було зібрано чудовий фотоілюстративний матеріал і описані геосайти за єдиною методикою. Проте, стислий термін виконання робіт та недостатнє фінансування, не дозволили в повній мірі виконати намічені завдання [17]. Макет так і не виданої книги містить близько 30-40% від реальної кількості геологічних пам'яток природи України.

У вересні 2000 р. затверджена Законом України «Загальнодержавна програма формування національної екологічної мережі України на 2000 – 2015 роки.» Програма розроблена у контексті вимог щодо подальшого опрацювання, вдосконалення та розвитку екологічного законодавства України відповідно до рекомендації Всеєвропейської стратегії збереження біологічного та ландшафтного різноманіття щодо формування Все європейської екологічної мережі, як єдиної просторової системи території країн Європи з природним або частково зміненим станом ландшафту.

У 2003 г., відповідно одного з завдань «Комплексної програми робіт з науково-методичного забезпечення регіональних геологічних досліджень в Україні» та з урахуванням положень «Загальнодержавної програми створення національної екологічної мережі України на 2000-2015 роки» Державна геологічна служба ініціює проведення робіт з описання, інвентаризації, каталогізації та створення комп'ютерної бази даних геологічних пам'яток України [15].

Проведено ревізійне обстеження всіх об'єктів геологічної спадщини в усіх регіонах України та підготовлений до видання чудово ілюстрований двомовний (українською та англійською мовами) чотиритомник «Геологічні пам'ятки України [9]. У вересні 2006 р., вперше в історії ПроГЕО і в історії України, у Києві і в Кам'янці-Подільському відбувся V Міжнародний симпозіум Європейської Асоціації зі збереження геологічної спадщини. Учасникам симпозіуму з 12 країн Європи та Азії був презентований перший том тритомника, присвячений геологічній спадщині Волинської, Закарпатської, Івано-Франківської, Львівської, тернопільської, Хмельницької та Чернівецької областей.

Згідно «Атласу природно-заповідного фонду України» на 1.12.03 у Кримській області природоохоронний статус мають 84 об'єкта, серед яких 63 геологічних та гідрологічних пам'яток природи, 3 заказника, 6 заповідних урочищ та 6 заповідників комплексного типу, геологічне значення яких очевидно. Статус власно геологічного пам'ятника природи фактично мають лише 28 об'єктів, до яких не належить жодний стратотип. Після ревізійного обстеження, здійсненого геологами об'єднання «Південекогеоцентр» в 2003 р., замість логічно очікуваного збільшення кількості об'єктів геологічної спадщини відбувається їх скорочення. Із 128 геосайтів, описаних у Путівнику (1985) та 84 природних об'єктів Державного реєстру, у новому переліку, підготовленому до публікації у 2006 р., тільки 70 пам'яток. За типами вони розподіляються наступним чином: стратиграфічні – 23, геоморфологічні – 14, вулканічні – 9, геоархеологічні – 5, тектонічні – 8, карстові (спелеологічні) – 2, гідрологічні – 4, палеонтологічні та мінералогічні по одному, узбережно-аквальні – 3.

Ретельний аналіз геологічної спадщини Криму дозволив скласти «Перелік територій та об'єктів, що мають природоохоронний статус і належать до природно-заповідного фонду Автономної республіки Крим і перспективних об'єктів, геологічна цінність яких очевидна». Перелік враховує як об'єкти, що мають певний природоохоронний статус так і перспективні, гідні включення до Державного реєстру. Він складається із 142 об'єктів, відкритий для доповнення і безумовно має бути розширеним за рахунок важливих стратотипових розрізів, аналіз яких і, особливо, стан збереженості, потребує детального вивчення [15].

За визначенням, наведеним у Стратиграфічному кодексі України, стратотипом

визнається конкретний розріз, який обрано, описано та прийнято за еталон даного стратону. Серед великого різноманіття видів стратотипів, серед яких голостратотипи, лектостратотипи, неостратотипи, гіпостратотипи, парастратотипи, складені стратотипи або лімітотипи та ареальні стратотипи, віддамо перевагу голостратотипам, тобто первісним стратотипам. Більш за те, виходячи з того, що поняття «стратотип» з'явилося лише у 30-і роки минулого сторіччя, коли більшість стратонів уже мали первісні типові розрізи, подальша мова буде йтися і про ті еталони стратиграфічних підрозділів, що не завжди або не зовсім відповідають сучасному розумінню поняття стратотип.

Проте всі вони мають велике історичне значення і практично з кожним із них пов'язані менше або більше значні події в історії становлення геологічних знань, та за кожним прізвищем видатних вчених-геологів, діяннями яких створювалася геологія, як наука.

На карті Криму і в стратиграфічних схемах з'являлися нові стратиграфічні підрозділи, крок за кроком з'ясовувалися проблемні питання тектонічної будови Криму, особливості рельєфу, літолого-фаціального складу порід півострову, його стратиграфії і палеогеографії.

Тож, таких об'єктів, про які йдеться мова і значення яких важко переоцінити, в Криму нараховується 85. Не всі вони, як зазначено, відповідають вимогам до вибору стратотипу, не всі витримали випробування часом і збереглися до наших днів, деякі з них замінені лектостратотипами (обраними стратотипами), неостратотипами (новими), гіпостратотипами (додатковими) або парастратотипами (доповнюючими стратиграфічні ознаки, що зафіксовані у голостратотипі). Але всі мають велике історичне значення, з ними зв'язані місця першого визначення і описання певного стратону, отримання його назви та, відповідно, гідні для збереження для нащадків у вигляді об'єктів геологічної спадщини або геологічних пам'яток природи, як однієї з категорій природно-заповідного фонду України.

Відлік подій, пов'язаних з вивченням не тільки геології, а й взагалі природних особливостей Криму, традиційно починається з подорожі 1781-1782 років Василя Зуєва, викладеній у його «Путешественных записках...» [12], надрукованих у 1787р. Як подорож В.Зуєва, так і подальші відвідування Криму російськими вченими, стали можливими завдяки приєднанню Криму до Росії у 1774 р.

Втім, Крим і раніше не був білою плямою на мапах світу. У роботі Жильберта Ромма

«Подорож до Криму», надрукованій у 1786 р, можна знайти цікаве посилання: «Кайман-ага, який володів численними рукописами і вважався поважним вченим-татарином, вказував, що колись море вкривало весь півострів...» Тож, над питанням геологічного плану замислювалися і в більш давні часи – зазирнути б у згадані численні рукописи!

Звісно, В.Зуєв не залишив по собі ані стратотипів ані встановлених певних стратонів, але наводить певні спостереження щодо будови Кримських гір: «гори сии состоят из слоистага, известкового твердого камня, который в начальных горах, правда, рыхлее, но после, далее в горы, превращается в твердую породу. Слои главных гор соответствуют начальным или передовым и поднимаются от севера к полудню, восставая углом от горизонта на 17 градусов».

З 1793 до 1810 р. Крим значно детальніше і на більш високому науковому рівні вивчає Петро Симон Палас [19, 20]. Його роботи насичені численними описаннями гірських порід з різних куточків Криму та з назвами, більшість з яких тепер виглядають екзотичним. Втім, жодного натяку на вік порід, або належність їх до певного стратиграфічного інтервалу, як відсутні і конкретні прив'язки згаданих різновидів порід, та, відповідно не має і підстав почати відлік перших опорних або типових розрізів з часів досліджень П.С. Палласа.

Роботи П.С.Палласа мають виключно неперевершене значення у історії геологічного вивчення Криму, та першим стратонем, виділеним у Криму значно пізніше, слід вважати меотичний ярус міоцену.

У 1865 р. Г.В.Абіхом [24] на Керченському півострові виділено керченський ярус, представлений вапняком з підлеглими пісковиками з молюсками *Dosinia*, *Ervilia*, *Venerupis*, *Cardium*, *Cerithium*. У 1890 р. М.І. Андрусов описав його, як нижній під'ярус меотису [1], а пізніше керченський ярус визнаний як аналог меотису. В теперішній час актуальним є виділення лектостратотипу серед відомих відслонень меотичного ярусу на Керченському півострові і надати йому статус геологічної пам'ятки природи державного значення.

Відвідував Крим і М.П.Барбот де Марні, з ім'ям якого зв'язане виділення у 1866 р. сарматського ярусу, про що відомо з публікації Е.Зюсса та підтверджувалося М.І. Андрусовим [2]. Саме останній доклав найбільших зусиль у палеонтологічному і літологічному вивченні морських міоценових і пліоценових відкладів Кримського півострову, зокрема з 1884 по 1919 р. були встановлені і монографічно описані

відклади тарханського ярусу (неостратотип в ур. Камишлак мису Тархан), виділені яруси та їх підрозділи: чокрацького (стратотип біля оз. Чокрак), згаданий вище сарматський (опорні розрізи у с. Завітного та і весь Крим можна вважати стратотиповим регіоном, враховуючи, що стратотипи можуть встановлюватися по керну свердловин), меотичний (стратотип у відслоненнях між мисом Акбурун та сел. Старий Карантин, а стратотипи його підрозділів – акманайського та багерівського виділені пізніше, у 1937 р. Н.Н.Карловим біля с. Багерове у Камиш-Бурунській мульдї).



Рис. 2 Стратотиповий розріз понтичного і кіммерійського ярусів у м. Керчі

Андрусов М.І. також виділив і палеонтологічно обґрунтував у 1923 р. новоросійський і босфорський під'яруси, як складові понтичного ярусу, встановленого М.П. Барботом де Марні ще у 1869 р. Стратотипи вказаних під'ярусів знаходяться у с. Аршинцево (колишньому Кашим-Буруні). Тут, у високих берегових кручах узбережжя Чорного моря можна не тільки спостерігати відслонення пісковиків і черепашників понтичного ярусу, але й чудові розрізи кіммерійського ярусу, вперше виділеного у якості самостійного стратону у 1907 р. також М.І.Андрусовим [3]. Ця ділянка узбережжя

безумовно має бути заповіданою у якості об'єкта геологічної спадщини державного значення.

Крім стратиграфічного, палеонтологічного і літологічного значення пам'ятка має мінералогічну цінність у зв'язку із знахідками у породах кіммерію гарних кристалів анапаїту та керченіту. Крим зберігає пам'ять про видатного вченого у назві села Андрусово (до 1948 р. Тахта-Джама), у назві терас - «Андрусові столи» в урочищі Капсель, назві водогону у Єнапілє, сопки у Булганаському сопочному полі.

Серед інших відомих дослідників геології Криму, з прізвищами яких пов'язане перше встановлення певних стратиграфічних підрозділів різного віку, слід згадати А.Г. Еберзіна (азовський і таманський горизонти пліоцену в межах Керченського півострова [23]), А.Д. Архангельського (узунарський, новоевксинський, давньочорноморський та інші горизонти четвертинної системи), Н.Н. Карлова (акманайський і багеровський під'яруси меотісу, названі по населеним пунктам Акманай і Багерове у 1937 р. [13]), М.В.Муратова (бітакська світа пізнього тріасу, бахчисарайський ярус палеоцену, судакська світа пізньої юри, таврська світа пліоцену та інші), З.Л.Майміна (карангатські верстви, азаматський та індольський горизонти олігоцену), Л.А.Невескої (давньоазовські верстви, казантиські), М.Ф.Веклича (кліматоліти пізнього пліоцену західного узбережжя Криму у с. Любимівці [7]) та багатьох інших. Повертаючись до не дуже втішної статистики об'єктів геологічної спадщини Криму, необхідно констатувати, що з 70 геологічних пам'яток Криму, визначених за результатами останнього ревізійного обстеження [9], 19 являють собою стратотипи або опорні розрізи. Проте й вони лише перспективні, бо жоден об'єкт не входить до офіційного реєстру природно-заповідного України, який, як згадувалося вище, складається з 28 геологічних пам'яток природи. Серед останніх переважно карстові (12), геоморфологічні (8), решта вулканічні, тектонічні та геолого-археологічні. Деякі об'єкти мають стратиграфічне значення, але як стратиграфічні не розглядаються. Надзвичайно важливим постає завдання здійснити повноцінне ревізійне обстеження стратотипових і опорних розрізів Криму, перші з яких з'явилися у літературних джерелах та на карті Криму, ще у середині XIX ст. Безумовно, далеко не всі з 85 місць первинного визначення певних стратиграфічних підрозділів мають набути у майбутньому статус геологічної пам'ятки природи (геосайту), геологічного заказника, природного заповідника тощо.



Рис. 3 «Андрусові столи» або карангатська тераса у Судаку



Рис. 4 Стратотиповий розріз пліоценових і четвертинних відкладів у с. Любимівка



Рис. 5 Гора Сувлу – Кая у Бахчисараї - стратотиповий розріз палеогену (фрагменти)



Рис. 6 Опорний розріз відкладів середньої і верхньої юри на хребті Біюк – Янишар



Рис. 7 Опорний розріз крейдових відкладів у с. Верхоріччя :
1 – фрагмент розрізу готеріського ярусу 2 – пісковики альбського ярусу

Потрібна велика і кропітка не тільки камеральна, але й, у значній мірі, польова робота по визначенню положення розрізу, з проведення порівняльної оцінки його з іншими, розташованими у даній місцевості, враховуючи не тільки наукову характеристику, але й історичне значення об'єкту, а також туристичний аспект використання пам'ятки природи з метою її популяризації, з одного боку, та з метою створення максимально сприятливих умов для збереження об'єкта геологічної спадщини для майбутніх поколінь, захисту його від пошкодження й руйнації.

Все більшої актуальності набуває проблема збереження об'єктів геологічної спадщини та, зокрема, стратотипів, як однієї з категорій геосайтів – у музейних колекціях. Окремі її аспекти вирішувалися і раніше, відтоді як існує музейна справа, але на комплексний підхід до неї вперше звертає увагу В.П.Гриценко [10], а пізніше Г.В. Анфімова [4], у зв'язку з активізацією руху за збереження геологічної спадщини в Україні. Наголошується, зокрема, що природничі музеї, функцією яких є документація природничих процесів та явищ, мають достатню територію, обладнання та кадровий потенціал,

які дозволяють популяризувати все це експозиційними засобами [4]. Звісно, самі по собі музейні колекції, не замінять стратотип, хоча й суттєво доповнюють інформацію про них, вже не говорячи про зниклі стратотипи. Від останнього, тобто зникнення, не застрахований жодний об'єкт геологічної спадщини, тому будь-яка музейна колекція стосовно стратотипів перестав бути просто набором зразків викопної фауни або гірських порід. Вона доповнюється ілюстративними фото- і відеоматеріалами, детальним описанням розрізу із дотриманням вимог, визначених стратиграфічним кодексом до стратотипів, прив'язками з використання супутникових приладів навігації (GPS), результатами лабораторних досліджень всіх різновидів порід, що складають розріз, результатами монографічних описань палеонтологічних колекцій, а в ідеалі і об'ємним макетом опорного розрізу.

Та, попри все, найбільш важливим залишається завдання максимально повно зосередити зусилля на захисті об'єктів геологічної спадщини від можливого пошкодження, руйнації і знищення та збереження їх унікальної геологічної цінності для нащадків.

1. Андрусов Н.И. Керченский известняк и его фауна.//Спб., 1890. – 152 с.
2. Андрусов Н.И. О роде *Arcicardium* Fischer.//Ежегодник по геологии и минералогии России. – 1907, №9, вып. 4-5, С. 105 – 114.
3. Андрусов Н.И. Понтический ярус.//В кн. Геология России. – Т.4, вып. 2, ч. 2, Пг., 1917. – 41с.
4. Анфимова Г.Н. Задачи музея в сохранении стратотипов Горного Крыма.// Материалы IV Международной конференции. Крым, Трудолюбивка. – Симферополь, ДИАИПИ, 2012. – С.42-44.
5. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. //М. – Л., 1938. – 226 с.
6. Бондарчук В.Г. Геологические памятники Украины. Общество по распространению политических и научных знаний Украинской ССР. - Киев: 1961.-80с.
7. Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен Левобережья Нижнего Днестра и Равнинного Крыма.//Киев: 1976. – 185 с.
8. Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневская А.Я. и др. – Киев: Наук. Думка, 1985, 1987.-155с.
9. Геологічні пам'ятки України. Geological landmarks of Ukraine. Колектив авторів, у чотирьох томах, укр. та англ. мовами, Київ: ДІА, 2006.-том I.-320с., 2007.-том II.-320с., 2009.-том III.-200с., 2011. –т. IV. – 280 с.
10. Гриценко В.П., Іщенко А.А., Русько Ю.О.- Геологічні пам'ятки природи України: проблеми збереження та раціонального використання.-Київ: 1994.-62с.
11. Ена В.Г., Ена Ал. В., Ена Ан. В. Открыватели Земли Крымской. Бизнес-Информ, 2007. – 536 с.
12. Зуев В.Ф. Путешественные записки Василья Зуева от С. – Петербурга до Херсона в 1781 – 1782 году. Спб, 1787. – 353 с.
13. Карлов Н.Н. О возрасте и условиях образования мембранопоровых рифов Керченского полуострова. //Изв. АН СССР, Сер. геол., №6, 1937. – С. 1003 – 1026.
14. Манюк В.В. Стратотипические и опорные разрезы Украинского щита, Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин: проблемы инвентаризации и сохранения.// Материалы 2-ой научно-практической конференции, Саратов, 2004.-С.71-72.
15. Манюк В.В. Геологічні пам'ятки природи Криму, як одна з визначальних складових у створенні національної екологічної мережі України. //Глобалізаційні процеси в природокористуванні: матеріали науково-практичної конференції. Алушта, НППЦ «Екологія, наука, техніка», 2008.-С.65-66.
16. Манюк В.В. Использование геологических памятников природы при проведении учебных практик.//Геология в школе и вузе: Геология и цивилизация: Материалы конференции. Том II // Под ред. Е. М. Нестерова. – СПб.: РГПУ им А. И. Герцена, 2009. – С.410-412.
17. Манюк В.В. К вопросу о мониторинге геологического наследия Крыма. //МОИП, VII Научные чтения, посвященные памяти профессора М.В. Муратова. - Москва, 2010. – С.83-86.
18. Манюк В.В. Уникальные объекты геологического наследия (геосайты) и геологические практики. Unique objects of geological heritage (geosites) and geological practice.//Материалы IV Международной конференции. Крым, Трудолюбивка. – Симферополь, ДИАИПИ, 2012. – С.192 – 194.
19. Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства // Россия XVIII в. глазами иностранцев. — Л.: Лениздат, 1989.
20. Паллас П. С. Наблюдения, сделанные во время путешествия по южным наместничествам Русского государства / Пер. с нем.; Отв. ред. Б. В. Левшин; Сост. Н. К. Ткачёва. — М.: Наука, 1999. — 246 с.
21. Стратиграфический словарь СССР. //Под. Ред. Б.К. Лихарева. М.: 1956. – 1283 с.
22. Стратиграфический словарь СССР.//М.: ВСЕГЕИ, 1958. – 1284 с.
23. Эберзин А.Г. Элементы акчагыльской фауны в Восточном Крыму и западной части Керченского полуострова.//Изв. АН СССР, Отд.

- мат. и естест. наук, Сер. 7, №3, 1931. – С.387 – 392.
24. Abich H. Einleitende Grundzude der Gelogie der Halbinseln Kertsch und Taman.//St. – Petersb., 1865. – 80s.
 25. Andrussov N. Die südrußischen Neogenablagerungen.//Th.2 Die Vorbereitung und die Gliederung der Sarmatischen Stufe. – Зап. Императ. Санкт-Петербург. Минерал. о-ва, 1899, сер.2, ч.36. – С.101 – 170.
 26. Manyuk V. Preservation of the geological heritage of Ukraine: new steps towards the creation of a database of geosites.// Uppsala, Sweden, ProGEO NEWS, 2005, №2.-p.1-8.
 27. Manyuk V. Inventory and cataloguing of a geological heritage of Southern and East Ukraine.//ProGEO WG-1 subregional meeting and field trip.-Tirana, Albania, 2005.-P.20-21.
 28. Suess E. Untersuchungen über den character derösterreichischen Tertiärablagerungen. 2. Über die Bedeutung dser sogenannten “brackischen Stufe” oder der “Cerithienchichten.” –Sitzunsber. Acad. Wiss. Wien, math. naturwiss. Kl., 1866, Bd. 54, Abt. 1, №7, S. 218-259.

The long history of geological study of the Crimea, associated with the names of prominent scientists, makes a significant concentration in its territory and stratigraphic reference sections. The problem of monitoring their condition, study and preservation as unique geological monuments of nature or of geological heritage.

ПОЗНАНИЕ КАК ОБЩЕДОСТУПНАЯ ЦЕННОСТЬ

Медведева С.Г.

ООО НПП «Центр-Недра», г. Калуга, twelanis@mail.ru

Когда науке недостает аргументов, она
расширяет свой словарь.
Жак Деваль.

А.Е.Ферсман, будучи многогранным ученым, автором множества научных трудов, не чурался писать о волновавших его вопросах доступно для обычного читателя, чуждого специальной терминологии. Его новеллы, собранные в «Воспоминания о камне», некоторым образом созвучны стилю, например, «Лезвия бритвы» И.Ефремова. Причем писал настолько хорошо, что по свидетельству академика Д.И.Щербакова, А.М.Горький, близко знавший А.Е.Ферсмана, советовал последнему даже сделаться профессиональным беллетристом [8].

Влюбленность А.Е.Ферсмана в дело собственной жизни помогала говорить о сложных вещах легким и поэтичным языком. Недаром многие называли Ферсмана «поэтом камня» и ученым-романтиком.

Возьмите любое из описаний А.Е.Ферсмана. Вот, например, так говорит он о целестине в одноименной новелле из «Воспоминаний о камне»: «Целестин – нежно-голубой камень, цвета неба, такой чистый и прозрачный.... В маленькой пещерке известняка сверкали, как синие глазки, несколько прекрасных голубых кристаллов, желто-белые кальциты еще более оттеняли голубой цвет, серый халцедон скреплял кристаллы прочной оправой, а они были чистые, светлые, с блестящими гранями, сверкавшими какими-то переливами в лучах заходящего солнца.» И столь поэтичное описание ничуть не уменьшает точности и достоверности! Достаточно сравнить с определением из «Геологического словаря»: « ЦЕЛЕСТИН [celestis – небесно-голубой] – м-л, SrSO_4 . Образует с баритом изоморфный ряд... Кристаллы таблитчатые, дископодобные, пирамидальные... Бесцветный до белого-голубого... Блеск стеклянный... Нахождение в осадочных породах: в гипсе, ангидрите, каменной и калийной солях, в известняках, доломитах, глинистых сланцах, мергелях, песчаниках...» [4].

Да что там «Воспоминания о камне» или «Рассказы о самоцветах»! Достаточно перелистать «Занимательную минералогию» и

«Занимательную геохимию» – и желание продолжать изучение этих дисциплин вернется к замученному сингониями, спайностями и хитросплетениями кристаллических решеток и формул студенту. Просмотр же только оглавления этих книг способен подтолкнуть стороннего этой области науки человека вначале прочесть сами книги, а затем недалеко до настоящего увлечения если не самой наукой, то, по крайней мере, самоцветами и историей их открытия и нахождения.

Необходимо отметить, что А.Е.Ферсман не был одинок в такой подаче научных истин. Он был лишь одним из многих, т.е. из целой плеяды ученых конца XIX – начала XX вв. Простота и доступность изложения была свойственна и его учителю В.И.Вернадскому, столь же увлеченному наукой и считавшему, что «можно лишь необъятное ярко **ощущать**, если его **переживать** в научной работе над конкретными фактами» [2]. Другими словами, без собственной увлеченности невозможно увлечь других и невозможно во что-либо проникнуть, если подходить к тайне познания с холодным и бесстрастным расчетом. Ферсман А.Е. продолжает мысль Вернадского В.И., как и положено ученику и последователю, дополняя, уточняя и развивая ее: «Ученый должен быть прежде всего наделен фантазией, фантазия играет столь же важную роль в **науке**, как и в искусстве. Фантазия необходима так же, как и кропотливый **труд** над собранным материалом. Без фантазии научная **работа** превращается в нагромождение фактов и умозаключений, пустых, худосочных и зачастую бесплодных».

Александр Евгеньевич постоянно стремился, повторяя его собственные слова, «дать точное описание наблюдавшихся явлений природы, выхватить из многообразия деталей и мелочей главные, характерные черты, в резкой и краткой форме сформулировать все, что видел глаз, и охватила мысль, - это настолько сложная и важная задача, что перед ней бледнеют все трудности лабораторного исследования или теоретического анализа в кабинетах ученых».

Может быть, именно поэтому открытия и труды и Вернадского В.И., и Ферсмана А.Е. до сих пор актуальны и интересны, что они не преследовали цели оставить следа в науке ради

собственно этого следа, а не из стремления понять суть явления.

Жаль, что в современной научной литературе подавляющее большинство авторов старается, наоборот, нагромождать как можно больше все новых и новых, зачастую единственно с целью потешить собственное самолюбие и подтвердить значимость, терминов, доводя порой такие наукообразные изыски до полного абсурда. При этом они совершенно искренне убеждены, что чем наукообразнее стиль изложения, тем более научен смысл излагаемого.

Особенно часто такие тенденции свойственны новым еще не устоявшимся направлениям геологии, таким, как, например, экологическая геология. Оставив в стороне ее степень «оформленности» как науки, стоит отметить, что выделение ее в отдельное направление среди других геологических наук имеет определенную целесообразность. По крайней мере, объединение экологической гидрогеологии, экологической геофизики, экологической минералогии и прочих экологических ответвлений внутри всех традиционных направлений геологического знания в единую ветвь геологии логично и естественно. В связи с несформировавшейся терминологической базой необходима доработка и наработка собственных понятий и унификация уже имеющихся определений. Разумеется для оформления и выявления действительно жизнеспособных терминов должно пройти некоторое время. Но зачастую наблюдается необоснованное введение взаимозаменяющих понятий, при этом основным, но подсознательным и скрытым, двигателем является не стремление точнее определить явление, а вписать свое собственное слово в создающийся словарь.

Иллюстрацией данного тезиса может служить ситуация, рассматриваемая ниже. Но прежде для понимания ее сути необходимо пояснить такие термины как природно-техническая система (ПТС) и литотехническая система (ЛТС), заимствованные из инженерной геологии и ныне широко применяемые в экологической геологии. Эти понятия часто применяются как абсолютно совпадающие по значению синонимы, что не совсем правильно.

Под природно-технической системой по Г.К.Бондаріку [1] понимается целостная, упорядоченная в пространственно-временном отношении совокупность взаимодействующих естественных и искусственных компонентов, представленных веществом и полями, обладающая эмерджентными свойствами. При этом внутри полного множества ПТС можно

выделить подмножество, включающее ПТС, которые функционируют в основном под влиянием взаимодействий между искусственными объектами и некоторой областью литосферы. Подобные системы находятся в поле зрения инженерной геологии, так как их движение обусловлено инженерно-геологическими и инженерно-гидрогеологическими процессами. Эти системы Бондарік Г.К. и называет литотехническими.

Литотехническая система (по В.Т.Трофимову и Д.Г.Зилингу [7]) – это любая комбинация из технического устройства и литосферного блока любой размерности, элементы которой взаимодействуют друг с другом и объединяются единством выполняемой социально-экономической функции.

Очевидно, что во втором случае мы имеем более узкое понятие. Чтобы не мучиться, пробираясь по хитросплетениям собственно определений, достаточно обратиться к смысловой нагрузке самих терминов. Сущность «природной» составляющей включает и «лито-» (абиотическую, «каменную», неживую естественную), и «био-» (а точнее, биотическую, «живую» во всем ее разнообразии от травянистой растительности и почвенных микроорганизмов до социума высших приматов) компонентов. Разумеется, возможно образование бесконечного количества вновь вводимых терминов. Например, Галкин А.Н. предлагает использовать для определенных комплексов термины «биолитотехническая система» и «социолитотехническая система» [3], но это лишено смысла, поскольку, чем ему не подошла уже имеющаяся ПТС, совершенно непонятно.

Использование термина ЛТС уместно и справедливо применительно именно к **инженерной геологии**, которую более интересует взаимодействие приповерхностного слоя литосферы и инженерного сооружения, изыскания под последний, проектирование его и отслеживание изменений при эксплуатации. «Ощущения» биоты не входят в сферу интересов инженерной геологии – вернее, инженерную геологию изначально волнует лишь комфортность и безопасность Homo sapiens, то есть тот самый пресловутый антропоцентризм направления, от которого намерена уйти экологическая геология.

В случае экологической геологии использование термина ЛТС, по крайней мере, некорректно, поскольку априори еще на этапе применения самого термина отсекается все «живое» вербально. Какое может быть «эко» и «экология» в отсутствие какого-либо уровня

сообществ и живых существ? Для целей, задач, объектов **экологической геологии** целесообразнее использование термина **ПТС**, поскольку ее интересует взаимодействие, взаимовлияние и взаимовыживание природной (и живой, и неживой ее части) и технической подсистем. Однако даже один из основоположников экологической геологии Трофимов В.Т. [7] временами грешит вольным обращением с этими терминами и наряду с обоснованным употреблением таких понятий, как «экологическая опасность ЛТС» и «экологические функции ЛТС», что вполне имеет место быть, употребляет «экологическое состояние ЛТС», хотя говорить об экологическом состоянии системы, не включающей в себя собственно «живую» составляющую по определению, несколько странно.

С другой стороны, ряд ПТС изначально не предполагает никаких инженерных конструкций либо сооружений, при этом техногенное воздействие на природную подсистему существенно и по длительности и по преобразованиям, происходящим в результате в экосистемах. Поэтому для определения таких площадей представляется предпочтительным термин **природно-субтехническая система** либо **природно-техногенная система (ПТГС)**, т.е. «рожденная техникой» искусственная подсистема в сочетании с природной. Но перед введением каких-либо новых терминов необходимо предельно кропотливо взвесить, по каким параметрам и насколько они лучше, точнее или информативнее имеющихся. И при этом не стоит пренебрегать давним **принципом достаточного основания**, более известным как «бритва Оккама»: «То, что можно объяснить посредством меньшего, не следует выражать посредством большего» (лат. *«Frustra fit per plura quod potest fieri per pauciora»*).

Желание «наследить» в науке бывает настолько сильно, что здравый смысл не справляется с желанием субъекта. И порой, благо издаться сегодня можно, не будучи поддержанным научным сообществом, появляются в книжном ассортименте объемные словари какого-нибудь одного автора с целой россыпью естественных законов, принадлежащих его перу. Потом в другом словаре другого автора вычитываешь совсем другие авторские естественные законы. И ни один из них не цитирует другого современника, или цитирует с целью наголову разгромить оппонента, а не добраться в конце концов до объективной истины. А как хочется, открывая

любой энциклопедический словарь, найти в нем единые отточенные формулировки общих и приемлемых не только для самих авторов, но и для определяемых понятий и явлений законов... Да и формулировки очень часто больше походят не на законы, а на частные случаи выявленных закономерностей.

Возьмем для примера «Энциклопедический словарь «ГЕОЭКОЛОГИЯ» Л.Л.Прозорова [5] – перу автора принадлежат три:

«Закон воздействия техногенных процессов на литосферу – при воздействии техногенных процессов на литосферу (начиная с почвенного покрова) исходные свойства вещества литосферы преобразуются в эмерджентные с образованием технолитозон (меняются химизм, текстура, структура вещества, водонасыщенность, образуются опасные загрязнители и т.д.)»;

«Закон движения токсичных и радиоактивных веществ техногенного происхождения в литосфере – токсичные и радиоактивные вещества техногенного происхождения, помещенные (попавшие) в литосферное пространство (включая подземные воды) без соответствующих средств хранения и контроля за их состоянием и движением, не исчезают (рассеиваются) в нем бесследно, а проявляются непредсказуемыми последствиями в неопределенных (неожиданных) местах и, возможно, в более опасных качествах с учетом трансформации своих свойств за счет свойств среды движения (за счет синергизма)»;

«Закон совокупного воздействия литосферы на биосферу – литосферные (геологические) процессы воздействуют на биосферу (в т.ч. на литосферное основание биогеоценозов или на биогеоценозы в целом) совокупностью химических и физических потоков (полей), что не исключает разновеликой скорости распространения каждого из них. Такой характер воздействия относится как к катастрофическим, так и медленно протекающим процессам».

Формулировка закона, на мой субъективный взгляд, должна быть краткой и красивой, а не долгой и запутанной. Разумеется, такая разногласия присуща лишь современным творцам (возможно, подобное наблюдалось неоднократно и ранее, но того «ломания копий» мы не застали, да и процесс издания трудов был достаточно труден, а потому в печать давались зрелые и доведенные до ума вещи, а все притирки определений разных авторов проходили, скорей всего, на уровне устных дискуссий).

Еще в этом выше упомянутом словаре присутствуют **«Концепция Геоэкологии как нового направления геологической науки»** (основные положения по Л.Л.Прозорову, 1997)», состоящая из шести положений, и **«Концепция Экологии как комплексной междисциплинарной науки»** (основные положения по Л.Л.Прозорову, 1990)» также из шести положений. Вот так выглядят эти концепции в словаре – только цитаты и никаких комментариев, так как комментировать можно бесконечно:

«Концепция Геоэкологии как нового направления геологической науки» (основные положения по Л.Л.Прозорову, 1997):

- в основу содержания геоэкологии положены две естественно-научные дисциплины – геология и биология (точнее, одно из ее направлений – экология);

- методологической основой геоэкологии является учение В.И.Вернадского о биосфере;

- методической основой геоэкологических исследований является системный подход;

- геоэкология не исчерпывается изучением техногенных процессов; в равной степени рассматриваются литосферные процессы. Соответственно, изучаются как литосферные процессы, воздействующие на биосферу, так и биосферные, воздействующие на литосферу;

- антропогенные (техногенные) процессы рассматриваются в ряду биосферных как проявление человеческой популяции со свойственными ей специфическими особенностями и формами деятельности;

- приоритетным является сохранение природных систем (биосферы), а человека – в их контексте (природа может существовать без человека, человек же без природы обречен);

«Концепция Экологии как комплексной междисциплинарной науки» (основные положения по Л.Л.Прозорову, 1990):

- ее системообразующим началом является классическая экология (биоэкология);

- в системе «природа-человек-общество» человек выступает и как элемент природы, и как элемент общества;

- такая система является открытой и неравновесной, с возможным проявлением бифуркационных тенденций;

- во взаимодействии человека и природы проявляются все природные явления, начиная с космических и кончая геологическими, включая и выходящие за пределы биосферы;

- в этом аспекте труд человека рассматривается как процесс обмена веществ между человеком и природой;

- человек, будучи одновременно элементом общества, участвует в производственных процессах, создает культуру, материальную и духовную».

Примечательно, что остальные шесть концепций, удостоившиеся чести быть упомянутыми в словаре Прозорова Л.Л. занимают от пяти до тринадцати (в виде исключения) строк.

Вы можете представить, чтобы Александр Евгеньевич Ферсман где-нибудь вот также приписал «основные положения по Ферсману А.Е.»?... Может быть, оттого, что ему было важнее установление самих закономерностей, чем вопрос об авторстве?... Да и изложение выше процитированных законов чем-то странно напоминает о Козьме Пруткове [6]... Чем хуже высказывание последнего: «Многие вещи нам непонятны не потому, что наши понятия слабы; но потому, что сии вещи не входят в круг наших понятий» или «Всякая человеческая голова подобна желудку: одна переваривает входящую в оную пищу, а другая от нее засоряется»? Или отчего не принять как закон другую закономерность К.Пруtkова: «В спертом воздухе при всем старании не отдышишься» - и подмечено точно, и «работает», и даже более красиво сформулировано, нежели у Л.Л.Прозорова, осваивая законы которого трудно не вспомнить К.Пруtkова с его сакраментальным «Лучше скажи мало, но хорошо». Хотя, возможно, это субъективное мнение докладчика.

После такого рода кардинальных «прорывов мысли» на недостижимый ранее уровень так приятно вернуться к Ферсману: «Мне хочется извлечь сырой, казалось бы, неприглядный материал из недр земли и на солнечном свете сделать его доступным человеческому созерцанию и пониманию» [9].

Именно доступностью и простотой изложения, собственными влюбленностью в науку и преданностью ей академик АН СССР, выдающийся геохимик и минералог Александр Евгеньевич Ферсман достигал главной своей цели – «вербовал» новых исследователей для новых изысканий, заражая их своим трепетом и жадой познания! Он абсолютно правильно считал, что все постижения менее поэтичных, но совершенно необходимых азов науки, ее терминологии возможны только после появления у человека стойкого желания следовать по выбранному пути. Нельзя преждевременно отпугивать нагромождением терминов. Тем более, что искусство говорить просто о сложных научных истинах свидетельствует о степени

проникновения в суть изучаемого предмета, а привлечение большого числа громоздких «умных» слов – лишь попытка казаться посвященным в тайны науки.

1. Бондарик Г.К. Экологические проблемы и природно-технические системы. – М.: Икар, 2004, 152 с.

2. Вернадский В.И. Очерки геохимии. - М.: Наука, 1983. 422с.

3. Галкин А.Н. Типизация литотехнических систем: состояние проблемы и пути ее решения. – М.: «Инженерная геология», №3, 2009, с.16-19.

4. Геологический словарь. В 2-х т. – М.: «Недра», 1978, Т.2, с.404

5. Прозоров Л.Л. Энциклопедический словарь «Геоэкология». – М.: Научный мир, 2008. – 468с.

6. Прутков К. Сочинения Козьмы Пруткова. – М.: Худож.лит., 1987, 335 с.

7. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. – М.: Изд-во МГУ, 2002, 414 с.

8. Ферсман А.Е. Воспоминания о камне. – М.: «Молодая гвардия», 1974, 176 с.

9. Ферсман А.Е. Рассказы о самоцветах. – М.: Наука, 1974, 254 с.

Medvedeva S. COGNITION AS THE POPULAR VALUE

The report is devoted to the importance of the available presentation of scientific texts, not requiring additional special training to the perception of expounded content. Fersman A.E. was master of such filing.

ЭКСПОЗИЦИЯ «КРЫМСКАЯ КОФЕЙНЯ СЕРЕДИНЫ XIX – НАЧАЛА XX В.» В ХАНСКОМ ДВОРЦЕ БАХЧИСАРАЯ

Мустафаева Э.Н.

*Биркъаве, бир тютюн – зияфетбутюн
Чашка кофе, трубка тютюна – вот и весь
бал*

Крымская пословица [5, С. 148]

Бахчисарай – один из наиболее экскурсионно привлекательных мест Крыма. Главное, что привлекает туристов в бывшей столице Крымского ханства — это резиденция крымских правителей.

Ханский дворец – памятник архитектуры, истории и культуры XVI – XVIII вв., представляет собой материально-духовную ценность не только для крымскотатарского народа, но и для всей Украины. На сегодняшний день на территории дворцового комплекса располагается Музей истории и культуры крымских татар «Ханский дворец» – филиал Крымского Республиканского учреждения «Бахчисарайский историко-культурный заповедник» (далее КРУ «БИКЗ»). Музей состоит из двух отделов: исторического и этнографического. Исторический знакомит с архитектурой дворца, историей Крымского ханства (первая половина XV в. – 1783 г.). Этнографический отдел показывает культуру и быт крымских татар в более поздний период – XVIII – начало XX вв.: традиционные ремесла, одежду, свадебный обряд, типы жилья, сельское хозяйство, кухню. 11 выставок экспозиции отдела располагаются в Жилых покоях и в Свитском корпусе Ханского дворца.

История этнографической части музея не проста. Февральская революция 1917 года в Петрограде, свержение царизма в Российской империи и другие события привели к национальному подъему в Крыму. В Бахчисарае в Ханском дворце торжественно открылся Национальный музей крымских татар. В 1920-х гг. с установлением Советской властью сотрудниками музея велась активная научно-исследовательская деятельность по изучению крымских татар: совместно с учеными из Москвы, Ленинграда, Симферополя и др. городов проводились этнографические экспедиции для сбора и сохранения предметов культуры и быта. Экспедиции дали богатый материал, на базе которого был открыт этнографический отдел.

Первым директором музея Усеином Боданинским при построении выставок применялось сюжетное воспроизведение работы ремесленных мастерских войлочника и сапожника, ткачих, вышивальщиц и пр. [Приложение 1, 2]. Тематические интерьеры, выполненные с использованием богатейшего собранного материала, были дополнены манекенами, изготовленными по эскизам и фотографиям У. Боданинского, и одетыми в подлинную крымскотатарскую одежду. Представленная коллекция этнографического отдела при помощи манекенов, несомненно, «оживляла» экскурсионный рассказ и показ. Т. о. в экспозиции были представлены не только интерьеры ремесленных мастерских, но и типы крымских татар.

В 1934 г. во время массовых сталинских репрессий против представителей национальной интеллигенции У. Боданинский был снят с должности директора, а в 1938 г. – расстрелян. Этнографическая экспозиция была разобрана. Лишь с распадом СССР стало возможным возвращение музеев в свою «историко-бытовую нишу, из которой были насильственно вытолкнуты на рубеже 1920 – 1930-х годов» [6]. Так, с распадом страны, образованием независимого государства Украина, массовой репатриацией крымских татар из мест депортации, на территории Ханского дворца открывается Музей истории и культуры крымских татар (1996 г.). Современная экспозиция этнографического отдела была создана на базе экспонатов, собранных в 1920-е годы [7, С. 7]. Выставочные комплексы с манекенами, сделанными более 80 лет назад, повторяют идею экспозиций 1920 – 30-х гг.: комната невесты, мастерская сапожника, жилая комната.

Продолжая творческий замысел первого директора музея и сложившуюся традицию, авторы (совместно с Полкановой Анной Юрьевной) нового проекта предлагают воссоздать «Крымскую кофейню середины XIX – начала XX в.». Необходимо было новое интересное продолжение серии этнографических выставок, которое органично бы вписалось в общую экспозицию, но с использованием современных технологических решений.

Основной целью авторов экспозиции было достоверно воссоздать крымскую кофейню,

насколько это возможно, чтобы зритель мог ощутить атмосферу того времени. Попутно решались бы следующие задачи: знакомство с мужской одеждой крымских татар, соответствующей определенному роду занятия и социальному положению; с культурой питания крымцев; с проведением досуга и отдыхом; дать представление посетителю о типах крымских татар.

Для выполнения поставленных задач, мы решили использовать следующие **методы музейного построения экспозиции**:

1) Ансамблевый: создание реконструкции на основе документальных материалов (графических, мемуарных, коллекций фондов КРУ «БИКЗ») типичной для середины XIX – начала XX в. обстановки крымской кофейни.

2) Метод иллюстративного показа: раскрытие темы, путем создания музейной иллюстрации отражаемого события с помощью композиции копий гравюр, картин, рисунков, изображающих крымские кофейни, рассматриваемого периода.

3) Музейно-образный (трансформация предметных результатов человеческой деятельности в духовные ценности и идеалы): создание экспозиционно-художественных образов пастухов, хозяина, музыканта, проводника, богатых посетителей.

Мы обратились к воссозданию крымской кофейни, так как эти заведения в своё время были очень популярны и распространены на полуострове, заменяли и клуб, и столовую, и читальню, и место деловой встречи или отдыха в современном понимании. Сюда приходили за чашечкой ароматного напитка и отдохнуть многие путешественники, оставившие записки о своих впечатлениях от посещения кофеен. Это П. Паллас, П. Сумароков, П. Свињин, В. Кизеветтер, В. Кондараки, Дюбуа де Монпере, Е. Марков, Е. Горчакова, Е. Свищов и др. Заведение было настолько колоритным, что к нашему времени сохранились зарисовки художников того времени П. Свињина, В. Кизеветтера, Раффе, И. Айвазовского, В. Рихтера, Н. Жаба, П. Шиллинговского и др.

Интерес к традиционным формам заведений питания Крыма сейчас сильно возрос с возвращением из депортации крымских татар и обустройством на своей Родине, поэтому зачастую в той или иной мере достоверную стилизацию крымской кофейни можно встретить в ресторанах, кафе полуострова и за его пределами. В музейном же исполнении выставку такого типа мы не встречали.

В XIX – XX вв. в Бахчисарае, Симферополе, Карасубазаре (Белогорске) и других городах и местечках Крыма можно было встретить «воздушные» кофейни: обвитые плющом и виноградником [4, С. 67], они зачастую располагались на втором этаже над мастерскими ремесленников [Приложение 3]. Поверх мастерские были обнесены балконом, на который с улицы вела деревянная лестница [16, С. 78]. К концу XIX в. в Бахчисарае насчитывалось 62 кофейни двух категорий: для мурз, купцов и для всех остальных [7, С. 21].

Помещение кофейни состояло из небольших возвышенностей квадратной формы, которые были покрыты коврами, убранные подушками [Приложение 4]. Отделялись такие пространства друг от друга деревянными решетками, чтобы каждый посетитель в любом положении мог найти опору для спины и рук [16, С. 78 – 79]. Прямо от входа находилась небольшая стойка с расставленными на ней чашечками разной величины и стаканами, а рядом – очаг. Стены кофейни украшали картинами, которые изображали Стамбул, или же эпизоды событий, связанных с баталиями и др. [14, С. 57, 92-93].

В кофейне, посетители через открытую дверь или же сидя на террасах могли наблюдать все, что происходило на улице: темнеющие на солнце из-под навесов лавки, с неподвижно сидящими в них продавцами; прохожих или проезжающих людей по улице [15, С. 100]. Отдыхающие любовались синеющими вдали холмами и расстилающимися по долине зелеными садами, огородами, виноградниками, попивали ароматное кофе и наслаждались жизнью [14, С. 34]. Крымский татарин, предаваясь забвению, верил, что в свое время райский гарем с его девственно-чистыми обительницами и нескончаемым наслаждением будет наградой за его благочестивый образ жизни. Крымские татары, как мусульмане, верили в неизбежность судьбы. И в большинстве жизненных обстоятельств они выказывали серьезность и сдержанность, считали внешние проявления волнения – слабостью [16, С. 80].

Одним из самых веселых месяцев в году считался Рамадан – в это время по вечерам кофейни оживлялись. Играла музыка, везде слышны были крики продавцов «щербета», пирожков, бузы. В обширных кофейнях толпилось большое количество людей, желавших посмотреть «карагез». «Карагез» – это спектакль теней, где разыгрывались героические похождения сказочных богатырей [9, С. 271].

Крымские татары, выпив чашку кофе, играли в шашки, шахматы, триктрак (нарды); могли курить трубку «люле», параллельно вели беседы.

Кофейни всегда были полны народом, но при всем этом не было шумно в помещении. Тишину мог нарушить сидящий в помещении сказитель, повествующий различные рассказы, легенды; голос хозяина, разносившего кофе или раздавались тихие звуки национального музыкального инструмента «саз» [1].

Кофейня была местом отдыха крымцев, и здесь всегда наблюдался во всем порядок, чистота, тишина. Посетители приходили в свободное время, чаще, к вечеру. Просидевши так до ночи, гости, зажигали фонари и возвращались в свои дома [5, С. 149].

Для воссоздания такой кофейни экспозиционное помещение размером около 41 кв. м. мы разделили на два раздела. Первый [Приложение 5] – реконструкция интерьера кофейни (открытая, без витринтерритория, лишь огражденная от зрителей низкой деревянной перегородкой – это позволит экскурсанту охватить целостную картину, ощутить воссоздаваемую эпоху, вникнуть в созданные образы), и второй раздел, где демонстрируется иллюстративный материал.

Вкратце остановимся на втором разделе – это одна стена помещения, где размещены шпалерной развеской 17 разнотипных и разноформатных копий гравюр, картин, литографий в деревянных рамках, изображающих крымские кофейни (из фондов Бахчисарайского историко-культурного заповедника и др.). Это работы Раффе «Армяне и татары в кофейне», «Вид татарской кофейни в Байдарах»; В. Кизеветтера «Татарские кофейни на Базаре в Бахчисарае», «Помещение татарской кофейни в Крыму»; П. Шиллинговского «Татарская кофейня. Бахчисарай», «Внутренний вид кофейни»; Н. Жабá «Кофейня»; и пр. Иллюстрации охватывают период времени 1830-е – 1920-е гг. Среди работ В. Кизеветтера хотелось бы выделить «Татарскую кофейню», где изображен макет здания в Бахчисарае. Изобразительный материал дает представление не только о внутреннем убранстве, но и внешнем виде этих заведений, дополнит образ крымского быта того времени.

Первый раздел, занимающий около 25 кв. м. площади, состоит из логически и художественно связанных друг с другом 5 комплексов, условно названных «пастухи», «хозяин кофейни», «проводник», «музыкант», «богатые люди». Такое разнообразие образов дает нам возможность охватить большой спектр

традиционной мужской одежды, занятий, форм отдыха.

Рассмотрим комплексы подробнее.

В комплексе № 1 авторы решили показать двух пастухов («чабанлар»), сидящих на «сете» за игрой в шашки. Рядом с ними находится кожаная сумка пастуха, посох и «бохча» (своеобразная сумка, сделанная из рубашки или ткани, и перевязана узлом). Пастухи, по описаниям путешественников, загорелые, мускулистые. На бритую голову одевали традиционную каракулевую шапку – «къялпакъ» [10, С. 218 – 219]. На тело одевали рубаху («кольмек»), сверху «мийтан» (род жилета с короткими, по локоть, рукавами). Во время работы, вместо «мийтан», надевается «къясхачекмен» – короткая, до талии, куртка из домашней шерстяной материи [3, С. 89]. Большая часть крымских татар, зачастую ноги до колена обворачивали зимой куском шерстяной материи, а летом – грубым полотном, сверх этого надевали сандалии из воловьей кожи – «чарых». Они были распространены в горах, среди пастухов. Изготавливались вручную из прямоугольного куска сыромятной кожи – спереди и сзади делался шов. Вдоль верхней кромки проделывались отверстия, в которые продевался узкий ремешок длиной 3 м, стягивавший этот кусок кожи по форме ступни, и затем крестообразно или спиралевидно оплетал ногу до колена. [12, С. 25]

Комплекс № 2. Кофе готовился в очаге на углях в специальных кофеварках «джезве» различной величины (есть даже «джезве» на одну порцию). Приготавливался напиток, сразу же, как в кофейню заходил новый гость, не дожидаясь заказа [16, С. 82]. Кофе подавался с гущей в маленьких чашечках «фильджан» (размер чашечки составлял половину гусиного яйца [11, С. 391]). Первая чашечка зачастую была бесплатной. Таким образом, хозяин кофейни ново пришедшему гостю, выказывал свое радушие [16, С. 82]. Стоимость одной чашечки кофе колебалось от 3 до 5 копеек, с сахаром стоила – гривну. Деньги отдавались не в руки «къаведжи» (хозяина, варящего кофе), а складывались в специальный сундучок, хозяин не заботился о верности уплаты. Это черта честности народа [1]. Хозяин кофейни в экспозиции представлен во время приготовления кофе. Он стоит около очага. На его голову одета плоскодонная шапочка «фес», верхней нательной одеждой служит длинный халат, из-под которого будут видны штаны «шальвары», на ногах тапочки с выгнутым носиком – «къятыр».

Крымские татары зачастую пили кофе без сливок и сахара. Помимо этого ароматного напитка в кофейне можно было заказать чай [14, С. 58]. Из соседней шашлычной могли принести горячий и румяный шашлык, нанизанный на палочки [8, С. 408]. Для этого в экспозиции планируются показать муляж шашлыка, добавить муляжи пирожков похожие на «чиберек» (чебурек). По возможности использование предметов XIX века: кофемолку «дегермен», специальную коробочку для кофе «къаве-къуту». Также кофе в зернах, кусковой сахар.

Комплекс № 3. На сете один в красивой одежде лежит, курит трубку «люле» и пьет кофе проводник. По фотографиям конца XIX – начала XX века можно увидеть, что собой представляли проводники [Приложение 6]: приятной наружности молодые мужчины, на голове у них каракулевая шапка – «къалпакъ», темного цвета курточка, расшитая золотом и украшенная галуном, с застегнутым воротом-стойкой, и до талии идет ряд пуговиц. Брюки «сокъма-штан», на талии красивый пояс с пряжкой. На ноги одевали черные кожаные остроносые сапоги, начищенные до блеска. В руках трость.

«Проводники стали появляться во второй половине XIX в., когда на южном берегу Крыма начали развиваться курорты. Проводники набирались из молодых крымских татар, живших в районе Ялты, и занимались тем, что сопровождали на экскурсии в горные районы приезжавших на курорт дам. К концу XIX в. это уже была своего рода каста, представители которой носили костюм, выдержанный в стиле лучших образцов османского костюма, но сшитый обычно ялтинскими мастерами» [12, С. 21]. В «кофейне» проводник одинок: безмолвный, погруженный в свои мысли, пьет черный ароматный кофе, который заменяет ему «прелесть европейских бесед» [15, С. 100].

Скромно сидящий музыкант составляет **комплекс № 4.** Музыкант беден, играет на национальном инструменте саз. Саз – струнный щипковый музыкальный инструмент с глубоким грушевидным корпусом и длинной шейкой. Играют на сазе плектром, сделанным из коры вишневого дерева, защищая все струны одновременно, что создавало постоянный гармоничный фон. Зачастую на этом инструменте играли «ашыкъ» – сказители, поющие о любви к Богу [7, С. 60].

Завершающий **комплекс № 5** «богатые люди» [Приложение 7] выглядит так: на сете сидят три «человека», курят трубки. Вид одежды зажиточного человека практически не отличался

по стилю от одежды простолюдина. Лишь богаче ткань, отделка. Люди с достатком могли себе позволить костюмы из турецкого или дамасского шелка. Пуговицы на рубашках металлические и даже серебряные. Рубахи заправляются в очень широкие шаровары, которые в поясе застегиваются крючком и затягиваются шнурком так, что образуются большие складки. Чтобы затянуть себе талию, крымские татары носили пояс, который у стариков был очень широк, а у молодых узок, и бывал различных цветов. Кади и муллы носили тонкую суконную мантию, со стоячим невысоким воротником голубого или бурого цветов [11, С. 398].

Развитие новых технологий позволяет использовать в экспозиции гибкие манекены. К ним планируется создать головы с лицами по старым фотографиям, изображающие типы крымских татар, как это в свое время делал У. Боданинский. Тип крымских татар разнообразен: южнобережные («ялыбойлю»), предгорные («тат») и степные («ногъай»). Для южнобережных характерно овальной формы лицо, большие темные глаза, нос нередко греческой или римской формы, волосы черные или темно-русые. Степные имеют небольшую монголоидную примесь: выступающие скулы, узкие темные глаза, встречаются и голубоглазые; волосы темного, светлого цветов. Крымцы предгорных районов занимают промежуточное положение между южнобережными и степными типами [7, С. 3].

Для приближения к действительности отображаемого времени, мы планируем использовать подсветку, напоминающую естественную. А именно: вставить в окна фотографии с освещением с внутренней стороны, т.е. между окном и фотографией сделать подсветку – создав, таким образом, «вид» из окна. Освещение мангала, очага, курительных трубок, керосиновых ламп и свечей с помощью светодиодных ламп различных цветов (желтый, красный). Параметры этих ламп таковы, что они не вредят излучением музейным предметам, требуют малого числа электроэнергии и могут давать зрительно «естественное» освещение [13].

Предметы и комплексы экспозиции будут освещены не в равной мере, как обычно при стандартном решении. Но это и не требуется, так как неравномерное освещение даст, по нашему мнению, необходимый эффект для восприятия зрителем «кофейни» в целом.

Очень важным для каждого музея является **комплектowanie фондов.** В виду того, что в фондах Заповедника практически отсутствует

традиционная мужская одежда крымских татар, авторы выставки планируют оригиналы одежды имеющих в фондах КРУ БИКЗ и других музеев, которые не имеют экспозиционный вид, ветхие или не могут долгое время находиться в свободном показе (без витрин) заменить копиями, исполненными специалистами традиционного искусства крымских татар. Это позволит сохранить оригинальный экспонат для исследователей, пополнить фонды работами современных мастеров прикладного искусства. Таким образом продлить «жизнь» старым вещам, которые представляют высокую историческую и художественную ценность.

Актуальность экспозиции в том, что это наглядное представление о быте и нравах крымских татар указанного периода с использованием традиционных форм и методов построения выставки, но с привлечением современных достижений в разных областях науки, техники, искусства. Это делает показ аттрактивным и экспрессивным.

Экспозиция является первым музейным воссозданием крымской кофейни середины XIX – начала XX в.

Новизна заключается в необычном решении подсветки, использовании гибких манекенов и скульптурных индивидуальных «лиц», которые «оживят» экспозицию.

Таким образом, мы решаем главную задачу музейного работника – популяризация культурного наследия Украины.

В заключении хотелось бы добавить цитату из журнала «Мир музея», что «в современном мире музей не учит на примерах истории, а дает возможность познакомиться с тем или иным фактическим материалом воспитывая нравственно-духовные и гражданские позиции, формируя личность, помогает строить общение в рамках диалога культур в богатом возможностями музейном пространстве.

Задача музейщиков – не просто сделать так, чтобы посетитель пришел в музейные залы, а чтобы у него появилось желание сюда вернуться» [8].

1. Абдулаева Г. Общественный клуб кофеманов: [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.avdet.org/node/3260>

2. Баранов Д. Язык этнографической экспозиции // Мир музея. – 2011. – июнь. – № 6.

3. Бонч-Осмоловский Г. А. Крымские татары // Крымские татары: Хрестоматия по этнической истории и традиционной культуре / Авт.-сост. М. А. Араджиони, А. Г. Герцен. – Симферополь: Доля, 2005. – С. 82-127.

4. Горчакова Е. Воспоминания о Крыме. Сакские грязи. – М.: Типография Общества распр. полезн. книг, 1881. – 182 с.

5. Дмитриевский М. Картина Крыма или краткое описание татар и других народов в Таврии живущих // Крымские татары: Хрестоматия по этнической истории и традиционной культуре / Авт.-сост. М. А. Араджиони, А. Г. Герцен. – Симферополь: Доля, 2005. – С. 140-153.

6. Дукельский В. Историческая ретроспекция как средство экспозиционного раскрытия межкультурных взаимодействий // Мир музея. – 2011. – ноябрь – № 11 (291).

7. Желтухина О. А. Крымские татары: Путеводитель по этнографическому отделу. – Симферополь: Домино, 2003. – 68 с.6.

8. Журавлев Д. Во славу Семеновского полка // Мир музея. – 2012. – апрель. – № 4 (296)

9. Кондараки В. Х. Религиозные правила, догматы и обычаи крымских татар // Крымские татары: Хрестоматия по этнической истории и традиционной культуре / Авт.-сост. М. А. Араджиони, А. Г. Герцен. – Симферополь: Доля, 2005. – С. 270-280.

10. Марков Е. Очерки Крыма. – Киев: Стилос, 2006. – 512 с.

11. Радде Г. И. Крымские татары // Крымские татары: Хрестоматия по этнической истории и традиционной культуре / Авт.-сост. М. А. Араджиони, А. Г. Герцен. – Симферополь: Доля, 2005. – С.370-415.

12. Рославцева Л. И. Одежда крымских татар конца XVIII – начала XX в.: Историко-этнографическое исследование.- М.: Наука, 2000. – 104 с.

13. Светодиодное освещение Brille: лампы, светильники, прожекторы, светодиодные ленты и др.: [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://brille.ua/led/>

14. Свищов Е. Путешествие на Южный берег. – Симферополь, 1907. – 128 с.

15. Филиппов С. По Крыму. – Москва, 1889. – 472 с.

16. Художник и этнограф Вильгельм Кизеветтер (1811 – 1865) в Крыму / Под ред. Б. Каульбах, Э. Титмайер. – Киев: ВІК, 2005. – 130 с.



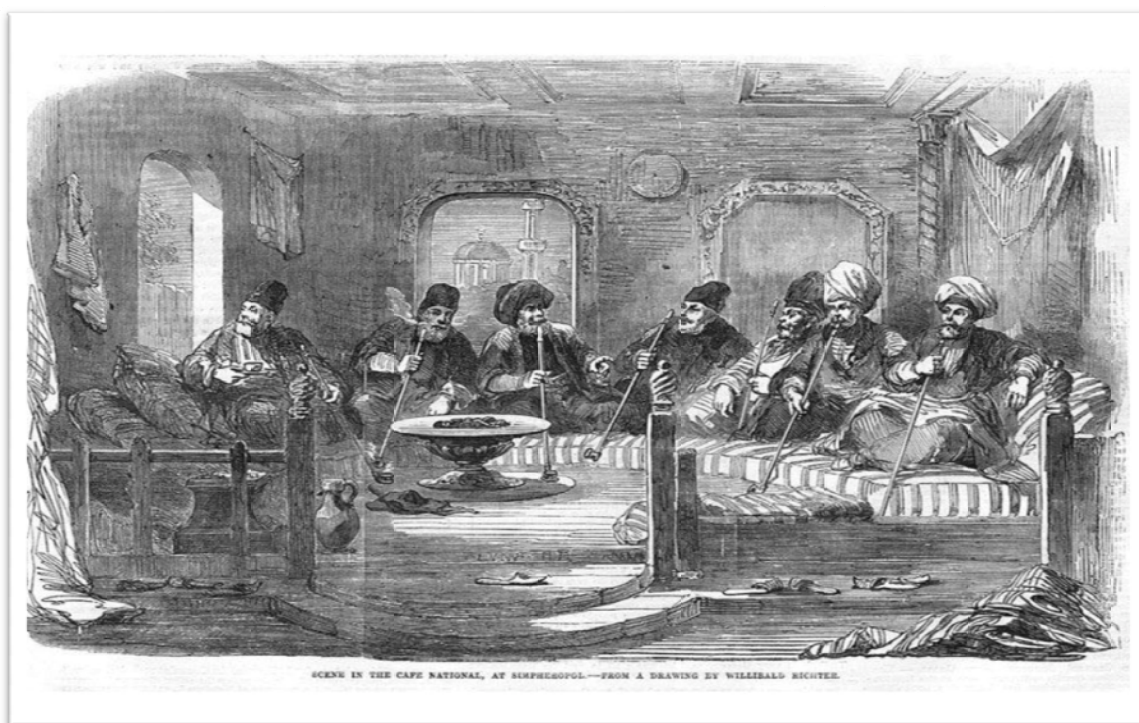
Приложение 1. Фонды КРУ БИКЗ. Экспозиция «Комната невесты». 1920 – е гг.



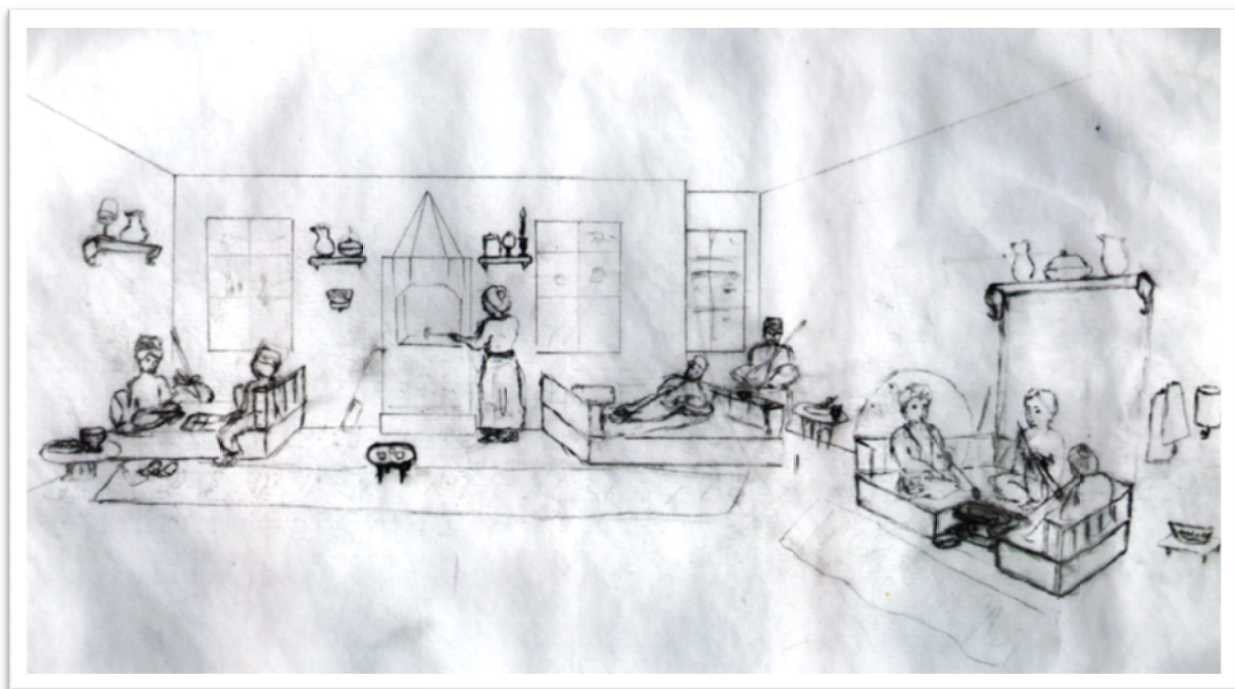
Приложение 2. Фонды КРУ БИКЗ. Экспозиция «Торбочное производство». 1920 – е гг.



Приложение 3. Кизеветтер Вильгельм. «Татарская кофейня». 1846 г.



Приложение 4. Виллибальд Рихтер. Сцена в национальном кафе. Симферополь. 1855 год.



Приложение 5. Расположение комплексов экспозиции «Крымская кофейня середины XIX – начала XX в.»



Приложение 6. Тип проводника в Ялте. Конец XIX – начало XX вв.



Приложение 7. Паули Густав. Крымские татары. Мулла. 1862.

ПЕГМАТИТЫ УРАЛА В КОЛЛЕКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ННПМ НАН УКРАИНЫ

Паталаха Г.Б.

Національний науково-природничий музей НАН України

Именно пегматиты Урала послужили академику А.Е.Ферсману полигоном для создания теории пегматитообразования.

Коллекция пегматитов Урала в Геологическом музее ННПМ НАН Украины собиралась в течение длительного времени. Значительная часть образцов была собрана в дореволюционное время – с 1908 года; до революции из коллекции Горного института в Екатеринбурге поступили образцы изумруда и берилла в университет Св.Владимира (ныне КГУ им.Шевченко) из Изумрудных копей. В советский период образцы были приобретены из треста «Русские самоцветы» (1927 г.), в разные годы (1932, 1937, 1939) из Ильменского заповедника, часть образцов получена путем обмена, часть уникальных образцов куплена. Из коллекции академика А.С.Поваренных имеются 32 образца Уральских пегматитов; образцы собраны им в шестидесятые – семидесятые годы прошлого века. Всего коллекция Уральских пегматитов насчитывает порядка 280 образцов.

По А.Е.Ферсману [1] пегматитовые жилы Урала приурочены к определенной гранитной зоне восточного склона. Эта зона тянется прерывистой лентой от 59° до 54° сев.шир. по меридиану 61° вост.долг., выгибаясь посередине к востоку и сильно отклоняясь на юге к западу. Этот изгиб может быть объяснен тектоническими явлениями, а также внедрением мощного Верх-Исетского гранитного массива. Приуроченность главнейших пегматитовых тел к гранитогнейсовой и миаскитовой полосам позволяет считать их последними остатками той же магмы, что привела к образованию гранитогнейсов. В Ильменских горах наблюдается тесное взаимоотношение между гранитной полосой и нефелин-сиенитовой зоной Ильменских гор.

По [2] среди герцинских гранитных интрузий Центрального антиклинория Урала выделяются мигматит-плутоны, сопровождаемые глубоким метаморфизмом и метасоматозом вмещающих толщ (Сысертская и Ильменогорская интрузии, средний и верхний карбон). В этих интрузиях обильны пегматиты. К этому типу интрузий

относится более молодой щелочной ильменогорский комплекс, в состав которого входят нефелиновые сиениты, по преимуществу миаскиты, щелочные сиениты, щелочные натровые сиениты. Щелочные интрузии имеют зональное строение: от краевых частей к центру – щелочные граниты, щелочные сиениты, миаскиты. Главными типами щелочных пегматитов являются сиенитовые и нефелин-сиенитовые, эгириновые, цирконовые, сфеновые и корундовые. Среди гранитных пегматитов преобладают обычные пегматиты, содержащие некоторые редкие, редкоземельные минералы, слюдоносные, фторо-берилловые, литиевые, а также десилицированные пегматиты (плагиоклазиты) с бериллом и корундом.

В меридиональной полосе развития пегматитов Среднего и Южного Урала самая северная часть представлена гранитами по р. Туре, в которых встречаются пегматиты типа I-a с алланитом [1]. Южным продолжением этих выходов является район гранитных интрузий Мурзинки, Алабашки, Южаковой, Липовой и Шайтанки. Здесь пегматитовые жилы наиболее разнообразны и богаты по минеральному составу. Далее на юг в области Монетной дачи на р.Адуй развиты пегматиты группы V с эвксенитом, монацитом, бериллом. Далее на юг между Адуйскими копиями и Северными приисками проявлены пегматиты со слюдистыми сланцами, письменным гранитом и апатитом. Далее на юго-восток открывается зона Изумрудных копей. Значительно южнее начинается главный Ильменский хребет, где резко различаются пегматиты гранитной и миаскитовой магм.

Из перечисленных пегматитовых полей в Геологическом музее ННПМ НАН Украины имеются образцы. Мурзинского района, Изумрудных копей, Ильмено- и Вишневогорского районов.

Мурзинское пегматитовое поле расположено в районе с.Мурзинского в 130 км к северу от Екатеринбурга. Месторождения пегматитовых жил распределены неравномерно и сгруппированы в 9 участков. Вмещающие

гранитные интрузии породы -гранитогайсы (Мурзинка, Алабашка) и змеевики (Липовка). В Музее имеется материал по трем участкам – непосредственно Мурзинскому, Алабашке и Липовке.

Наиболее типичные пегматиты Мурзинки это пегматиты чистой линии (группа III) – нормальные гранитные, сложенные кварцем, полевыми шпатами, письменным гранитом.

Пегматиты Алабашки относятся по А.Е.Ферсману преимущественно к группе IV – фторо-берилловые и топазовые. В Музее (табл.1) образцы этой группы охарактеризованы кварц-полевошпатовыми крупнозернистыми пегматитами с кварцем, полевыми шпатами, топазом, бериллом, мусковитом, лепидолитом, турмалином (шерлом). Кварц бесцветный и дымчатый, как а виде кристаллов и друз, так и зернистых агрегатов, тесно срастающихся с полевыми шпатами и перечисленными выше минералами. Для пустот и занорышей характерны друзы кварца с наросшим на него слюдами, топазом, шерлом. Кристаллы топаза формируются также в промежутках между кристаллами кварца. Размер кристаллов топаза 0,5-1,2 см, они прекрасно огранены, прозрачные, слегка желтоватые, реже голубоватые. Форма кристаллов призматическая с развитием граней призмы, пинакоида, дипирамид (рис.1а,б). Имеется образец тонкозернистого голубоватого топаза размером в длину 6 см. Лепидолит, мусковит в пустотах (занорышах) также образуют кристаллы с размером пластин до 12 см. Полевые шпаты обычно формируют крупнозернистые агрегаты. В коллекции Музея

имеется , образец гигантозернистого полупрозрачного белого ортоклаза (адуляра), состоящего из сростка трех идиоморфных кристаллов. Кристаллы шерла небольшие – длиной не более 4 см.

Пегматиты Липовки знамениты благодаря распространению рубеллита. По А.Е.Ферсману они относятся к группе натро-литиевых лепидолит-рубеллитовых пегматитов группы V. Они развиваются в протерозойских породах мурзинской свиты, представленных амфиболитами с телами серпентинитов и мраморов. Породы зажаты между тремя крупными гранитными массивами. Образцы пегматитов представлены лепидолитовыми слюдами с прекрасными турмалиновыми «солнцами» размером до 10 см в диаметре. Длина отдельных кристаллов 1-4 см. Турмалин чаще розовый (рубеллит); имеется также образец , где в слюдите наряду с рубеллитом развит прозрачный зеленоватый турмалин, обе разновидности густо прорастают породу; соотношение турмалин:слюдит составляет 1:1 (рис.1,в,г). Наблюдаются сростки розового и зеленого турмалина. Лепидолит в слюдите от мелкозернистого до скрытокристаллического. В подчиненном количестве встречается кварц. В одном из образцов петалит и лепидолит срастаются с кварцем, альбитом и рубеллитом. В виде зернистого агрегата практически белого цвета имеется полупрозрачный берилл (воробьевит) в сростке с альбитом и рубеллитом. Именно такой воробьевит описан А.Е.Ферсманом в Липовке.

Таблица 1. Минералы Мурзинки

| Класс | Минерал | Парагенезис | Участок |
|----------|----------------------------------|--|------------|
| Окислы | Кварц | Кварц, белый и морион, шерл, топаз | Мурзинка |
| Силикаты | Лепидолит | Кварц, мусковит | Мурзинка |
| | Микроклин | Альбит, биотит, кварц, сфен | Алабашка |
| | Адуляр | | Алабашка |
| | Топаз | Альбит, мусковит, лепидолит, кварц, шерл | Алабашка |
| | Берилл (воробьевит) | Лепидолит, рубеллит, альбит | Липовка |
| | Турмалин (рубеллит, полихромный) | Лепидолит, альбит, | Д. Липовка |
| | Петалит | Лепидолит, кварц, альбит, рубеллит | Д. Липовка |

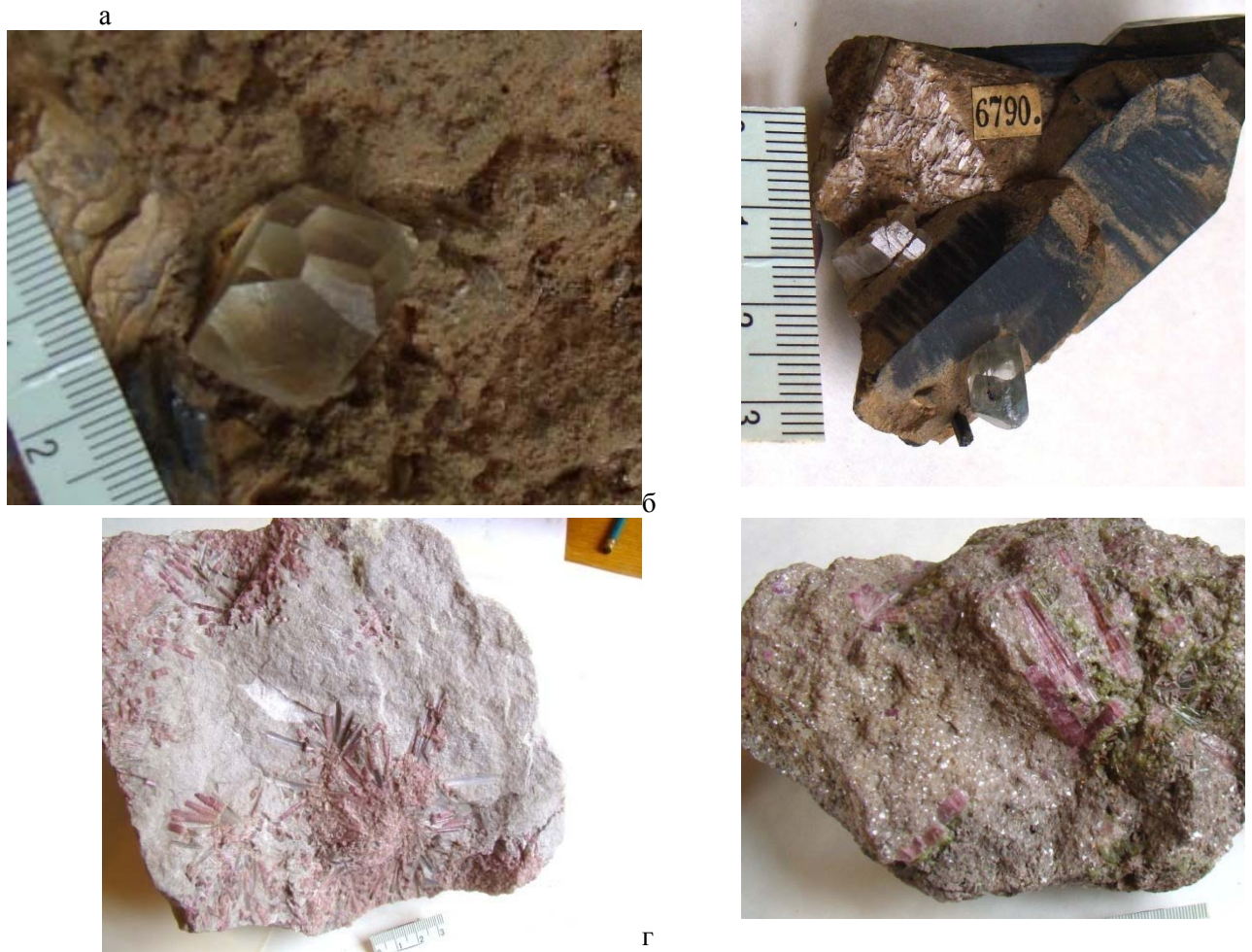


Рис.1. Мурзинка: а. Топаз в пегматите. Мурзинка. Инв.№ 921/790, б. Топаз, шерл на морионе. Алабашка..Инв.№ 921/448, в. Рубелит в лепидолите. Липовка.Инв.№404/1301, г.. Рубелит и зеленый турмалин в лепидолите. Липовка. Инв.№554/3

Изумрудные копи находятся в общем пегматитовом поле Восточного склона Урала в 80 км к северо-востоку от Екатеринбурга. По К.А.Власову и Е.И.Кутуковой [3] месторождения пегматитов приурочены к сланцевому обрамлению древнего гнейсово-мигматического комплекса, в пределах которого в нижнем палеозое сформированы субмеридиональные тектонические зоны, фиксируемые телами основного состава. Изумрудоносная зона локализована в пределах зон метаморфизованных ультрамафитов, расположенных в экзоконтактовой части гранитоидов, осложняющих древний гнейсово-мигматитовый комплекс. Минерализация изумрудов приурочена к слюдитовым жилам, залегающим чаще всего по контактам ультрамафитов с метаспородами среднего состава, которые встречаются на всех изумрудных месторождениях, определяя структуру жильных зон и являясь источником бериллия. Ход процесса заключается в обменной

реакции между остаточным гранитным расплавом и боковыми породами.

Рудное поле изумрудных копей простирается меридионально на 25 км и имеет ширину 0,5-1,5 км. В пределах поля выделяется несколько приисков, из которых в Музее имеется каменный материал по Хитному, Черемшановскому, Малышевскому, Токовскому, Мариинскому приискам.

Однако большинство образцов не привязаны к конкретному прииску.

Пегматиты Изумрудных копей, по А.Е Ферсману имеют зональное строение; изумруды обычно приурочены к биотитовой (флогопитовой) зоне. По классификации [1] они относятся к десилицированным разновидностям литиевых пегматитов линии скрещения. В музее собраны в разное время образцы преимущественно фторо-бериллиевого типа. Минеральный состав образцов (табл.2). Музея – берилл, берилл-изумруд, хризоберилл, мусковит, флогопит, полевой шпат, флюорит, бавенит,

Таблица 2. Минералы Изумрудных копей

| Класс | Минерал | Парагенезис | Участок |
|------------------|-------------|------------------------|-------------------------------|
| Простые вещества | Висмут | Молибденит, плагиоклаз | Хитный прииск |
| Сульфиды | Молибденит | Висмут | |
| Окислы | Хризоберилл | Флогопитовый слюдит | Черемшановый прииск |
| Силикаты | Фенакит | | |
| | Титанит | | |
| | Берилл | Флогопитовый слюдит | Мариинский прииск |
| | Изумруд | Флогопитовый слюдит | Малышевский прииск, р.Токовая |
| | Маргарит | | |
| | Амазонит | | |
| | Мусковит | Метасоматит | |
| | Бавенит | Цеолит | |
| Галогениды | Флюорит | Изумруд | |

молибденит, висмут самородный, цеолит. Привлекательность изумрудных копей заключается в распространении изумруда. Кристаллы изумруда вырастают в флогопитовый слюдит. Кристаллы имеют столбчатый и призматический облик, хорошо развиты грани призмы и пинакоида (рис.2,а,б,в), , один из образцов представляет собой сросток мелких однообразно ориентированных кристаллов. Размеры кристаллов в длину от долей см до 7см. Цвет от чистого яркого зеленого до светло-зеленоватого и белого с зеленоватым оттенком. Привлекает внимание образец жилы размером 13х9х4,8 см, сложенной светло-зеленым шестоватым агрегатом мелкозернистого полупрозрачного изумруда с прослойками слюды, зальбанды сложены флогопитом.

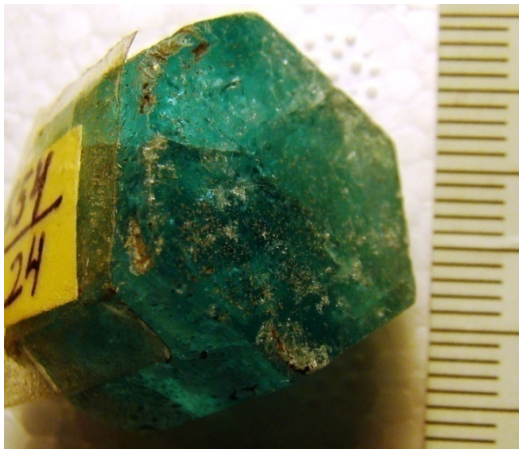
Большинство образцов полупрозрачны, трещиноваты. Кристаллы берилла достаточно крупные – 6 и 11 см в длину, цвет неоднородный: светло-зеленоватый до почти белого, фрагментарно прозрачен, трещиноват, на гранях призмы вертикальная штриховка. Флюорит бесцветный, полупрозрачный, трещиноватый с вrostком мелкого кристалла изумруда. Хризоберилл вырастает в флогопитовый слюдит (рис.2,г), имеется образец в виде агрегата мелких короткопризматических кристаллов хризоберилла в слюде в ассоциации с бериллом. Гнездообразное обособление бавенита

установлено в метасоматите, прорастающим в свою очередь тонкодисперсным бавенитом и кварцем с нарастающим на бавенит цеолитом. Для плагиоклазита характерна вкрапленность чешуек молибденита; в свою очередь, в молибдените установлен в микроскопических количествах самородный висмут.

Ильменогорско-Вишневогорская

минералогическая провинция праву считается уникальной в минералогическом отношении. Она находится на восточном склоне Южного Урала в Челябинской области: Вишневогорская провинция в Каслинском районе в 4 км к юго-западу от г.Вишневогорска, а Ильменогорская близ г.Миасса в одноименном заповеднике. Общая протяженность провинции с севера на юг порядка 50 км. Провинция приурочена к дорифейскому Ильмено Вишневогорскому гранитогнейсовому куполу, частично гранитизированному- в палеозое [2,4].

Ильменогорская провинция находится в одноименном хребте протяженностью с севера на юг 41 км. Для провинции характерна сложная и длительная история формирования, охватывающая период 2300-160 млн лет. В структурном отношении территория представляет собой сильно сжатую и очень протяженную асимметричную антиклиналь, сложенную гнейсами и метаморфическими сланцами, прорванную карбоновым комплексом



б



а



г



в

Рис 2. Изумрудные копи. а. Изумруд. Инв. № 554/24, б. Изумруд в флогопитовом слюдите. Инв. № 1007/7, в. Изумруд в флюорите Инв. № 921/80, г. Хризоберилл в флогопитовом слюдите. Инв. № 1007/1

глубинных изверженных пород. Среди них главное место занимают щелочные породы – нефелиновые сиениты-миаскиты, сиениты, различные породы семейства гранитов, связанные с ними многочисленные жильные пегматиты разнообразного минералогического состава

Согласно более поздних представлений о структуре провинции [5] основным типом пород осевой зоны (ядро антиклинория) являются не докембрийские гнейсы, а гранитоидные бластомилониты, включающие многочисленные фрагменты щелочно-основной интрузии центрального типа. Возраст средний и верхний карбон. Интрузия сложена тремя породными ассоциациями – ультрабазит-базитовой, щелочно-ультраосновной, миаскит-карбонатитовой. Щелочные породы являются одними из наиболее распространенных. Самый крупный массив щелочных пород Ильменогорский ориентирован в меридиональном направлении; к северу он переходит в серию мелких и узких тел щелочных

пород. Среди щелочных пород преобладают нефелиновые сиениты (миаскиты) и сиениты. Ассоциации гранитоидов пространственно приурочены к периферийным частям ильменогорского комплекса – к восточным и южным. Среди них выделяется несколько генетических групп, сформированных во временной интервал ранний ордовик-триас. Чехол плутонических пород осевой зоны кварцито-сланцевый, гнейсово-амфиболитовый. Формирование толщи метаморфических пород занимает длительный период – от 2,2 млрд до 150 млн лет.

Миаскитовый комплекс Вишневых гор является продолжением на север Ильменогорского комплекса

В Ильменских горах А. Е. Ферсман [1] выделяет пегматитовые жилы нескольких типов – связанные с миаскитовым массивом, в непосредственном переходе с ними полевошпатовые пегматиты, обогащенные редкими элементами, полевошпатовые пегматиты с корундом, кварцевые топаз-

Табл.3.Минералы Ильменогорского пегматитового поля

| Класс | Минерал | Парагенезис | Участок |
|-----------|------------------|--|-----------------------|
| Сульфиды | Молибденит | Сиенит роговообманковый | |
| Окислы | Кварц (морион) | Лепидолит, пол.шп. | |
| | Корунд | Полевой шпат | |
| | Магнетит | | |
| | Ильменит | Пол.шпат.,биотит, апатит | Копь 154,Фирсова гора |
| | Пирохлор | Циркон, полев. шпат | |
| | Бетафит | Пирохлор | |
| | Эшинит | Мусковит,пол.шпат, биотит,циркон | Копь 51 |
| | Танталит | | |
| | Самарскит | Полев.шпат, биотит, циркон | Блюмовская копь |
| Силикаты | Циркон | Полевой шпат,мусковит,биотит, пирохлор | |
| | Титанит | Нефелин | |
| | Чевкинит | | |
| | Топаз | Берилл | |
| | Берилл | Полев.шпат,кварц | |
| | Берилл (изумруд) | Топаз | |
| | Турмалин (шерл) | Флогопит, кварц, изумруд | |
| | Мусковит | | |
| | Биотит | Полев.шпат,роговая обманка | |
| | Лепидолит | Кварц | |
| | Флогопит | | |
| | Микроклин | Кварц | |
| | Амазонит | | |
| | Альбит | | |
| | Нефелин | Полев.шпат | Копь 135 |
| | Содалит | Нефелин,биотит циркон,канкринит | |
| | Канкринит | Нефелин | |
| | Вишневит | | |
| | Натролит | | |
| | Гельвин | | |
| | Ортит | Бритоцит? | Копь 11 |
| | Роговая обманка | | |
| Фосфаты | Апатит | Полев.шпат,биотит,вермикулит | Златоустовский округ |
| | Монацит | Альбит,ортит | |
| Карбонаты | Кальцит | | |
| Фториды | Криолит | | |
| | Хиолит | | |

Таблица 4. Минералы Вишневогорского пегматитового поля

| Класс | Минерал | Парагензис |
|----------|---------------------|------------|
| Окислы | Ильменит | |
| | Ферсмит Пирохлор | Циркон |
| Силикаты | Циркон | Пирохлор |
| | Титанит | |
| | Микроклин | Кварц |
| | Нефелин | Канкринит |
| | Арфведсонит | |
| | Эгирин | |
| | Канкринит | Нефелин |
| | Натролит | |

берилловые пегматиты, приуроченные к гранитогнейсовой полосе Косой горы.

Подробная классификация пегматитов приведена в более поздних работах: пегматиты подразделяются на гранитные, щелочные (миаскитовые и сиенитовые) и амазонитовые [6].

Группа I – наиболее ранняя домиаскитовые гранитные пегматиты грубозернистого строения, со слабо выраженной зональностью и незначительным распространением акцессорных минералов.

Группа II щелочные пегматиты: миаскитовые и сиенитовые. Они подразделяются на подгруппы: II-а полевошпатовые и фельдшпатолиты (сиенитовые), связанные с ранними стадиями развития щелочного процесса. Акцессорные минералы распространены неравномерно, местами обильны – молибденит, магнетит, пирохлор, эшинит, ортит и другие.

II-б – миаскитовые пегматиты с обязательным нефелином, связанные с максимальным развитием щелочного процесса. Содержат полости с совершенными и нередко крупными кристаллами. Характерны содалит, канкринит, вишневит, ильменит, пирохлор, эшинит, апатит и другие минералы.

II-в – корундово-полевошпатовые пегматиты, связанные с поздними фазами щелочного процесса. Акцессорные минералы – циркон, колумбит, самарскит, пирохлор, эшинит, хризоберилл и другие.

Группа III: послемаскитовые гранитные пегматиты. Слагают маломощные тела **плитообразной** формы. Из акцессориев известны циркон, фергусонит, колумбит, самарскит,

эшинит, бетафит, титанит, ильменит, гелвин и другие.

Группа IV- амазонитовые пегматиты. Это наиболее известная группа. Минеральный состав разнообразен и насчитывает более 60 минералов. Распространены (кроме породообразующих) топаз, берилл, фенацит, турмалин, колумбит, алюмофториды и другие.

В коллекции геологического музея имеются образцы гранитных пегматитов, амазонитовых пегматитов, щелочных пегматитов (табл.3,4, рис.3,а-к). Привязка образцов не детализирована, поэтому многие «проходящие» минералы не могут быть точно отнесены к определенной группе пегматитов.

Наиболее полно представлена коллекция **щелочных пегматитов** (группа II) Из сульфидов имеется молибденит в виде вкрапленности в роговообманковом сиените. Размер вкраплений 2-4 см, объем в породе 1-1,5%. Класс окислов щелочных пегматитов характеризуют ильменит (рис.3,б) эшинит, пирохлор.

Ильменит образует гнезда неправильной формы размером в несколько см (до 6 см) в полево шпате, содержащем биотит, а другом случае в сростках с апатитом.

Эшинит – тантало-ниобат редких земель из 51-й копи образует вкрапленность в сиените и в полево шпате из сиенита. Минерал ассоциирует с цирконом и биотитом. Кристаллы эшинита идиоморфные призматические удлиненные длиной 0,5-1,5 см.

Пирохлор формирует мелкую и редкую вкрапленность в сиенитовом пегматите. Зерна минерала обладают квадратным сечением с плеохроичными двориками. Размер зерен 1-1,5 см, темнобурый, в краях просвечивает красным.

Силикаты представлены нефелином (рис.3,г), содалитом, канкринитом, вишневитом (рис.3,д),

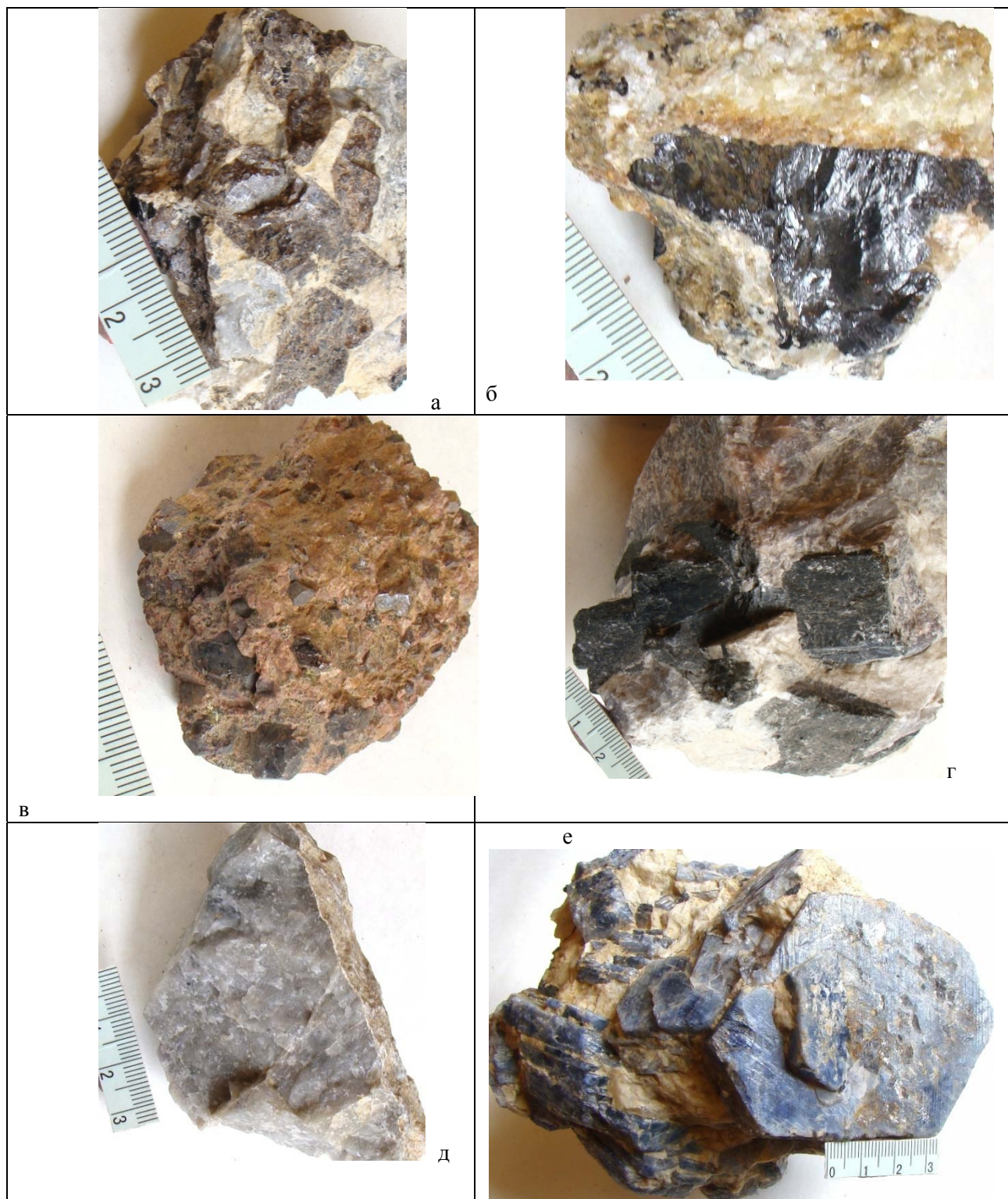


Рис.3.Ильмены

Рис 3,а Сфен в нефелине.Инв.№ 1301/86

Рис 3,б Ильменит, полевоы шпат. Инв.№1301/61

Рис 3,в Циркон в полевоы шпате. Инв.№1301/87

Рис 3,г. Нефелин и эгирин. Вишневые горы. Инв.№ 1746/8

Рис 3,д Вишневит.Инв.№1304/42

Рис 3е Корунд и полевоы шпат. Инв.№ 2143/3



Ильмены

Рис 3,ж Апатит в пегматите. Инв.№ 1301/62

Рис 3,з Морион в лепилолите. Инв.№ 921/67

Рис 3,и Самарскит в пегматите. Инв.№ 404/1829

Рис.3,к.Эшинит в полевом шпате. Инв.№ 1301/14

Рис 3,л. Письменный гранит. Ильмены. Инв.№404/1945

цирконом (рис.3,в), титанитом (рис.3,а), ортитом, монацитом, породообразующими мінералами. Нефелин-полевошпатовий пегматит (коп.135) – грубозерниста порода, полевої шпат представлений сахаровидним альбитом, нефелин складає обособлення буроватого кольору розміром в декілька см. Содалит асоціює з нефелином, канкринитом; в породі вкрапленість циркона. В інтерстиції нефелина і содалита обособлюється ломонтит. Штуф мономінерального вишневіта (сульфат-канкринит) в зразку з 115 копії має сірим кольором з голубуватим відтінком. Клиновидні кристали титаніта вкраплені в нефелин з відношенням титаніт:нефелин 2:1 (рис.3,а). Циркон крім спорадическої вкрапленості утворює густо вкраплені скоплення в полево шпаті в відношенні 2:1. Розмір кристалів циркона до 1 см. Штуф ортита оточений корочкою в доли мм, що складається з найменших кристаликів червоного кольору, подібних до бритоліт. Фосфати представлені апатитом і монацитом. Апатит, крім асоціації з ільменітом, зустрічається в полевошпатовому пегматиті в формі агрегату стовпчастих кристалів розміром до 5,5 см, що складають жилу і гніздоподібне обособлення (рис.3,ж, група II-в). Колір світло-зеленоватий. Мінерал асоціює з вермікулітом і біотитом. Монацит знайдений в формі вrostка в альбіт, де зростає з ортитом. Монацит напівпрозорий, винно-коричневого кольору, видно межі кристала, розмір зерна 1,5 см. Найменші кристалики алюмофторидів зростають між собою і вкраплені в полевошпатовий пегматит.

Гранітні пегматити (групи I, III) представлені в колекції значно менше. Крім того, не представляється можливим на наявному матеріалі розділити I і II групи між собою. Ці пегматити належать до утворень «чистої лінії». Породообразующими мінералами в них є кварц, полевої шпат, мусковит, лепидоліт (рис.3,з). З аксесоріїв в колекції є берилл, самарскіт (рис.3,и), ешніт, монацит, циркон. Берилл утворює кристали світло-зеленого кольору, не прозорі, тріщинуваті, довжиною 3 і 4 см. Видно межі призми. Берилл розвивається в кварц-альбітовому пегматиті, альбіт сахаровидний. Самарскіт в зразку полевошпатового пегматита з Блюмовських копій утворює кристал в порожнечі (рис.3,и). Розмір кристала 2 см, колір чорний, в кінцях просвічує бурим. Асоціює з біотитом і цирконом. Ешніт

тонкопластинчастої форми довжиною 5 см вкраплен в мусковит-полевошпатовий пегматит (рис.3,к). Монацит (три табличчастих кристали розміром 0,5-1 см неоднорідного коричневого кольору) вкраплен в полевої шпат.

Амазонітові пегматити представлені власне зразками грубозернистого мікрокліна, нерівномірно окрашеного в зелений колір з вrostками кварца і біотита, кварц-мікрокліновим графіческим пегматитом світло-зеленоватого кольору (рис.3,л). Є зразок кварц-альбіт-мікроклінового пегматита з гніздом «топаза-сырца». Останній утворює мелкозернистий агрегат в вrostках з кварцем. Топаз безколірний, місцями слабо окрашений в зеленоватий колір. В зернах видно досконалу спайність.

Пегматити Вишневих гір – типові **щелочні міаскітові** (табл.4). Всі зразки зібрані академіком А.С.Поваренних. Є зразок гігантозернистого нефелин-альбітового пегматита з ідіоморфним егірином (рис.3,г). Зразок середньозернистого пегматита в формі жил в гнейсі складений альбітом (переважає), біотитом, дрібними кристаликами блідо-зеленоватого берилла, цирконом і спорадическої вкрапленістю бурого пірохлора з розміром зерен до 5 мм. В колекції є надзвичайно рідкий мінерал ферсміт з групи складних окислів (церієвих титано-тантало-ніобатів) $(Ca,Ce)(Nb,Ta,Ti)(O,OH,F)$, названий на честь академіка А.Е.Ферсмана. Він встановлений в екоконтакті міаскітов в зоні розвитку фенітів.

Таким чином, музейна колекція пегматитів Урала охоплює практично всі відомі пегматитові поля. По характеру взаємодії магм з вмещаючими породами виділяються **пегматити чистої лінії** (Мурзинське пегматитове поле, Ільменогорське і Вишневогорське пегматитові поля) і **пегматити лінії скрещення** (пегматитове поле Ізумрудних копій). Пегматити чистої лінії розділяються на **гранітні і щелочні (сієнітові і міаскітові)**, по генетическим особливостям на **пегматити прості**, складені кварцем і полево шпатом (наприклад, амазонітові пегматити Ільмен, письмові пегматити Мурзинки), **перекристалізовані пегматити** (Ільменські кварц-полевошпатові пегматити з мусковітом), **метасоматически змінені пегматити** (Ліповка), де пегматитовий процес переростає в грейзеновий з

кристаллизацией лепидолита, рубеллита, полихромного турмалина, петалита, кварца. И, наконец, **десилицированные пегматиты** полевошпатово-корундового состава (Ильмены) и десилицированные пегматиты линии скрещения Изумрудных копей.

Автор благодарит за помощь в оформлении статьи К.В.Руденко и кандидата геол.мин. наук В.П.Гриценко.

1. Ферсман А.Е. Пегматиты. Том I// Изд. АН СССР.-1940.- С -712.

2. Геологическое строение СССР.Том 2 //-1958.- С.159

3. Власов К.А, Кутукова Е.И.. Изумрудные копи Урала//.- 1960.-С.252.

4.Милановский Е.Е.. Геология СССР. Часть 2. Урало-Монгольский подвижный комплекс//

– Изд.МГУ -1989.-С. 4-48.

5. Русин А.И, Краснобаев А.А. и др. Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских и Вишневых гор// Геохимия, петрология, минералогия и генезис изверженных пород. Миасс.УрО РАН.-2006.- С.222-227.

6. [http://www.urbibl.ru/Stat/Kladovie/rozdenie v zanorishah.htm](http://www.urbibl.ru/Stat/Kladovie/rozdenie_v_zanorishah.htm)

Collection of Ural pegmatites in geological museum National science – national museum of Ukraine are described. The tables of minerals and their association of Mursinka, Izumrud mains, Ilmen and Vishnevy mauntains pegmatite fields, classification pegmatits on A.E. Fersman are given. Text are illustrated by photographs of rock samples.

АЗОВСКОЕ ЦИРКОНИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПРИАЗОВСКОГО МЕГАБЛОКА УЩ) В ЭКСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ННПМ НАН УКРАИНЫ

Паталаха Г.Б., Решетник М.Н.

В отделе «Геологический музей» ННПМ НАН Украины подготовлена экспозиция «Азовское цирконий-редкоземельное месторождение». Эта экспозиция расширяет общий геологический кругозор посетителей и знакомит их с богатством недр Украины. Для специалистов она представляет интерес благодаря своему уникальному геологическому строению и минеральному составу.

Азовское месторождение открыто в 90-х годах прошлого столетия. Оно является крупнейшим среди аналогичных цирконий-редкоземельных месторождений Европы [1,2]. Рудное поле Азовского месторождения расположено в восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита УЩ в северо-восточной части Володарского (Южно-Кальчикского) интрузивного массива габбро-сиенитовой формации среднего протерозоя. Азовское месторождение приурочено к одноименному сиенитовому штоку, имеющему зонально-кольцевое строение (рис.1). Внутренняя зона это лейкократовые биотитовые кварцевые сиениты, внешняя зона – (рудовмещающая) – меланократовые амфибол-оливин-пироксеновые сиениты и сиенит-пегматиты. Главные минералы сиенитов – щелочной полевой шпат (чаще анартоклаз-микропертит), амфибол (феррогастингсит), моноклинный пироксен (геденбергит, эгирин), оливин (фаялит), биотит.

Циркониевое и цирконий-редкоземельное оруденение пространственно разделены. В экзоконтакте центральной зоны биотитовых кварцевых сиенитов развиты цирконий-редкоземельные руды, сложенные мелкими кристаллами циркона $ZrSiO_4$, бритолита $2[(Ca,Ce)_5(SiO_4 PO_4)_3 (OH,F)]$, ортита $(Ca,Ce)_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}[O,OH]$, флюорита, меньше развиты бастнезит $6[(Ce,La)FCO_3]$, монацит. Циркониевое оруденение (без редких металлов) локализовано на отдалении от экзоконтактной зоны. Рудная зона имеет глубину от 25 до 70 м на флангах и 200-400 м в центральной части. Содержание ZrO_2 составляет 1,95% (от 0,01 до 12,45%), содержание $TR_2 O_3$ эквивалентно 1,89%, в том числе цериевая группа 1,57%, иттриевая

группа 0,2%. В плане рудное тело (рис.2) имеет дугообразную, серповидную форму с общим падением к центру Азовской структуры (рис.2). Генезис месторождения, по В.С.Мельникову, первично-мантийный магматический. Другие геологи считают его интрузивно-метасоматическим.

Коллекция руд и пород Азовского месторождения поступила в геологический музей из геологического факультета Киевского государственного университета имени Тараса Шевченко от зав. лаб. кафедры геофизики С.А.Попова. Часть образцов была передана В.С.Мельниковым из ИГМР НАНУ. Коллекция №2521 насчитывает 28 образцов керна разведочных скважин №№ 67,69,77,79,80. В Музее выполнена экспозиция, состоящая из образцов руд и пород (табл.), геологических карт и разрезов, пояснительного текста и фотографий типичных образцов. Образцы условно можно подразделить на три группы.

Семь образцов характеризуют лейкократовые кварцевые амфиболовые сиениты – 2521/4,10,14,16,19,24,26. Структура пород пегматоидная, преобладающие минералы щелочной полевой шпат и амфибол (феррогастингсит). Размер обособлений полевого шпата и амфибола достигает нескольких см. Соотношение полевой шпат:амфибол составляет 80:20%. Кварца и биотита мало – не более 1-1,5. В отдельных случаях диагностируется вкрапленность циркона в амфиболе. Образцы имеют светлую окраску благодаря преимущественному развитию полевого шпата.

Рудовмещающие меланократовые (такситовые) сиениты – образцы 2521/9,12,13,18,20,21. Основными породообразующими минералами являются щелочной полевой шпат (анартоклаз-микропертит), амфибол (феррогастингсит), биотит (лепидомелан), эгирин. В незначительном количестве установлена вкрапленность в амфиболе циркона, бритолита, ортита; с известной долей условности эти породы представляют некондиционную руду. Текстура пород пегматоидная, грубозернистая. Размер зерен главных минералов измеряется

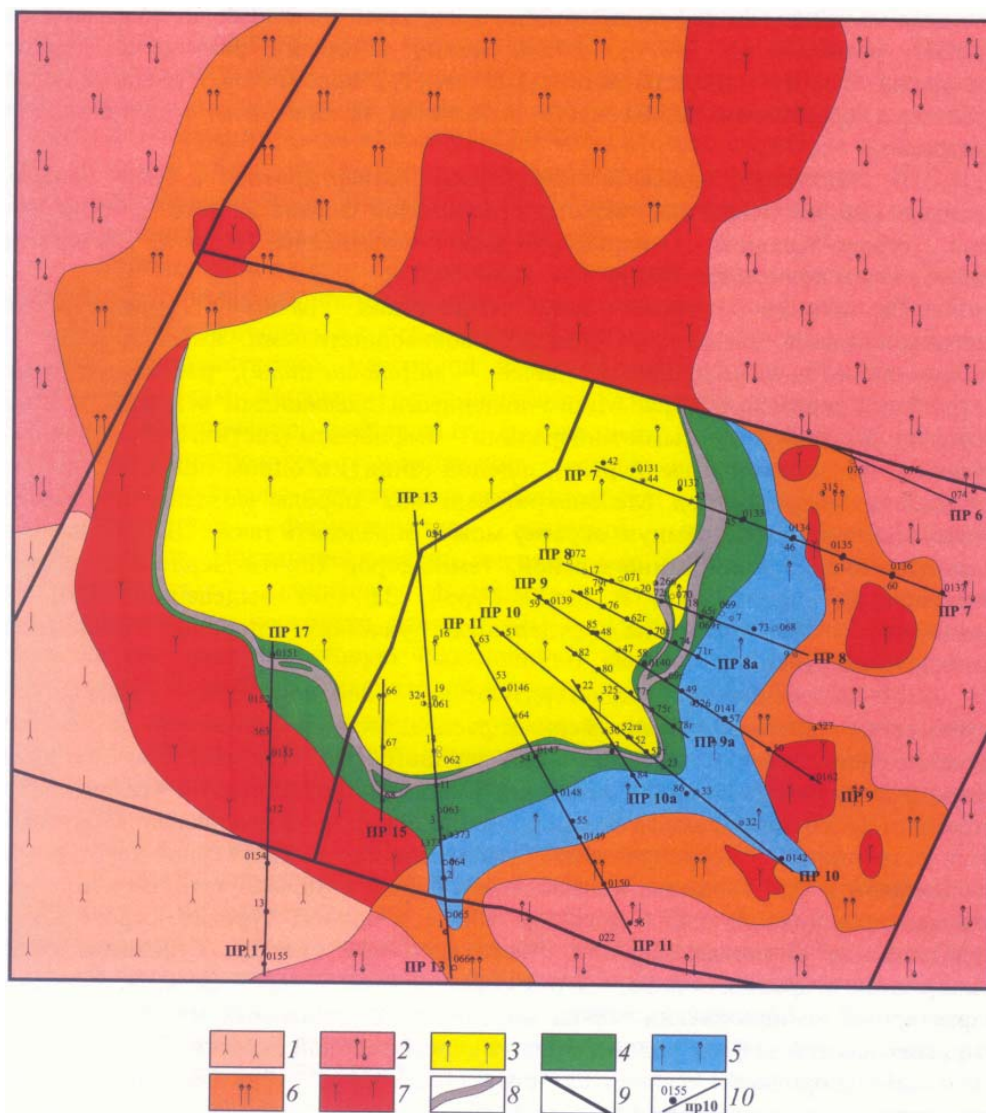


Рис.1. Геологическая карта Азовской структуры Володарского массива (по [2]). Условные обозначения: 1-7 – интрузивные породы южнокальцичного массива: сиениты (1,2) однородные, лейкократовые (3), такситовые (4), такситовые с кварцем (5), двополевошпатовые (6,7); 8 – пластовые тела рудных сиенитов с редкометальной минерализацией; 9 – разрывные нарушения; 10 – линии геологоразведочных профилей, номер линий геологоразведочных скважин и их номер.

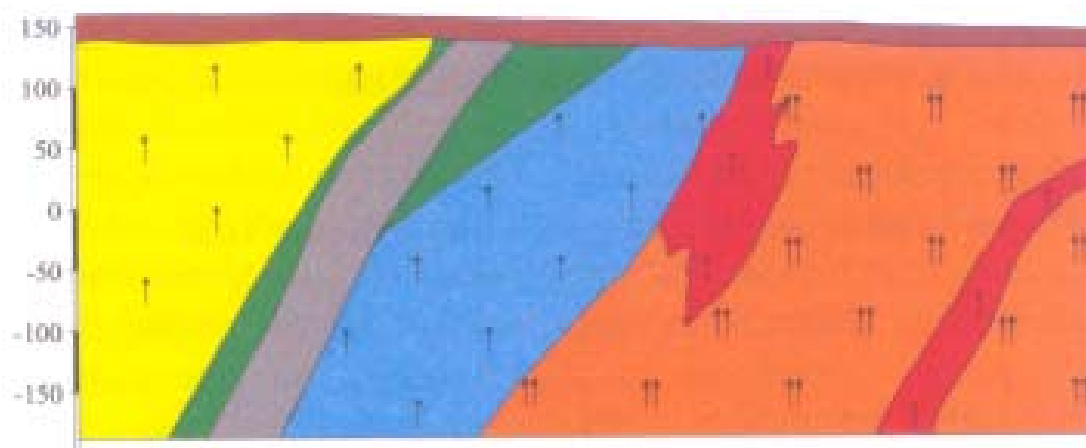


Рис.2. Геологический разрез Азовского месторождения по линии 7-7. Условные обозначения приведены на рис.1

Таблица. Макроскопическое описание образцов коллекции

| Инв. №№ | № скв./ глуб. м | Описание образцов |
|---------|--------------------|---|
| 2521/1 | б/н | Монозерно щпш с тонкими жилками 1-3 мм светло-зеленого флюорита |
| 2521/2 | 67/162 | Цирконовое гнездо с бритолином в нефелиновом сиените |
| 2521/3 | 67/176,1 | Цирконовая руда богатая (более 60% циркона). Циркон идиоморфный, размер зерен 1-5 мм. Ортит ксеноморфный; гнезда 3-10 мм. Отдельные зерна красного бритолита. Нерудные – щпш, рог. обманка. |
| 2521/4 | 69/38 | Биотитовый сиенит безрудный слабо окисленный |
| 2521/5 | 77/111,5 | Богатая руда циркон-брилолитовая (вкрапленность и гнезда брилолита до 10 мм, густая вкрапленность циркона с размером кристаллов по длине до 11 мм, ортита). |
| 2521/6 | 77/113,1 | Богатая руда редкоземельная, состоящая из брилолита в сростках с ортитом (ортит создает оболочки вокруг вкрапленности и гнезд брилолита). Мелкие зерна бесцветного флюорита среди брилолит-ортитовых гнезд. |
| 2521/7 | 77/114,5 | Руда цирконовая густовкрапленая, размер кристаллов 1-5 мм |
| 2521/8 | 77/121 | Руда цирконовая вкрапленая, размер кристаллов 1-5 мм. Две генерации циркона: 1 – мелкозернистые гнезда, 2 – идиоморфные метакристаллы до 5 мм |
| 2521/9 | 77/134 | Сиенит-пегматит меланократовый, сложен идиоморфным феррогастингситом и щелочным полевым шпатом. Вкрапленность циркона. |
| 2521/10 | 79/80 | Сиенит-пегматит кварцевый. Нерудные – щелочной пш, роговая обманка (ферогастингсит), эгирин. Отдельные зерна циркона и красного брилолита |
| 2521/11 | 79/84 | Богатая брилолитовая руда. Гнезда брилолит-ферогастингситовые 1-4 см. |
| 2521/12 | 79/101 | Сиенит-пегматит роговообманково-биотитовый |
| 2521/13 | 79/167,2 | Сиенит-пегматит амфибол-пироксеновый (эгирин, геденбергит) меланократовый с отдельными мелкими зернами красного брилолита и ортита. Прим.: на глуб.165 м радиоактивность по гамма-каротажу 200 мкр/час. |
| 2521/14 | 79/223 | Сиенит мелкозернистый |
| 2521/15 | 79/255,9 | Сиенит-пегматит меланократовый с вкрапленностью циркона, красного брилолита, ортита. Прим.: на глуб.250м 300 мкр/час по гамма-каротажу |
| 2521/16 | 80/57 | Густовкрапленная цирконовая руда в пироксен-щпш сиенит-пегматите |
| 2521/17 | 80/137,2 | Руда брилолитовая, брилолит красный формирует гнезда 0,5-2 см и вкрапленность. Брилолит ассоциирует с ортитом. |
| 2521/18 | 80/139 | Меланократовый сиенит с густой вкрапленностью циркона |
| 2521/19 | 80/141 | Сиенит. Роговая обманка серпентинизирована. |
| 2521/20 | 80/150,8 | Сиенит такситовый с густой равномерной вкрапленностью феррогастингсита. Вкрапленность мелких зерен брилолита в щпш |
| 2521/21 | 80/156,5 | Сиенит меланократовый с идиоморфными кристаллами феррогастингсита. Вкрапленность мелких кристаллов циркона прозрачных светло-коричневых размером менее 1 мм |
| 2521/23 | 80/164,8 | Цирконовая руда (густая вкрапленность мелкого циркона в щпш и амфиболе) |
| 2521/24 | 80/176 | Кварцевый сиенит. Субграфическое срастание щпш и кварца. Одно ксеноморфное зерно 1х1,5 мм сиреневого флюорита. Отдельные зерна мелкого циркона с плеохроичными двориками красно-бурого цвета |
| 2521/25 | 80/177 | Цирконовая руда (густая вкрапленность циркона в основной массе сиенита). Размер кристаллов циркона до 7-9 мм |
| 2521/26 | 80/184 | Сиенит-пегматит меланократовый щпш-феррогастингситовый |
| 2521/27 | С. 67 | Руда цирконовая богатая в щпш |
| 2521/28 | С.80 | Руда цирконовая богатая в ферогастингсите |

несколькими сантиметрами. Характерен их идиоморфизм. Цвет породы темносерый до черного благодаря широкому распространению темноцветных минералов.

Цирконий-редкоземельная руда – образцы 2521/1-8,11,15,17,21,23,25 представляют собой оруденелый меланократовый сиенит. Текстура руды гнездово-вкрапленная (рис.3). Из рудных

минералов преобладает циркон, образующий как гнезда, так и вкрапленность. Размер гнезд 1,5-7 см, то-есть иногда весь столбик керна сложен цирконом. Гнезда состоят из густой вкрапленности и сростков циркона в пороодообразующих минералах, где их соотношение составляет 1:0,5 – 1:1. На фоне мелкозернистого цирконового агрегата с

размером зерен в доли мм до 1-4 мм обособляются идиоморфные кристаллы его размером до 4-15 мм. Вкрапленность циркона неравномерная – от спорадических зерен до густых скоплений с содержанием минерала в руде до 8-10%. Форма кристаллов призматическая, реже дипирамидальная. Цвет желто-оранжевый, красновато-бурый, коричневатый. Минерал полупрозрачен. Буроватый и коричневый цвет минерала присущ малакону, обогащенному радиоактивными элементами

Вторым по распространенности рудным минералом является бритоцит. Он пространственно тяготеет к экзоконтакту лейкоциенитов, тогда как циркон распространяется на большее расстояние от экзоконтакта. Бритоцит образует вкрапленность мелких (0,05-5 мм) ксеноморфных зерен в кристаллах амфибола, полевого шпата и агрегатах циркона. Из 13 рудных штудов он установлен в 7. Цвет бритоцита вишневый, кирпично-красный. Форма зерен неправильная, обычно с округленными контурами, размер обособлений достигает 2 см. Ассоциирует с ортитом, в котором формирует вкрапленность; наблюдается обрастание бритоцита оболочками ортита (обр.2521/6,17). По данным В.С. Мельникова и Е.Е.Гречановской, бритоцит содержит 0,9-1,2% ThO_2 и 0,1-0,3% UO_2 . Рентгенофазовый анализ показал гетерогенность бритоцита; в нем установлены фазы бастнезита, флюорита, рентгеноаморфного фосфата

редкоземельных элементов, кварца. Эти фазы образуют псевдоморфозы по бритоциту [1,2].

Бастнезит при макроскопическом наблюдении установлен в образце 2521/17. Образец представляет собой редкоземельную руду с гнездом бритоцита (зерна бритоцита в оболочке ортита) с замещающим его частично или целиком бастнезитом. Минерал мелкий, размер зерен первые мм, форма таблитчатая, цвет бурый, вскипает с HCL.

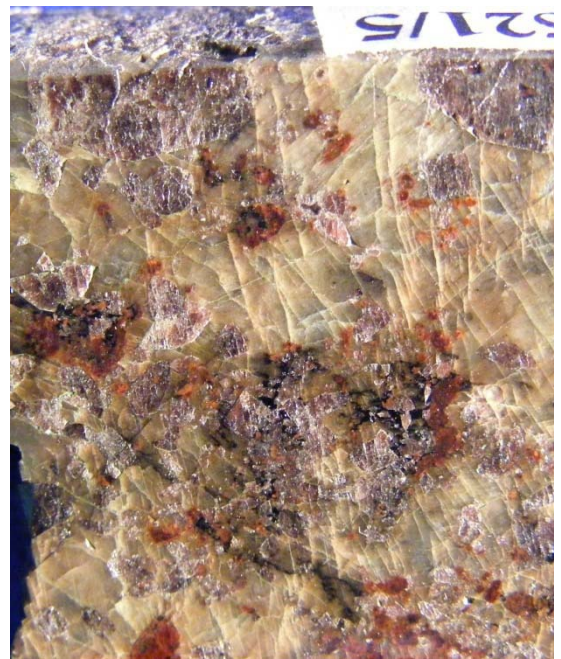
Флюорит редок. Из рассматриваемой коллекции он установлен в трех образцах. Наиболее представлен образец 2521/1. Это крупнокристаллический альбит с прожилками и вкрапленностью зеленоватого флюорита. Размер отдельных зерен 1-4 мм, длина двух взаимно пересекающихся прожилков 1,2 и 1,5 см.

Авторы [1,2] полагают, что перечисленные минералы, слагающие руду, имеют магматический генезис. Температура кристаллизации циркона и бритоцита 1250-870, флюорита не ниже 800°. Меланократовые феррогастингситовые рудовмещающие сиениты образовались при фракционной кристаллизации сиенитовой расплава, а высокие концентрации Zr, TR, Y связаны с циклическим поступлением в расплав мантийных флюидов.

Уникальность Азовского месторождения состоит в больших запасах редких и редкоземельных элементов, в простом минеральном составе и в генетической индивидуальности. Имеются проблемы экологической безопасности при эксплуатации [2,3].



а)



б)

Рис.3. Идиоморфные кристаллы розового цвета (ромбы, прямоугольники) – циркон, красные пятна – бритоцит. Фон - щелочной полевой шпат. Образцы 2511(а). 2521/5(б),

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

1. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минералогический журнал. – 2000. – 22. № 1 – С. 42-61.
2. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). Изд-во «Нолудж», 2012. – С. 374.
3. Паталаха Г.Б., Решетник М.М. Экологическая проблема разработки Азовского цирконий-редкоземельного месторождения (восточная часть Приазовского мегаблока Украинского щита) // Материалы междунар. науч. конф. «Экологические проблемы недропользования. Наука и образование». - Санкт-Петербург, 2012. – 19-24 нояб. 2012 г. – С. 233-235.

Ores and rocks collection of Azov Zr-TR deposit (Eastern Priazovie, Ukraine) are described. Zircon and britolite are general minerals.

**“ОТ ДРЕВНИХ ПРОМЫСЛОВ ДО НАНО МИНЕРАЛОВ”
ВЫСТАВКА “РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА” “МУЗЕЯ-АРХИВА
ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА**

Писарева Т.М

Центр гуманитарных проблем Баренцевого региона КНЦ РАН, г. Апатиты,

Из глубины веков начинается история освоения природных богатств Кольского полуострова. Самые ранние упоминания об использовании природных ресурсов относятся к XIII веку. Первым “производством”, связанного с монастырским хозяйством Соловков и Печенги, была добыча соли из морской воды в Кандалакше и Коле. Почти одновременно с солеварением на побережье Белого моря возник слюдяной и рудный промысел. Прозрачную слюду-мусковит применяли в качестве оконниц, ценилась она очень высоко и вывозилась в Западную Европу. Только к началу XVIII века, когда научились производить стекло, этот промысел пришел в упадок. В “рудный” промысел входила добыча серебряной, свинцовой, медной и железной руд. Уже к 1742 году было добыто “натурального самородного серебра” более 100 пудов. В этот же период на реке Поной были найдены рудопроявления меди и самородного золота и близ устья этой реки некоторое время работали “Лапландские заводы”, но медные руды оказались бедными и предприятия закрылись.

О давнем промысле свинцово-цинковых жил на Мурманском побережье в Печенгском районе напоминают, сохранившиеся до наших дней, заявочные столбы с выжженными инициалами предпринимателей и датой установки. В старинной книге Иоанна Шеффера “Лапландия” (опубликованной в 1674 году) описываются залежи свинцовых руд и их разработка в тех же коях, что и серебряная. Впоследствии добычу руды и ее перевозку через Архангельск вело образованное в 1909 году “Русско-немецкое горнопромышленное общество”. Но к 1913 году компания разорилось.

Сведения об использовании жемчуга и беломорского аметиста в качестве церковных украшений относятся к XV веку. М.В. Ломоносов в 1745 году в своем трактате отмечал, как ловят жемчуг в необычайно чистых реках Кольского уезда. В Кольском регионе его вынимали из раковин европейской жемчужницы – пресноводного двустворчатого моллюска, которая была широко распространена в реках

Баренцева и Белого морей. Ныне более крупные популяции моллюска сохранились в бассейнах рек Туломы и Варзуги.

На этом скупые сведения о древних производствах заканчиваются.

Однако, открытые в начале XVIII века крупные месторождения самородного серебра на Медвежьем острове, послужили поводом к серьезному изучению севера, интерес к которому привлекал многих исследователей. Первые экспедиции (академика И.И. Лепехина -1772г., Н.В. Широкшина-1834г., В. Рамзая 1891, Б.А. Попова, и др.) имели больше научный характер.

Только планомерные исследования Кольского полуострова, начавшиеся в 20-х годах прошлого столетия экспедициями Академии наук под руководством А.Е. Ферсмана, подтвердили наличие крупных и многочисленных запасов минерального сырья. (*В 1941 году вышла монография академика А.Е. Ферсмана “Полезные ископаемые Кольского полуострова”, за которую в 1942 году он был удостоен Сталинской премии*).

Уже первые экспедиции привели к открытию крупнейшего в мире месторождения апатита, который стал золотым дном для нашей химической промышленности.

Освоение Хибинского апатита в корне изменило экономическое и культурное пространство Заполярного края. На некогда бесплодных и пустынных северных просторах стали вырастать горные комбинаты, города и поселки с учреждениями науки, культуры и образования, превращая “дикий край” в индустриально развитую территорию. В 1929 году “в память о нашей борьбе за Хибин и их будущее, пишет академик А.Е. Ферсман, мы строим на берегу Малого Вудъявра под нависшими нефелиновыми склонами Поачвумчорра красивое здание Горной научной станции. Мы хотим, чтобы она объединила в себе работников науки и практики, чтобы она и впредь служила бы символом того пути, который ведет от науки к жизни”. И сразу же в “Тьетте” (так впоследствии назвали станцию) из полевых образцов была сформирована первая выставка

полезных ископаемых, рядом открыты оранжереи тропических растений первого в мире Полярно-альпийского ботанического сада-института и наряду с научными исследованиями База Академии наук стала вести огромную культурно-просветительскую работу. Удивительно, но уже в 30-е годы, через Базу и Ботанический сад проходили тысячи туристов со всех концов Советского Союза.

В 1961 году музейная коллекция была переведена в новый город Апатиты в большое специальное помещение нового здания Кольского филиала академии наук и к

70-м годам она стала одним из лучших минералогическим музеем мира.

Наряду с геологическим освоением Севера интенсивно развивалась горнодобывающая промышленность, которая требовала эффективных способов переработки минерального сырья. Для этих целей в Кольском филиале академии наук был создан Институт химии и технологии редких элементов. А отразить роль Академии наук в формировании и претворении в жизнь “ноосферной” стратегии природопользования и устойчивого развития Крайнего Севера, доверено Выставке “Рациональное использование природных ресурсов Кольского полуострова”.

В настоящее время Мурманская область самая промышленно развитая на Крайнем Севере. На ее территории сконцентрированы уникальные по составу и запасам минерально-сырьевые ресурсы. Найдены и в различной степени изучены более 400 месторождений, рудопроявлений и крупных точек минерализации, 70 из которых

эксплуатируются. На долю Мурманской области приходится более 80% фосфатного сырья России, 18% цветных и 80% редких металлов, 85% флогопита, 97% кианита, 40% полевого шпата, 3% железных руд. Весьма значительны прогнозные запасы

платинометаллических, титановых, хромитовых и баритовых руд, а также золота, алмазов,

абразивного и строительного сырья. На базе разведанных месторождений создан мощный горно-металлургический комплекс, в который вошли такие крупнейшие акционерные объединения как: “Апатит”, “Северо-Западная фосфорная компания”, “Ковдорский ГОК”, “Олкон”, “Кольская ГМК”, “Ковдорслюда” “Севредмет”, “Северные кристаллы”.

В современных сложных экономических условиях особенно важны эффективные творческие взаимодействия фундаментальной науки и промышленных предприятий, так как это

увеличивает возможности практической реализации технологических разработок. В экспозициях Выставки демонстрируются основные виды многокомпонентного минерального сырья, современные технологии их добычи и комплексное обогащение от основного концентрата до новейших наноматериалов.

Так крупнейшие в мире комплексные апатит-нефелиновые руды являются не только основным источником фосфорного сырья, но содержат до 20 редких элементов. Современная азотно-кислотная технология обогащения позволила получить качественные концентраты нефелина, сфена, эгирина, титаномагнетита, а также нефелиновые коагулянты, которые используются для оборотных вод промышленных предприятий. При реализации сернокислотной технологии на титанофосфатной основе получены наноразмерные порошки, идущие для очистки радиоактивных жидких отходов от радионуклидов, воздуха – от бактериальных и органических загрязнений. Такие технологии реализованы на предприятиях Северо-запада.

Примером тесных творческих контактов служит давнее сотрудничество ОАО “Апатит”, “Олкон”, “Ковдорский ГОК” с Горным институтом и институтом Химии КНЦ РАН, которыми разработаны научные основы перехода на первую в России циклично-поточную технологию горных работ, технологические схемы выемки подкарьерных запасов на мощных месторождениях, безотходные процессы переработки руды. А с СЗФК создан инновационный проект освоения месторождения Олений ручей в Хибинах.

Важное место в экспозиции Выставки уделяется высоким технологиям на основе редкометаллического сырья – ниобату лития и другим искусственно выращенным кристаллам, которые используются в ракетной, атомной, космической, электронной промышленности. А суперсовершенные кристаллы используются даже в Большом адронном коллайдере.

Огромный интерес в экспозициях музея представляют работы связанные с проблемой охраны окружающей среды и утилизации горнопромышленных отходов. На их основе создано ряд технологий получения высококачественных строительных материалов.

Отходы обогащения идут для получения многоцветных декоративных стекол, облицовочных материалов, глазурных масс, прочнейших бетонов, теплоизоляторов. Используя природные свойства минералов,

ученые создали целый ряд технологий, которые на международных инновационных выставках получили признание и высокие оценки. К ним относится биосорбент “Версойл” на основе вермикулита, который моментально очищает воду от нефтепродуктов и даже бактериальных загрязнителей. А полимерное покрытие “Биорикулат” используется для формирования растительного покрова без нанесения плодородного слоя. Более 20 лет назад сотрудники Ботанического сада предложили использовать вермикулит в качестве гидропонного субстрата для выращивания любых культур, которые дают фантастически высокий, экологически чистый урожай. В качестве наглядного примера в музее уже год работает гидропонная установка с цветами различных сортов. Даже в полярную ночь растения не сбрасывают листья.

Особый интерес у посетителей выставки вызывают минералы. Каждый летний сезон “в горы за камнями мы все, стар и млад, с молотками и заплечными мешками, с консервами и чайниками, веселой гурьбой...по железной дороге едем в Хибинны – хорошо известный минералогический рай”, писал А.Е. Ферсман. И не удивительно! Ведь только в Хибинах установлено 476 минералов. А на Кольском полуострове в целом известно более 1000 минеральных видов и разновидностей. До сих пор минералы являются предметом паломничества туристов всех стран, которые с гор выносят полные рюкзаки всевозможных образцов. Нередко среди них попадаются минералы, которых нет даже в музее.

Современные методы исследования кристаллической структуры минерала даже в микроскопическом зернышке устанавливают его

особенности атомного строения и позволяют использовать для разработки новых функциональных материалов, инновационных технологий – нано технологий. В 2007 году в Хибинах был найден новый минерал иванюкит, который имеет экстремально сильные катионообменные свойства и может быть перспективным сорбентом для ^{137}Cs . Такой минерал уже нашел свое применение в медицине и пищевой промышленности. Есть даже лицензия на производство биодобавок, выводящих радионуклиды из организма и пищевых продуктов, которая востребована некоторыми зарубежными странами. Удивительными свойствами обладает юкспорит, открытый в 1925 году сотрудниками Кольской научной Базы. Кристаллическая структура тонковолокнистого строения минерала была решена только в 2004 году при помощи синхронного излучения и установлены его уникальные механические свойства, значительно превосходящие свойства хризотил-асбеста. Теперь синтезированный минерал является перспективным материалом для производства подшипников и тормозных колодок.

Более 3000 туристов, школьников, студентов, специалистов разного профиля проходят за год через музей, который давно стал визитной карточкой не только КНЦ, но и Мурманской области. Целенаправленное применение новой концепции природопользования на Крайнем Севере, представленное в экспозициях музея, наглядно показывает посетителям, как не допускать, или провоцировать разрушения экологических систем, формирует новую культуру и бережное отношение к легко ранимой северной природе и способствует ее передаче новым поколениям.

МЕТЕОРИТНА ВИСТАВКА В УКРАЇНІ: ОРГАНІЗАЦІЙНІ ПИТАННЯ

Пилипенко Д.О.

Геологічний факультет Київського Національного Університету імені Тараса Шевченка
paleo.ua@gmail.com

Вступ

15 лютого 2013 року метеоритний дощ в Челябінській області створив інформаційний прорив у суспільстві. Метеоритна рекламна компанія обійшлась Челябінській області згідно попереднім підрахункам місцевої влади близько 1 мільярда російських карбованців (понад 30 мільйонів доларів США) [1]. Кількість запитів пересічних користувачів щодо метеоритів зросла в десятки разів в інтернет-мережі. Резонансна подія подібного масштабу відбулась 66 років тому назад 12 лютого 1947 році [2]. Це був найбільший метеоритний дощ в історії людства Сихоте-Алін на Далекому сході. Після чого було видано величезну кількість книжок, значків, поштових марок. До цих пір інтерес українців до метеоритів є високим, а відтепер став ще більшим. З метою популяризації космічної геології варто приділити більшу увагу розвитку інформаційній структурі, зробити наукові знання про метеорити доступнішими для широкого загалу. Одним з таких заходів, який варто зробити найближчим часом, має стати серія метеоритних виставок по містах України.

Метеоритні експозиції

В більшості випадків в природних та в краєзнавчих музеях України метеоритна речовина для широкого кола відвідувачів не представлена взагалі або вкрай обмежена кількістю зразків. Згідно неофіційної інформації від працівників музею відсутність метеоритів на вітринах, пов'язана з неможливістю створити безпечні умови для зберігання експонатів. Проте, є виключення, як наприклад, Державний Музей природи Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна, де виділена ціла зала для експозиції метеоритів.

В Україні повноформатні метеоритні виставки не проводились. Відомі невеликі тимчасові виставки під час інших заходів в Дніпропетровському Планетарії та виставки «Україна самоцвітна» в галереї «Лавра», м. Київ [3], [мал.1].

В Росії на базі колекції музею «Музей истории мироздания», м. Дедовськ, Московська область, виставки проводились з великим успіхом у великої кількості міст Росії – від Калінінграду до Казані [4]. Існує можливість

запросити метеоритну колекцію «Музей истории мироздания». Проте є певні складнощі, пов'язані з бюрократичними перепонами при перетинанні кордону та з узгодженням з виставковим графіком в Росії. До того є всі можливості організовувати метеоритну виставку власними силами.

Виставкою площею для метеоритів в Києві може стати Геологічний музей в складі Природничого музею НАНУ. В цьому випадку було зручно тимчасово об'єднати та академічну колекцію з українськими метеоритами та приватні колекції з метеоритами зі всього світу. Від такого об'єднання виграв би відвідувачів виставки. Запасні площі – в Київському Планетарії, в розважальному центрі Дивосвіт, в Геологічному музеї КНУ тощо.

План стендів виставки

Нижче наведено перелік бажаних стендів для повноцінного освітлення космічної геології під час виставки.

Стенд I. Будова Всесвіту та Сонячної системи. Звідки прилітають метеорити?

Теоретичний стенд, де плакатні матеріали з якісною кольоровою поліграфією розповідають про будову Всесвіту, Галактики, Сонячної системи, Сонця та Землі [5]. В текстовий інформації стенду треба без обтяжливих подробиць пояснити, що переважна більшість метеоритів прилітає на Землю з пояса астероїдів між Марсом та Юпітером, більш віддалені метеорити з поясу Койпера, тоді як комети пролітають поруч з Землею переважно з хмари Оорта (наприклад, комета Галлея). Вказати на різницю між планетою, астероїдом, кометою, метеором, болідом та метеоритом. Навести цікаві відомості про дослідження космосу.

Стенд II. Класифікація метеоритів. Форми та ознаки метеоритів.

Наука про метеорити нарахували 45363 різних метеоритів станом на 28 лютого 2013 року [6]. Така величезна кількість метеоритної речовини має розгалужену класифікацію, яка постійно вдосконалюється. На стенді варто вказати головне розподілення метеоритів з типовими зразками:

1. Кам'яні метеорити. Серед яких виділити звичайні хондрити, як найбільш розповсюджені



Мал. 1 Виставка метеоритів на виставці Самоцвіти України, Київ, 23-25.11.2012

на Землі, вуглисті хондрити, як найважливіші для науки, адже дозволяють визначити первинний (понад 4,5 мільярди років) склад речовини Сонячної системи та ахондрити, які є фрагментами зовнішньої кори таких космічних тіл, як Місяць, Марс, астероїд Веста.

2. Залізокам'яні метеорити. Найкрасивішими метеоритами світу визнано паласити, в залізо-нікелевої матриці якого можна спостерігати включення напівпрозорого олівину [7], [мал.2]. Окрім пластинки паласитів для візуального контрасту треба показати зразок іншого залізокамяного метеориту - мезосидериту.

3. Залізні метеорити. Варто вказати на поліровані та протравлені октаедрити з різноманітними малюнками відманштетових структур. Для порівняння відполіровану до дзеркального відбиття атаксит, залізний метеорит, у якого не спостерігаються макроскопічно відманштетові структури.

На цьому виставковому стенді треба вказати на природні форми метеоритів у вигляді індивідуалів (уламку астероїду, який самостійно впав на Землю із збереженням регмагліптів та корою плавлення) та просто фрагментів. Штучні форми, які надані людиною для полегшення вивчення метеоритів – поліровані пластинки та окрайця (“горбушки”). Також для повної експозиції метеорити мають бути у вигляді виробів (прикрас, іграшок, сувенірів), бо

прикладний аспект (“Що з метеоритами можна робити?”) турбує багатьох людей.

Стенд III. Метеорити України

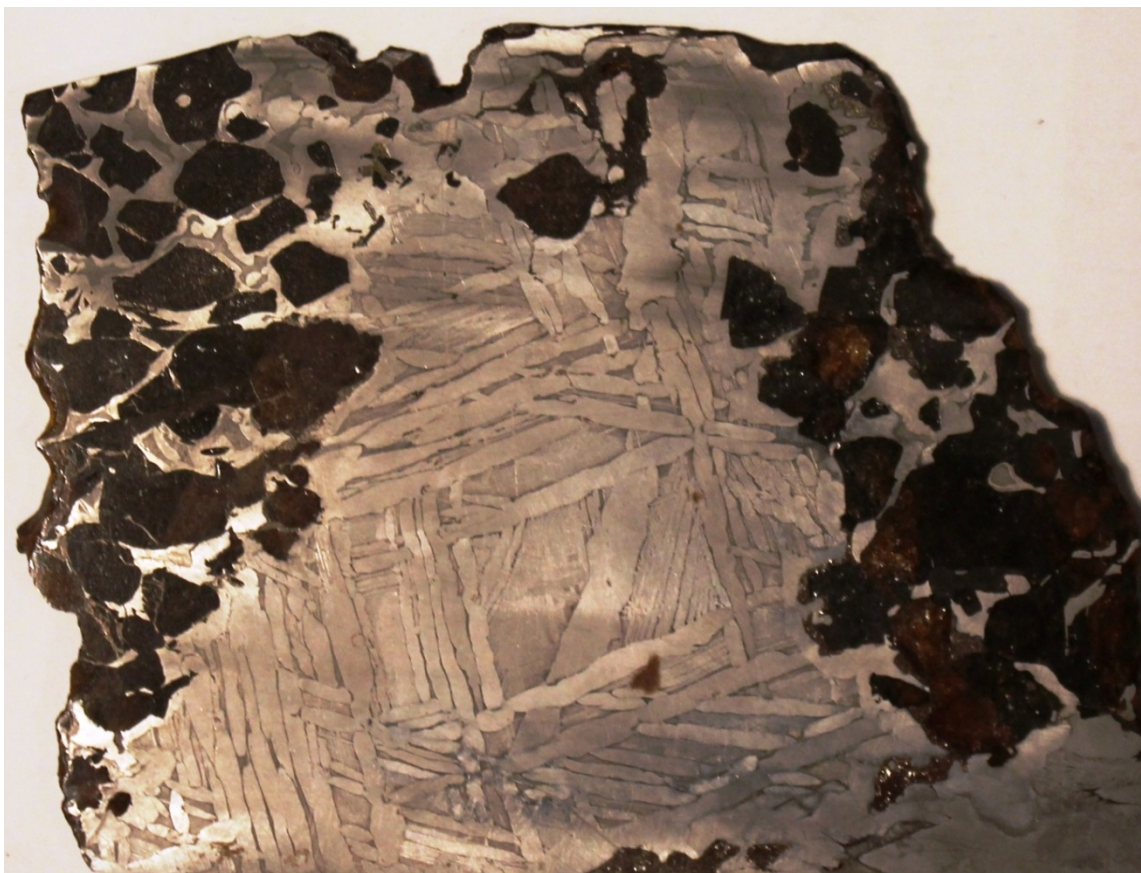
На сьогоднішній день, на території України офіційно зареєстровано 44 метеорита [8]. Ці наукові дані ведуться, починаючи з XIX століття. Останній метеорит Грузьке знайдений в Кіровоградській області в 2007 році. Варто зазначити, що згідно загальносвітових тенденцій в Україні дуже мало знахідок метеоритів, а досить небагато метеоритів з визначеним місцем падіння. Якщо підвищити геолого-природничу культуру українців, то при умові більш-менш пропорційного розподілення метеоритної речовини у світі можна прогнозувати в середньому 1-2 знахідок або падінь метеоритів на рік на території України.

На стенді має бути Метеоритна карта України та коротенька інформація про кожний метеорит України [мал.3]. Ймовірно, деякі зразки можна буде побачити безпосередньо на виставці.

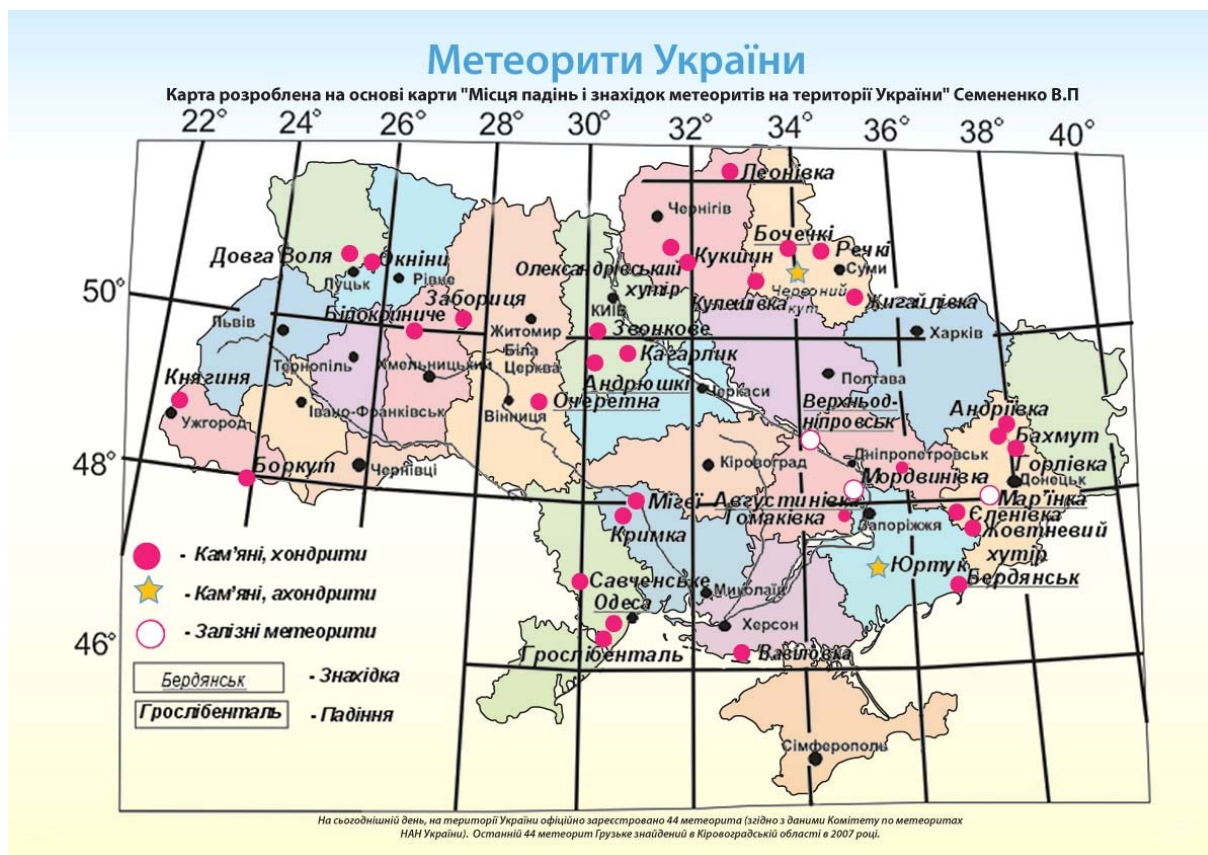
Стенд IV. Колекція метеоритів зі всього світу

Заплановано, що в експозиції буде понад 100 різних знахідок та падінь метеоритів. Особливо цікаві метеорити будуть представлені кількома формами – індивідуалу, осколку, окрайця, пластинки тощо.

Ось неповний перелік зразків метеоритів: Сихоте-Алінь, Campo del Cielo, Muonionalusta, Gebel Kamil, Canyon Diablo, Odessa, Nantan,



Мал. 2 Пластина залізокам'яного метеориту Сеймчан з відмашштетовими структурами та зернами олівіну, Магаданська область, Росія



Мал.3 Метеоритна карта України

Uruacu, Toluca, Mundrabilla, Henbury, Boxhole, Morasko, Дроніно, Сеймчан, Брагін, Brenham, Vaca Muerta, Царев, NWA 869, Харабалі, Allende, Murchison, Acfer 353, Челябінськ та інших [9].

Стенд V. Метеоритні кратери. Імпактити та тектити.

В Україні описано 7 астроблем, серед яких найбільш відомим є Іллінецький кратер в 50 км від Вінниці. Ймовірно, велетенській метеорит впав ще в палеозойській ері (близько 400 мільйонів року тому), залишивши сліди падіння до цих пір [мал.4]. Є об'єктом геологічних екскурсій.

Тектити є природним склом, яке утворилось внаслідок спікання кварцових гірських порід під дією енергії падіння метеориту. Найбільш відомі – молдавити, лівійське скло, індошенити, іргізити та австраліти. Колекціонерами цінуються зразки зі слідами орієнтації в повітрі [мал.5].

Стенд VI. Метеорити та життя на Землі

Обов'язково треба приділити увагу про зв'язок між метеоритами та життям на Землі.

Цілком вірогідно, метеорити та життя на Землі мають дуже тісний зв'язок вже понад 3,5 мільярди років.

Згідно теорії панспермії життя на Землю було привнесено з космосу, а саме вуглистими метеоритами. Теорія панспермії є основною серед провідних палеонтологів сучасності. Використовуючи бактеріально-палеонтологічний метод в дослідженні метеоритів, визначено, що в вуглистих метеоритах (Мурчісон, Альєнде) присутні скам'янілі сліди життєдіяльності мікроорганізмів [10].

Згідно теорії катастрофізму (неокатастрофізму) падіння великих метеоритів призводили до перебудови екосистем. Найбільш відомі - перм-тріасова криза та вимирання наприкінці мезозою. Навіть, якщо у еволюційних витках спіралі були вирішальними інші чинники, падіння великих метеоритних тіл залишиться важливим маркером в геохронології. Після таких падінь по всій земній кулі фіксуються прошарки гірських порід з аномальним складом хімічних речовин.



Мал. 4 Імпактна брекчія Іллінецького кратеру, Вінницька область, Україна



Мал. 5. Індошенит зі слідами орієнтації в повітрі, Guang-Dong, Китай

Стенд VII. Інтерактивні атракції

Варто приділити увагу розробці інтерактивним атракціям. В сучасній музейній справі для дітей та дорослих приділяється увагу не тільки візуальному, але й іншим чуттям сприйняття світу.

Наприклад, інсталяція «Челябінський метеорит» із великим екраном та різними спец ефектами – яскравими спалахами, рухами підлоги, вітром та звуками битих вікон, щоб передати відчуття очевидців ударної хвилі в наслідок вибуху Челябінського боліду.

Одним з простих, але цікавих атракціонів по задоволенні кінестетичних відвідувачів має стати атракціон «Метеорит-гіря», де всі бажаючи матимуть змогу підняти багатокілограмовий залізний метеорит (метеорит буде прикутий півтораметровим залізним ланцюгом до постаменту).

Слід використовувати пізнавальні відеоматеріали.

Висновки

Окрім виставки діяльності слід розвивати інші інформаційні напрями. В 2012 році після виходу україномовної науково-популярної брошури про метеорити автор доповіді працює над повноформатною книгою [11]. В цій книзі в першу чергу буде надано ретельна інформація про українські метеорити та найбільш цікаві знахідки та падіння зі всього світу. Вже є спонсори, які готові виділити гроші на друк анонсованої книги.

В цілому, метеоритна виставка орієнтована на широко коло відвідувачів, має бути готова до прийняття великих екскурсійних груп (особливо дітей шкільного віку).

1. Стаття «Взрыв метеорита: ущерб может превысить 1 млрд рублей» http://www.bbc.co.uk/russian/russia/2013/02/130215_ural_s_russia_stone_shower.shtml
2. Ф. Зигель, «Небесные камни», Москва-Ленинград, 1951, с. 3-4, с. 65-72
3. Офіційна сторінка виставки «Україна самоцвітна»: <http://ukrsamotsvet.com.ua>
4. Офіційна сторінка музею «Музей истории мироздания»: <http://www.museum-21.ru/news>
5. Конспект лекцій з геохімії (лектор Є.С. Шнюков), геологічний факультет КНУ, Київ, 2012
6. Сайт Міжнародного метеоритного співтовариства: www.lpi.usra.edu
7. Alain Carion, «Meteorites», Париж, 2009, с.22
8. В.П.Семененко, Е.В. Соботович, Б.В. Тертична, "Метеорити України", ст.14-26, Київ
9. Сайт про метеорити в Україні: www.paleo.ua/met
10. А. Ю. Розанов, стаття «Бактериально-палеонтологический подход к изучению метеоритов», Вестник российской академии наук, 2000, том 70, № 3, с. 214-226
11. Д.О. Пилипенко, О.І. Слич, «Метеорити на ти», НТКА геологічного факультету КНУ, Київ, 2012.

Dmytro Pylypenko. THE ORGANIZATION OF METEORITE EXHIBITION IN UKRAINE.

Describes the relevance and necessity of meteorite exhibition for a wide range of visitors in Ukraine.

ПЕВЕЦ ХИБИНСКИХ ГОР

Подгорбунская Т. И.

Государственное областное казённое учреждение
«Государственный архив Мурманской области в г. Кировске»

Имя академика Александра Евгеньевича Ферсмана широко известно в нашей стране. Выдающийся ученый в области минералогии и геохимии, географ и путешественник, он завоевал всеобщее признание и как непревзойденный популяризатор научных знаний. Горячим словом блестящего оратора, талантливыми научно-популярными статьями и книгами он всегда зажигает у слушателей и читателей интерес к минералогии, геохимии, поиску и исследованиям.

Многогранная и плодотворная деятельность ученого в разных уголках Европы и Азии ознаменована открытиями и большими проектами. Но сам выдающийся ученый признавался: «Среди всех переживаний прошлого, среди разнообразных картин природы и хозяйственной деятельности человека самыми яркими в моей жизни были впечатления от Хибин — целого научного эпоса, который почти 20 лет заполнял все мои думы, владел всем моим существом, закалял волю, будил новую научную мысль, желания, надежды. Много лет я не мог говорить ни о чем другом, как о Хибинах».^[1]

Неимоверно трудными, но очень интересными и увлекательными были годы открытия, изучения и освоения Хибинского массива. В своих воспоминаниях Александр Евгеньевич писал: «Оглядываясь назад, мы можем разбить нашу работу на несколько отдельных этапов. Первый — до 1926 года, когда лишь закладывалось изучение Хибин, когда отдельными маршрутами и партиями шаг за шагом проникали мы в глубины Хибинских и Ловозерских тундр, на спинах протаскивая оборудование и продовольствие, с динамитными патронами в карманах. [...]

С 1926 г. по 1930 г. — второй период, который можно назвать периодом борьбы за апатитовую проблему, борьбы с косностью официальных геологических учреждений, борьбы с недоверием хозяйственников ВСНХ, борьбы за ничтожные кредиты для усиления работ. [...]

И вот с 1930 года начался третий период в истории научного завоевания Кольских тундр и болот. За три года блестящее хозяйственное строительство овладело Хибинами — город, станции, рудники, шоссе, больницы, парки,

автобусы сменили безмолвную тайгу прошлого с пенящимися водопадами и трудно проходимыми трясины. Рабочий класс под руководством талантливых организаторов овладел со сказочно быстротою самыми центральными частями Кольского полуострова [...].^[2]

А.Е. Ферсман принимал самое деятельное участие в жизни молодого заполярного города на Хибинских апатитовых разработках и высказал свое мнение по самым разным вопросам, выдвигаемым самой жизнью в разбуженной тундре: о месте строительства жилых районов города, о наименовании города... Вот как вспоминает он историю выбора названия города: «... Долгое время в период стройки город оставался без названия. Вся жизнь 1930 года была связана с шоссейной дорогой и её километровыми столбами, и поэтому в первые годы по-прежнему сохранялись названия отдельных участков по километрам: 13-й километр, 16-й, 18-й и так далее. Район самого города долго и упорно назывался местными жителями просто 19-й километр.

Много разных названий предлагалось местными строителями: одни хотели назвать город «Тундровым», другие «Полярным». В моей записной книжке указывается еще три предложения: «Карпинск» в честь президента Академии наук Карпинского, «Хибинск» и тогда уже предлагалось название «Кировск», хотя многие указывали, что Сергей Миронович Киров со свойственной ему скромностью не согласится на это название.

Летом 1930 г. мы разъехались в разные края. Мне пришлось с группой наших работников приехать в Магнитогорск с целью ознакомиться там с типами и масштабами строительства и постройки. Тут нам пришла в голову мысль назвать новый город Хибиногорском¹. Мы тут же послали телеграмму в Кукисвумчоррский горсовет и в трест, и вскоре это название укрепилось».^[3]

1

В 1934 г. после трагической гибели С.М. Кирова, внесшего огромный вклад в дело становления апатитовой промышленности на Кольском полуострове, город Хибиногорск был переименован в город Кировск.

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

Несомненной заслугой и большой удачей Александра Евгеньевича явилось создание в 1930 году научной базы в Хибинах. Для успешного и скорого разрешения проблем и задач освоения Хибинского массива экспедиционная деятельность отрядов, оторванных от головных институтов, должна была смениться новыми методами научных исследований как в полевых, так и в лабораторных, стационарных условиях. Кроме того, совершенно явной стала необходимость обеспечить тесную и деловую связь науки с возникающим большим промышленным строительством.

10 апреля 1932 года на месте старого здания – центра экспедиций Академии на Малом Вудъявре — выросло построенное по проекту А.Е. Ферсмана новое здание Горной станции как научно-исследовательского института Академии наук СССР (рис. 1).

Главное здание Горной научной станции Академии наук, получившее по предложению А.Е. Ферсмана название «Тиетта», имело две геохимические лаборатории, минералогический музей и прекрасную

библиотеку в 6000 томов, переданную А.Е. Ферсманом.

В июне 1934 года Хибинская Горная станция была преобразована в Кольскую базу Академии наук. С момента её образования и до последних дней жизни её главой был Александр Евгеньевич Ферсман.

С декабря 1930 года в молодом Хибиногорске начала выходить в свет городская газета «Хибиногорский рабочий». И уже в ее четвертом номере было опубликовано приветствие академика новому печатному органу с пожеланием установить тесную связь газеты с учеными и обещанием дать в газету статью о проблеме нефелина (рис. 2).

Академик исполнил свое обещание, и в марте 1931 года газета напечатала серию статей А.Е. Ферсмана под заголовком «Проблема нефелина в народном хозяйстве СССР». Ученый рассказал читателям о том, что нефелин обладает исключительно ценным свойством давать почве калий в легко усвояемой форме, являясь в то же время прекрасным нейтрализатором избыточных органических кислот в северных почвах.



Здание Кольской базы Академии наук
на берегу озера Малый Вудъявр. 1930-е гг.

Рис. 1

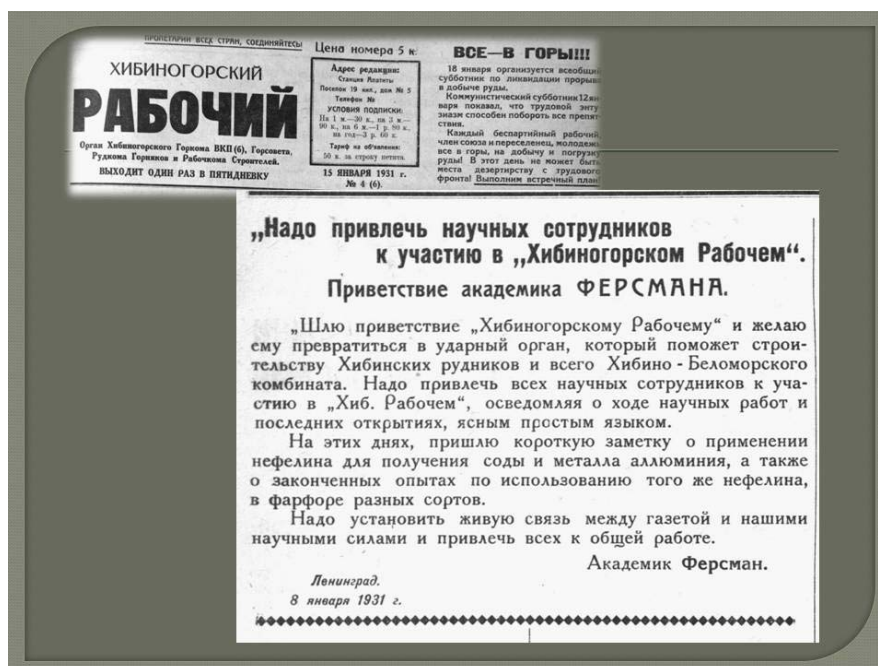


Рис. 2.

Химическая и технологическая научная мысль делала возможным извлечение, использование и комбинирование входящих в состав нефелина глинозема и щелочей.

По несколько раз в год приезжал А.Е. Ферсман в Хибины: его неудержимо влекло в этот суровый, но необычайно красивый горный край. И каждый раз он находил возможность побывать во всех новых районах и на всех строительных площадках города Хибиногорска. И обязательно в каждый свой приезд он бывал в редакции газеты «Хибиногорский рабочий», чтобы поделиться новыми мыслями, идеями и планами.

Очень скоро газета стала проводить широкую пропаганду геологических исследований и научных достижений Кольской базы Академии наук. Её сотрудники неоднократно выступали на страницах газеты с докладами о своих изысканиях, а также по краеведческой тематике. Наряду с академиком А.Е. Ферсманом активными авторами газеты стали профессор П.Н. Чирвинский, геолог П.Ф. Семеров, директор Полярной опытной станции И.Г. Эйхфельд и директор Полярно-альпийского ботанического сада Н.А. Аврорин.

Просветительская работа сотрудников Кольской базы Академии наук в условиях быстро растущего города Хибиногорска с его мощно развивающимся горнодобывающим и горно-обогащающим производством была особенно важна, поскольку прибывшему к новому месту жительства и работы населению из средней полосы и юга России было необходимо

познакомиться с особенностями и существом новой жизни на Кольском Севере. Это особенно ясно понимал А.Е. Ферсман и потому призывал сотрудников Кольской базы как можно чаще становиться авторами газеты, рассказывать читателям о новых находках, о перспективах изучения Кольского Севера, тем самым быть просветителями населения молодого города.

Неоднократно А.Е. Ферсман на страницах газеты «Хибиногорский рабочий» рассказывал о перспективах изучения и освоения минерально-сырьевой базы Кольского полуострова: так в июле-августе 1931 года в газете была опубликована серия статей «Для чего нужен апатит», в газете от 29 января 1933 года напечатана статья «Открытие железной тундры», от 29 сентября 1934 года – «От лопарской вежи до дворца науки», от 6 апреля 1935 года – «Покончить с белыми пятнами на геологической карте Кольского полуострова» и так далее. Просто и доходчиво рассказывал он читателям о богатстве и строении Хибинских гор и о том, почему необходимо было для сельского хозяйства нашей страны организовать добычу апатита.

Широким и разнообразным был круг тем и интересов, по которым Александр Евгеньевич высказывался на страницах городской газеты. Не только о минералогии и геохимии вел он разговор с читателями. Интересовали его также и Северное сияние (газета от 10 февраля 1933 года), и снежные лавины и методы борьбы с ними (газета от 4 октября 1936 года).

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

30 октября 1932 года, поздравляя Хибиногорский горно-химический техникум с началом его второго года работы, академик А.Е. Ферсман говорил о том, что в области изучения производительных сил и природы в целом молодым специалистам необходимо в первую очередь приобретать как можно больше фактических научных знаний, и уже на их основе развивать в себе способности наблюдать, замечать, анализировать и предвидеть явления и события в природе.

Своеобразным ответом на это пожелание академика может служить сообщение газеты от 3 апреля 1933 года, в котором рассказывается об успешно проведенном среди молодежи города практикуме по определению руд и минералов по их цвету, блеску, твердости, весу и магнитности. Парни и девушки показали хорошие навыки работы с лупой и компасом.

Тепло и сердечно относился А.Е. Ферсман к подрастающему поколению кировчан. (Рис. 3) На пионерских сборах ребята рассказывали академику о своих успехах в школе, в спорте и на занятиях в кружках Дома художественного воспитания детей, а ученый, в свою очередь, рассказывал им о том, какие удивительные открытия уже сделаны учеными, и как много еще нерешенных проблем в науке, на производстве, которые ждут пытливых и образованных молодых исследователей. □□□

Александр Евгеньевич так горячо и страстно любил Хибины, что желал познакомиться с ними как можно больше ученых. Так, 4 декабря 1931 года по его инициативе в Хибиногорске проводилась большая научная конференция представителей треста и научно-

исследовательских институтов страны по вопросу комплексной переработки полезных ископаемых. В сентябре 1934 года он пригласил на экскурсию в Хибины участников юбилейного менделеевского съезда химиков, проходившего в Ленинграде. 16 сентября в Хибиногорск прибыли делегаты этого съезда в количестве 20 человек. Среди прибывших были почетный академик, заслуженный деятель науки Каблуков И.А., академик Вернадский В.И., профессор Зайде С.А. и другие. (рис. 4)

Сотрудничество городской газеты с академиком А.Е. Ферсманом является очень важной страницей в истории не только газеты, но и всего нашего города и края. В публикациях академика содержится огромный материал по истории становления апатитовой промышленности, истории геологического изучения Кольского полуострова. А значит, газета сохранила для нас сведения о многих важных делах и событиях из героического времени освоения природных богатств Севера.

Сегодня в разговоре об Александре Евгеньевиче Ферсмане как о популяризаторе знаний о полезных ископаемых Кольского полуострова мы обратились к публикациям газеты «Хибиногорский/Кировский рабочий» за 1931-1940, 1977 гг.

Но в государственном казённом учреждении «Государственный архив Мурманской области в городе Кировске» в архивном фонде производственного объединения «Апатит» за 1929-1993 гг. отложилась не только непосредственно история возникновения, становления и развития хибинского гиганта



Рис. 3.



Рис. 4.

горнодобывающей промышленности и его обогатительных подразделений, но и первые страницы геологоразведочных и исследовательских работ как в Хибинах, так и в Монче-Тундре, и Ловозерских тундрах.

Теперь, когда с подавляющего большинства архивных документов снят гриф секретности, эти документы стали еще ближе и доступнее всем, кто захочет узнать и изучить историю нашей страны.

Распорядительные документы вышестоящих организаций и руководящих органов предприятия, планы, отчеты, сметы и штатные расписания, и еще много-много официальных документов помогут проследить каждый этап большого пути, каждый поворот истории. Кроме управленческой документации в фонде имеется целый ряд других не менее интересных и информативных документов. Это протоколы совещания начальников исследовательских партий, работавших летом 1931 г. в Хибинах, под председательством академика А.Е. Ферсмана на Горной станции «Тьетта»; заседания оргбюро по созыву геологоразведочной конференции по Кольскому полуострову в г. Мурманске от 02.11.1932; конференции представителей треста

и научно-исследовательских институтов страны по вопросу комплексной переработки полезных ископаемых от 04.12.1931 и др.

Может вызвать интерес у пользователей архивной информации, к примеру, сводный план работ отрядов Кольской экспедиции (на средства гостреста «Апатит») на летний период 1931 г. с указанием тем работ и их значения для народного хозяйства, задания отрядам с указанием района и сроков полевых и камеральных работ, а также сроков представления отчетов, составитель – ученый секретарь Кольской базы Академии наук А. Оранжиреева. Или: Сведения о работах Кольской комплексной экспедиции Академии Наук СССР в 1931 г., руководитель – О.А. Воробьева, название отряда – Волчье-тундровский геолого-поисковый отряд.

21–25 ноября 1932 г. в Мурманске, а затем 27 ноября в Хибиногорске прошла Первая Заполярная геологоразведочная конференция с участием ведущих специалистов и практиков геологоразведочного дела. В докладах участников шла речь о результатах проделанной работы по выявлению минерально-сырьевых богатств Кольского полуострова. Конференция

подтвердила, что успешные геологоразведочные работы, проведенные в 1929-1932 гг., позволили выдвинуть Кольский полуостров на уровень минерально-сырьевого района всесоюзного масштаба. В своих выступлениях они не только осветили состояние научного и промышленного освоения этих недр, но и наметили перспективы дальнейшего расширения сырьевой базы и рационального использования минеральных ресурсов.

Есть в фонде и примеры переписки деловой, но содержащей также информацию и личного характера, по которой пытливый читатель может составить представление о жизни людей и страны в тот период.

Интересным может показаться рапорт инженера Ф.П. Харченко начальнику конторы Новпромапатит от 22 апреля 1934 года о том, что житель поселка Хибины, лопарь Архипов Архип Миронович, который на протяжении семи лет был проводником у геолога Рамзая во время его посещений Кольского полуострова для проведения поисковых работ, знает месторождение сульфидов на острове Высоком. Архипов А.М. рассказал геологам, как в 1892 г. Рамзай посетил этот остров, обследовал его и сказал, что там есть медная руда. Детальное рассмотрение скал моренной породы позволило геологу сделать заключение, что «ни одного оруднения, заслуживающего хотя бы какого-нибудь внимания, на острове не встречено».

С каждым годом к архивным документам ГОУ ГАМО в г. Кировске обращается всё больше пользователей: ученые и специалисты различных областей знания, краеведы-

исследователи, студенты и школьники и т.д. Написано и опубликовано в средствах массовой информации уже немало работ с использованием архивных документов. Много имен, человеческих судеб, маленьких и больших событий в городе и стране были исследованы и изучены благодаря пытливому интересу и энтузиазму этих людей. Но еще очень много фактов, информации и непрочитанных страниц ждут своего часа и своего читателя.

Мы приглашаем всех пользователей архивной информации, желающих познакомиться с работой нашего архива, посетить наш официальный сайт по адресу: archive-kirovsk.ru. Здесь вы можете узнать, как создавался наш архив и чем он живет сегодня, ознакомиться с перечнем хранящихся в архиве документов, а также узнать об услугах, оказываемых сотрудниками нашего учреждения. На сайте вы найдете информацию о нашей сегодняшней деятельности и о планах на будущее, сможете задать вопросы, а мы постараемся оперативно и достоверно ответить на них.

A.E. Fersman, an outstanding scientist, one of the discoverers of the Apatite Deposit in the Khibiny, founded the Kola base of the USSR Academy of Sciences. He loved and often visited the city Hibinogorsk-Kirovsk. He told much about the importance and value of minerals of Kola Peninsula and presented scientific knowledge of the Khibiny massif Geology in the newspaper "Hibinsky vestnic" "Kirovsky vestnic".

КАТАЛОГИЗАЦИЯ — ТРЕБОВАНИЕ ВРЕМЕНИ (НА ПРИМЕРЕ КАРАИМСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ БАХЧИСАРАЙСКОГО ИСТОРИКО-КУЛЬТУРНОГО ЗАПОВЕДНИКА)

Полканова А. Ю., Алпашкина О. Н.

КРУ «Бахчисарайский историко-культурный заповедник»,

Одним из главных направлений деятельности любого музея является каталогизация. Составление перечня предметов в соответствии с определенной системой — сложная научная, организационная, издательская работа, ведущая к популяризации музея и его коллекции. Кроме введения в научный оборот сведений о предметах, зачастую постоянно находящихся в фондохранилище или редко экспонирующихся, каталоги способствуют лучшему обеспечению сохранности памятников. На современном этапе большим подспорьем в научно-исследовательской работе служат электронные каталоги и базы данных.

К выводу о необходимости описания и систематизации музейных собраний и выставок пришли еще в конце XIX в. Так, «Опись художественных произведений городской галереи Павла и Сергея Третьяковых», подготовленная основателем галереи, увидела свет в 1893 г. [14].

В ведущих музеях мира работают специальные отделы по научной каталогизации коллекций: в Третьяковской галерее, Государственном Русском музее и др. В некоторых, как, например, в Рыбинском музее-заповеднике задачи каталогизации решает отдел хранения (фондов) [15].

Такая работа была начата и в Бахчисарайском заповеднике — в 1992 г. был выпущен каталог акварелей бахчисарайского художника В. К. Яновского [12], а в 2005 г. — каталог выставки «Древние сокровища юго-западного Крыма» [13]. С 2007 г. отделом фондов проводится подготовительная работа, которая в дальнейшем значительно ускорит процесс каталогизации музейного собрания, а именно: фотофиксация и систематизация предметов (тематические и предметные картотеки), создание электронной поисковой системы и пр.

Одной из перспективных направлений каталогизации в музеях — составление полного перечня утраченных ценностей в результате бурных событий XX века. Например, сотрудниками Воронежского художественного музея был составлен «Каталог утраченных коллекций художественных произведений» [18], благодаря чему они выражают надежду, что

«некоторые предметы могут быть обнаружены в других музейных собраниях». Именно для этого был создан «Сводный каталог утраченных ценностей Российской Федерации» [20].

Относительно небольшое число предметов крымских караимов (караев) и их разрозненность сформулировала необходимость создания каталогизации культурного достояния народа, в том числе и утерянного. Так, были созданы каталоги в Польше и Литве [24, 25], а первым можно считать список предметов этнографической экспозиции — караимской комнаты Р. Исакович (Одесса, 1895) [19]. В перечне было 42 экспоната (предметы одежды — 16, банные принадлежности — 9, люлька, ковры, одеяла, подушки и пр.), некоторым из них на тот момент было свыше 100 лет. Вызывает сожаление скудость описания и отсутствие иллюстративного материала.

Из-за отсутствия каталогов мало сведений о предметах национальной библиотеки-музея «Карай Битиклиги» (располагалась по ул. Нижней, 13 в Евпатории), созданной в 1916 г. при Караимском Духовном правлении под руководством гахана² С. Шапшала.

Не сохранилось документов о караимских вещах в Центральном музее Тавриды, хотя нам известно из рассказов очевидцев (Полканов Ю. А., Рамм Н. С.), что они там были. На данный момент выявлены в ЦМТ несколько нашивок на чичит³, бохча, молитвенный шарф газзана.

Ныне на территории бывшего СССР в местах компактного проживания караев известны коллекции предметов их быта, культуры, истории и религии в Евпатории, Симферополе, Бахчисарае, Феодосии, Одессе, Галиче, Вильнюсе, Тракае, С.-Петербурге.

В Бахчисарайском заповеднике (далее — БИКЗ) авторами при создании каталога были поставлены задачи помочь музейному работнику в создании выставок и исследователю в работе над крымскокараимской тематикой; дать возможность представителям этого народа ознакомиться со своим культурным наследием; содействовать сохранению музейного собрания

² Светский и религиозный глава караимов

³ Шарф для молитвы, еще название — арба кенафот

БІКЗ і популяризувати культурне достояння країни.

Общие сведения караимском наследии в БІКЗ. Некоторое представление о том, что почти полностью утрачено можно получить по фотографиям, из воспоминаний людей, старых описаний. В Бахчисарайский музей частично, или полностью поступило имущество Бахчисарайской кенаса (храма), Соборной кенаса и Дома для паломников Кале (Чуфут-Кале), частных коллекций караимов Бахчисарая, Центрального музея Тавриды. П. Чепурина указывала, что ткани из евпаторийской кенаса передали в музей Евпатории и Бахчисарая [23, С. 103].

Имущество дома для приёма гостей, часть которого было передано в БІКЗ [10, С. 29]: портреты российских императоров, изящные столики, столы, стулья, ковёр, посуда и прочее убранство большого зала. Кроме зала, в доме были оборудованы столовая, буфет, турецкая комната («в азиатском вкусе» [22, С. 28]), веранда и пр. [5, Л. 63]. В фондах заповедника сейчас числятся столик [Приложение 3], люстра и обеденный стол «из имущества бывшего дворца в Чуфут-Кале». Точных данных их поступления нет.

Имущество Соборной кенаса Кале [3, С. 46; 11, С. 126; 16, С. 84; 22, С. 12–15; 21; КП 5076; фотографии из личных архивов Дубинского М. Я. и Полканова Ю. А.]: страусовые яйца (2 или 3)⁴ на шнурах, 3 стола с покрывалами (нижними и верхними), алтарь с 3-мя фиалами (навершиями), алтарные занавеси (минимум – 4), витрина для серебряного кубка, амвон, люстры хрустальные (не менее 2-х), бронзовые и медные свечные люстры (не менее 6-ти), медные подсвечники [Приложение 1] на 1 свечу (не менее 4-х), скамьи с покрывалами, ковры и книги. В Бахчисарайском храме находились: алтарь с занавесями, ковры (не менее 8-ми), 3 стола с покрывалами (не менее 6-ти), амвон, хрустальные большие свечные люстры (не менее 4-х), бра свечные (не менее 6-ти), лампы (не менее 10-ти), скамьи, кресла, подсвечники на 1 свечу, свиток Тора, книги. Кроме того, в кенаса обычно находилась и другая утварь – подносы, чайные ложки, металлические (чаще серебряные) рюмочки или чашечки, нож, одежда священника, документация. Кроме непосредственно

расположенных в помещениях для молитвы вещей, в здании хранились занавеси, покрывала и пр. «запасные» вещи. Из убранства кенаса сохранилось около 30 предметов.

Судя по фотонегативам [КП 4291, 4292, 4293, 4294, 4295, НВ 11505, 11506], сейчас отсутствуют находившиеся в музее в 1930-е годы: 3 женских курточки, колыбель, 3 ковра, пепельница деревянная, поднос большой, миска металлическая, деревянный диван, не менее 3-х пристенных подушки, не менее 2-х покрывал на подушку, лоскутная бохча, деревянная пепельница, чичит (шарф) с 2-мя нашивками и 4-мя кисточками; 2 нашивки с 4-мя кисточками; 2 верхних покрывала аналая, 3 сумочки для книг, подсвечники. Сохранился кисет, возвращенный в 2009 году из Австрии.

Большинство вещей долгое время не были поставлены на учёт ни в основной, ни в научно-вспомогательный фонды. Например, использовались в служебных помещениях БІКЗ ковры из кенаса и металлические люстры. В КП и другой документации БІКЗ даты поступления (в основном 1975 г. и позднее) не совпадают с фактическим поступлением [8, С. 223]; акты и другая документация приёма-передачи в большинстве случаев отсутствуют. В объяснении пишут: «из довоенных поступлений».

Некоторые вещи со временем получали другую атрибутику. Например, алтарная занавесь КП 63 / Т59, числилась в современных документах как намазлык.

Во время Великой Отечественной войны ряд предметов был расхищен. Например: алтарная занавесь шёлковая малинового цвета, вышитая серебром «маклама», узоры – вазы с цветами (КП 2625) [17, С. 9], чичит с кистями [НВ 11398, Л. 70].

В декабре 2009 г. после активной деятельности сотрудников БІКЗ и Государственной службы контроля за перемещением культурных ценностей через государственную границу Украины, по инициативе Австрии в заповедник было возвращено 68 экспонатов. Среди возвращённых вещей оказалось несколько культовых предметов крымских караимов (нашивки на чичиты [Приложение 2], покрывало на аналой, сумочка для молитвенника) [1].

Подробностей поступления караимских книг в БІКЗ и их описаний до сих пор не обнаружено. «А ведь речь идет о книгах значительной ценности» [2, С. 46]. В. Лебедев считал, что в Бахчисарайский музей попала библиотека Фирковича [6, Л. 5].

⁴ Возможно, одно из них находится в Литовском национальном музее. В каталоге коллекции Серайи Шапшала указано ритуальное страусовое яйцо из кенаса Крыма в оплётке из узких полосок кожи с большой кожаной бахромой на одном конце [25, С. 55].

Одним из самых интересных могло бы быть Пятикнижие на древнебиблейском и караимском языках (числится под № КП 4979), написанное в Кырк Йере, которое находилось в БИКЗ как минимум до 1996 г., а в настоящее время отсутствующее. Книга написана Симхой из рода Узунов в 1799 г., о чем гласила надпись на первой странице: «Писал я, ничтожный Симха, сын мудрого и почтенного Моисея, да будет мир над ним, в 5559 г...». Автор инвентарной карточки к книге (Б. Кокенай?) указал, что написана она на «разговорном караимском языке, идентичном языку половцев 11 – 12 в.» и, что «эти переводы были канонизированы в раннее время и дошли до нашего времени»⁵. Книга имела приписки на полях. В художественном плане отличалась прекрасным кожаным переплётом с медными заклёпками и тиснением.

По старым книгам поступлений можно предположить, что было две меджума (рукописный сборник фольклора), сейчас в фондах лишь одна [Приложение 4].

По нашим данным, книги в музей попали из собраний кенаса Бахчисарая и Кале, Е. Майтопа, Ш. Лаврецкого, Оксюзов. Дата поступления книг в фонды чаще всего позже фактической, документ отсутствует. Способы поступлений: из научно-вспомогательного фонда, из архива, из библиотеки, найдено при сверке. Однако, при рассмотрении старых инвентарных и книги поступления, а также книг, сохранившихся до сего дня в библиотеке БИКЗ выяснилось, что они из спецфонда. Назначение спецфонда не известно. Многочисленные номера на книгах не соответствуют номерам старых книг поступления. На «Сборнике старинных грамот и узаконений...» дарственная надпись: «Многоуважаемому Исмаилу Гаспринскому на память. СПбург. 31 августа 1890 г.». Вторая книга имеет тиснение: «Экземпляръ Ильи Яковлевича Эмына». На «Очерке возникновения караимизма», вероятнее всего рукой автора к фамилии «Леви» дописано «-Бабович». Видимо, это часть книг из личных библиотек И. Гаспринского, Т. Леви-Бабовича, И. Эмина. Печатных изданий было гораздо больше, чем сейчас. Дальнейшая судьба многих из них неизвестна. На сохранившихся в библиотеке книгах стоит 1961 год и цена.

Часть караимской книжной коллекции Бахчисарайского музея была передана

Публичной библиотеке им. Салтыкова-Щедрина в июне 1976 г. (около 90 рукописных и печатных изданий XVI — н. XX в., издания Венеции, Вильно, Евпатории, Кырк Йера, Лондона, Вены) [17, С. 15 – 22]. В. Лебедев писал, что «Забрал почти все (32 посылки общим весом около трехсот кило!). Пачку «Авне Зиккарон» я видел, но там экземпляры дефектные... Пусть Кочетов с Чорефом⁶ пришлют... Все равно им предстоит отправить несколько коранов... Все самое ценное я забрал! А с другой стороны, это Бахчисарайское собрание поступает к нам далеко не в полном составе. За 50 лет после того, как его просмотрел академик Крачковский... это собрание сильно поредело» [6, Л. 30]. В дальнейшем оно поредело и в библиотеке Петербурга.

По Указателю [2], рукописи из Бахчисарайского музея попали в Рукописный отдел Российской национальной библиотеки (РО РНБ, Ф.1195), а печатные издания в Отдел литератур стран Азии и Африки (ОЛСАА). В РО РНБ, по сведениям Лебедева В. и Васильевой О. (1983 г.) [2, С. 62] поступило из БИКЗ 8 рукописей на караимском и 3 на др. еврейском (т. е. 11 ед. хр.). Затем О. Васильева снижает число рукописей до 9 (соответственно 7 на караимском и 2 на др. еврейском) (1993 г.). После изучения фонда БИКЗ в РО РНБ (2007 г.) Н. Абдульваап пишет опять о 11 ед. хр. [2, С. 66], но в указателе числится лишь 10, из которых 6 оказываются старопечатными молитвенниками (1528 г.) (№№ по указателю 121-126). Четыре оставшихся: № 116 – Библия на караимском языке (153 с.); № 117 – Сборная рукопись на древнееврейском языке (не позднее 1846 г., 47 с.); № 118 – Стихотворение о празднике кушей (М. Фирковича, II половина XIX в., 2 л.); № 119 – Молитва на караимском языке (нач. XX в., 1 л.). Т. о. с 1983 г. к 2007 г. из 8 рукописей на караимском языке остались числиться лишь 3, да и объёмом в один-два листа.

Судя по указателю, всего недостаёт сведений, как минимум, о 55 печатных и рукописных книгах. Если учесть, что перевозил собрание печально известный фактом кражи рукописей В. В. Лебедев [9; 4, С. 104], то стоит задуматься о судьбе книг крымских караимов, особенно в части рукописных.

А. Герцен и Ю. Могаричев [7, С. 97] указывают, что «Свиток рукописной библии, точнее Торы (Пятикнижья), на хорошо выделанном пергаменте, в роскошном футляре

5

Данные по картотеке, инвентарным книгам и КП

6

Сотрудники БИКЗ

(ковчеге), отделанном бархатом и серебром, ныне хранится в фондах Бахчисарайского историко-архитектурного музея». В БИКЗ хранятся две Торы в футлярах. На одной из них (КП 10034/ К735) действительно имеются металлические украшения, серебряные ли они — в настоящее время не установлено (маловероятно), но роскошными их назвать никак нельзя. Второй свиток (КП 10030/ К731), обитый фиолетовым бархатом сверху и белым шелком внутри, имеет следы крепления металлического орнамента (возможно, серебряного). Но, к сожалению, только следы (гвоздики и потертость бархата).

Список отсутствующих вещей, ранее находившиеся в музее, выявленные по документам (акты, описи, инвентарные книги):

1. фотонегативы (типы караимок в национальных костюмах — 7 шт.; Чуфут-Кале для стереоскопа из коллекции Прик — 6 шт.; Чуфут-Кале, дореволюционный снимок — 9 шт.; Средние ворота — 1 шт.; кенаса Чуфут-Кале — 1 шт.) — 24 шт.;
2. покрывало на аналой из кенаса Кале — 1 шт.;
3. занавеси алтарные (из Бахчисарайской кенаса — не стояла на учете — 1 шт.; вывезли немцы, 1944 — 1 шт.; списаны — 2 шт.) — 4 шт.;
4. чичит — шарф для молитвы (вывезли немцы, 1944 — 1 шт.; неизвестно — 1 шт.) — 2 шт.;
5. занавесь из имущества бывшего дворца Кале (списана, 1975) — 1 шт.;
6. репродукция «Народы Крыма» — 1 шт.;
7. блюдо (передано в Киевский государственный исторический музей [Приложение 5]) — 1 шт.;
8. поднос — 1 шт.;
9. замок от Чуфут-Кале — 1 шт.;
10. макет Чуфут-Кале — 1 шт.;
11. Свитки Пятикнижия — 2 шт.;
12. книги (Библия на караимском языке, рукопись, подмена — 1 шт.; ТАНАХ на кар. яз., заменена — 1 шт.; Библия — 3 шт.; Сборник старинных грамот и узаконений Российской империи — 1 шт.; Книга. Исаак бен Соломон. Свет луны. 1842 (7) — 1 шт.; Пигит С. Ш. Игерет шидхе Шемуэль — 1 шт.; Казас И. Эмет Меэрец. 1908. Извлечения из сочинений Ф. Вигуру — 1 шт.; Учебник древнееврейского языка — 1 шт.; Леви Т. С. Очерк возникновения караимизма — 1 шт.; Чепурина⁷ П. Караимские брачные договоры «шетары» - 1 шт.; На память о

посещении и осмотре Ч-Кале — 1 шт.) — 12 шт.;

13. Журнал. Караимская жизнь (Кн 1. — 1 шт., Кн II. — 1 шт., Кн 3-4. — 1 шт., Кн 5-6. — 1 шт., Кн 7. — 3, Кн 1-11. — 1 шт., Кн 12. — 1 шт.) — 19 шт.

– Передано в Государственную публичную библиотеку им. Салтыкова-Щедрина, Ленинград по Приказу Министерства культуры УССР от 29.04.1976 г.⁸ 41 наименование книг — 112 шт.

ВСЕГО — 218 ед. хранения.

Выводы. В Бахчисарайском музее был собран большой материал по истории и культуре крымских караимов. Значительная часть этих музейных предметов и книг была утрачена и передана в другие музеи: по сохранившимся документам — 218 единиц хранения; с учётом фотографий и воспоминаний людей — еще не менее 60 единиц хранения. Исторические события в некоторых случаях, халатность, непрофессионализм и воровство в других привели к тому, что ныне материалов в фондах заповедника по крымским караимам крайне мало.

В этой связи не вызывает сомнения необходимость каталогизации коллекций БИКЗ, в частности, его караимского собрания. Каталогизированные предметы, даже будучи утерянными и похищенными, могут быть обнаружены и возвращены в музей; их описания, параметры и изображения будут сохранены в каталогах и использованы в научной и просветительской деятельности.

Развитие науки и техники на современном этапе значительно упрощает этот процесс, так как дает возможность создавать электронные картотеки и каталоги.

Список сокращений

БИКЗ — Бахчисарайский историко-культурный заповедник и его предшественники (Историко-археологический музей, дворец-музей и пр.).

ГААРК — Государственный архив АРК

КП — Книга поступлений

НВ — Книга учета научно-вспомогательного фонда

ОЛСАА — Отдел литератур стран Азии и Африки

РО РНБ — Рукописный отдел Российской национальной библиотеки

⁷ Вероятнее всего, Чепурина П. Я., Ельяшевич Б. С. Караимские брачные договоры «шетары»

⁸ Сохранено написание оригинала

1. Алпашкина О. Возвращение домой экспонатов. Трудная работа по возврату культурных ценностей в Бахчисарайский музей продолжается // Кырым. – 2010. – 13-январь. (№ 1): (Кырымкырайлар. – 2010. – № 1 (63). – С. 5).

2. Бахчисарайская книжная коллекция в Российской национальной библиотеке. Указатель рукописных и старопечатных книг, переданных в 1976 г. из Бахчисарайского историко-археологического музея в Государственную Публичную библиотеку им. М. Е. Салтыкова-Щедрина / Сост. Н. Р. Абдулваап. – Симферополь: Доля, 2007. – 160 с.

3. Бейм С. Память о Чуфут-Кале. – Одесса, 1862. – 82 с.

4. Будник Н.О. коллекциях рукописных материалов крымских караимов в Российской национальной библиотеке и Санкт-Петербургском филиале Института востоковедения Российской Академии наук. Перспективы исследования // Мова і культура. – К.: Видавничий Дім Дмитра Бураго, 2009. – Вип.11. – С. 102 – 108.

5. ГААРК, Симферополь, ф. 241, о.1, д.818, 300 л.

6. ГААРК, Симферополь, ф. Р 4967, д. 88, 107 л.

7. Герцен А., Могаричев Ю. Крепость драгоценностей. Кырк-Ор. Чуфут-Кале. – Симферополь: Таврия, 1993. – 128 с.

8. Единство душ. Елена Нагаевская и Александр Ромм / Сост. Соколова М. В. – Симферополь: Бизнес-Информ, 2008. – 368 с.

9. Казас М. М. Расхищение ценностей караимского народа // Караимские вести. – 1996. – № 23. – С. 1.

10. Караимская жизнь. – 1911. – Кн. 3 – 4.

11. Караимская жизнь. – 1911. – Кн. 5 – 6.

12. В. К. Яновский. – Симферополь, 1992. – 28 с.

13. Каталог выставки «Древние сокровища юго-западного Крыма». – Симферополь, 2005. – 28 с.

14. Отдел научной каталогизации и редакционной деятельности [электронный ресурс] / Режим доступа: http://www.tretyakovgallery.ru/ru/museum/divisions/academic_departments/communication/cataloguing/

15. Отдел хранения [электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.rybmuseum.ru/index.php/ru/about-museum/divisions/storage-department>

16. Полканов А. И. Крымские караимы (караи – коренной малочисленный тюркский народ Крыма). – Париж, 1995. – 245 с.

17. Питання повернення втрачених культурних цінностей пам'яток кримськотатарської історії та культури. Додатковий матеріал науково-практичної конференції. – Симферополь-Бахчисарай, 2005. – 22 с.

18. Пшеницына Е. Т. 10. Воронежский областной художественный музей им. И.Н. Крамского (утрачено предметов – 1449) [электронный ресурс] / Режим доступа: http://lostart.ru/ru/svodnyj_katalog/knigi/tom10/

19. С. И. Описание выставки крымского горного клуба // Записки Крымского горного клуба. – 1895. –

№№ 7-8. – С. 29 – 34.

20. Сводный каталог утраченных ценностей Российской Федерации [электронный ресурс] / Режим доступа: http://lostart.ru/ru/svodnyj_katalog/knigi/

21. Сигнал. – Париж. – 1942 – февраль.

22. Фиркович М. Я. Старинный караимский городок Калэ называемый ныне «Чуфут-Калэ». – Вильна, 1907. – 48 с.

23. Czepurina P. “Tatarskaja wysziwka”, 1935 // Mysl karaimska. – 1936. – S. 103 – 108.

24. Karaimowie na Litwie. Historia i kultura. – 2007/2008. – 42 s.

25. Seraya Szapszal's karaim collection. – Vilnius, 2004. – 167 s.

Фондово-научная документация БИКЗ

26. Акты приёма – передачи (1949 – 2009 гг.).

27. Инвентарные книги фондов БИКЗ.

28. Книги поступлений

29. НВ 10227. Опись инвентарная экспонатов, находящихся в отделе культа при бывшей Ханской мечети.

30. НВ 10258. Л.З. Отчет о деятельности музея с 1.10.1927 по 1.10.1928.

31. НВ 11266. Инвентарная книга Бахчисарайский дворец-музей II-я [№ 638 – 1384]. 1945.

32. НВ 11267. Фототека. Кн. I. испорчено [1945?].

33. НВ 11268. Инвентарная книга Бахчисарайский дворец-музей I-я [№ 1 – 637, 1945].

34. НВ 10305. Инвентарная книга ч. 1. [библиотечного фонда, 1930 гг.].

35. НВ 10306. Инвентарная книга. Ч. 2 с № 1226. [нач. 1930 гг.].

36. НВ 10307. Инвентарная книга [библиотечный фонд, №1 – 2599, 1930 гг.].

37. НВ 10318. Книга инвентарная по учёту фотоснимков, начата с № 1 21. январь.1928 по № 2027 [закончена в 1933].

38. НВ 10319. Инвентарная книга (1925) [№ 1250 – 2364, 1930 гг., архив У. Боданинского].

39. НВ 10320. (1925) [№ 1 – 1249, 1930 гг., архив У. Боданинского].

40. НВ 10321. Инвентарная книга (1925). [№ 1 – 1040, 1930 гг., архив У. Боданинского]

41. НВ 10322. Инвентарная книга литературы особого спецфонда при дворце-музее г. Бахчисарая Крымской области № 1. 1948.

42. НВ 11336. Книга инвентарная [с 665 по 1378, закончена в 1968 г.].

43. НВ 11337. Книга инвентарная [с 1 по 664, закончена до 1968 г.].

44. НВ 11338. Книга инвентарная [с 1379 по 2344, закончена в 1968 г.].

45. НВ 11339. Инвентарная книга. Бахчисарайский дворец-музей. III-я с № 1385 по № 1740. 1945.

46. НВ 11340. Книга учёта фондов археологического материала [начата в 1945].

47. НВ 11341. Инвентарная книга основных

До 130-річчя з дня народження академіка Олександра Євгеновича Ферсмана

фондов музею пещерних городів. Бахчисарай.

48. НВ 11342. Інвентарна книга МПГ [начата в 1948].

49. НВ 11343. Фототека. Кн. II.

50. НВ 11347. Інвентарна книга
Государственного Бахчисарайского Дворца музея.
Часть 1-я (№ 1 – 1225) (1945?).

51. НВ 11348. Інвентарна книга [№ 2345 – 3406, 10.1956 – 16.05.1976].

52. НВ 11352. Інвентарна книга фототеки
[археології, 27.02 – 23.06.1949, но занесені

експонати с 1912].

53. НВ 11398. Дела музея за 1945 – 1953 гг.

Cataloging – the demand of time (on the example of the Karaite collection of Bakhchisaray historical and cultural reserve.)

Annotation: the article presents material of history, religion, and culture of the Karaite in a fund collection of Bakhchisaray historical and cultural reserve. Special attention was paid to absent items: lost, withdrawn, stolen ones and so on.

Приложения.

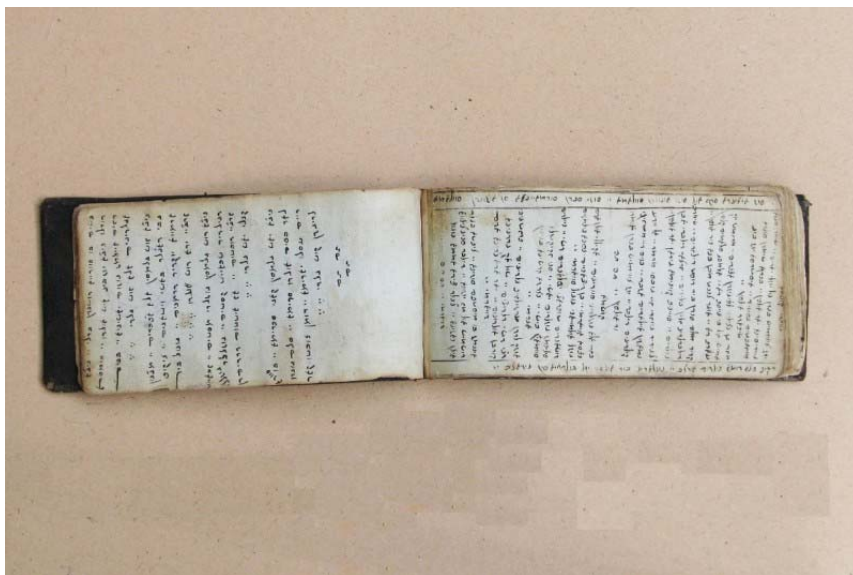


- Подсвечник из Соборной кенаса Кале. КП 3119. Фото Чемисовой Г. Г.

- Нашивки на чичит, сшитые между собой. КП 11110. Фото Чемисовой Г. Г.



Столик из дома для приема гостей Чуфут-Кале. КП 669. Фото Федорюк Ю. Я.



- Меджума. КП 4958. Фото Чемисова Г. Г.



- Блюдо. Передано из БИКЗ в 1955 г. Национальный музей истории Украины. Фото Каштанова В. В.

ФЕРСМАН – РИСИ ОСОБИСТОСТІ

Прокопець В.В.

Ферсман – вчений-організатор

У першій половині XX століття в геологічній науці сяяли імена багатьох талановитих вчених, але епітету “корифей” із кола геологів, на думку автора, заслуговує в першу чергу Олександр Євгенійович Ферсман. Насамперед, він був видатним вченим: разом зі своїм вчителем Володимиром Івановичем Вернадським заклав основи “науки XX століття” – геохімії. Ферсмана відмічали не тільки величезний талант дослідника, ентузіаста, але й колосальну працьовитість: він опублікував більше 1500 друкованих робіт. Вчений зізнався, що у нього іноді рука втомлювалась писати, але голова ніколи не втомлювалась думати.

О.Є. Ферсман був видатним організатором геологічної науки, створювачем і керівником багатьох наукових установ: віце-президентом та членом Президії Академії наук колишнього Союзу, директором Геохімічного та Радієвого інститутів, Мінералогічного музею, головою Уральського філіалу Академії наук і т.д. [1]. Місяці та роки його життя проходили в напруженій науковій роботі, в засіданнях, кипучій діяльності організатора.

У ці ж роки видавалися багаточисельні книги і статті Ферсмана, в їх числі – знаменита монографія “Пегматити” та чотири томи “Геохімії” – першої фундаментальної викладки всіх розділів цієї науки.

Але Олександр Євгенійович був не тільки вченим-теоретиком. Він сам збирав наукову інформацію, оцінював і аналізував факти. Звідси його любов до експедиційних робіт, природи, вивчення мінералів у шахтах, на рудниках, на відслоненнях. Його багаточисельні експедиції в тундру, на Кольський півострів, гори та пустелі Середньої Азії, лісові масиви Уралу, тайгу та степи Забайкалля дали дуже багато науці. Пристрасний мандрівник-натураліст, Ферсман вніс вклад не тільки в мінералогію та геохімію, але і в інші науки про Землю, наприклад, в географію (він був першим ректором єдиного в Союзі учбового Географічного інституту).

Неможливо обійти стороною той факт, що О.Є.Ферсман був видатним практиком, організатором народного господарства в області мінеральної сировини. Саме експедиція Ферсмана за Полярним колом відкрила крупний сировинний вузол на Кольському півострові в Хібінах. Вченому-організатору випало щастя побачити матеріальне втілення своїх планів –

брати участь у створенні апатитових та інших рудників Хібін, будівництві нового міста Кіровська і Кольського філіалу академії наук.

На протилежному кінці Союзу – в центрі пустелі Каракуми – експедиція О.Є. Ферсмана відкрила крупне родовище сірки, на базі якого було створено промисловий центр Туркменії – Сірковий завод.

Які ж риси особистості дозволили Олександрові Євгенійовичу реалізувати вищесказане?



Хібіни. Полярно-альпійський ботсад. У цій будівлі О.Є. Ферсман працював в 30-х роках 20 ст.

Ферсман очима сучасників

Всі його сучасники відмічали, що Ферсман був цільною натурою, і чимало рис його характеру визначались однією головною, що володіла ним – пристрастю до науки. Ферсман працював швидко та легко, без напруги, руки ледве встигали за думкою, а стенографістки не могли встигнути за його мовою. Олександр Євгенійович, мабуть, і не знав, що таке “муки творчості”, він знав тільки “радість творчості”. Не володіючи міцним фізичним здоров’ям, Ферсман виділявся могутньою нервовою системою, що дозволяла протягом багатьох років працювати з великою напругою. Це був “сподвижник науки”, людина, що безмежно віддана їй, але не похмурий фанатик-аскет, а ентузіаст, для якого присвятити себе науці було величезним щастям життя.

Розмовляючи про улюблену науку, Олександр Євгенійович нерідко так захоплювався, що забував про все на світі. Академік І.Г. Ейхвальд згадував: “Якось в Ленінграді Олександр Євгенійович повів мене в організований ним на той час Мінералогічний музей Академії Наук. Він попередив, що “здасть мене на руки старшому хранителю музею” і той мені все покаже та розповість. Але як тільки увійшли до

залу, що був заставлений дивовижної краси зразками мінералів – великими друзками гірського кришталю, сяючими глибами різнокольорового кварцу, гніздами аметисту, кристалами багатьох кольорових та коштовних мінералів, він так захопився, що забув свій намір доручити мене комусь і більше години провів зі мною, відкриваючи все нові та нові чудові творіння природи та малюючи дивовижну історію їх походження” [4].

Чи працював Ферсман в експедиціях, чи читав лекції, доповіді, писав книги, керував засіданнями – він все робив з великим захопленням. Олександр Євгенійович зізнався, що без захоплення роботою не може.

Завжди захоплений наукою, Ферсман часто забував про “дрібниці життя”, про “побут”. Він не приділяв великої уваги зовнішнім умовам, або у всякому разі, не бажав витрачати на них дорожочинний час і увагу. У цьому відношенні характерний запис О.С. Уклонського про дні першої світової війни: “Діло було в 1916 р. Голова нашої секції професор Я.В. Самойлов розмовляє з Олександром Євгенійовичем Ферсманом, що приїхав з Петрограду. Перший одягнений з голочки, урочистий і важний, другий одягнений недбало та дуже веселий”.

Невибагливість Ферсмана, його зневага до побутових незручностей, вміння миритися з любими умовами та при цьому продуктивно працювати були вражаючі. С.І. Вольфович згадує про те, як Ферсман на початку 20^х років приїжджаючи з Петрограду у відрядження до Москви, зупинявся в лабораторії Московського університету та ночував там... на лабораторному столі, поклавши під голову купу журналів та вкривався пальто. Тут таки, в лабораторії, вчений варив собі каву, вечорами читав і писав, мабуть, відчуваючи себе затишніше та вільніше, ніж в готелі. За словами інженера-будівельника О.К. Гельмана, “якщо в наметі, куди Ферсман приходив ночувати, не виявлялось подушки, він підкладав під голову руку і зразу ж безтурботно засинав”.

Олександр Євгенійович не намагався обростати різними речами і легко з ними розлучався. “Відчуття власності” майже не володіло ним. Достатньо пригадати, що свою перше велику колекцію мінералів Ферсман подарував університету ім. Шанявського, а свою наукову бібліотеку (більше 10 тис. томів) передає в дар Хібінській гірській станції.

Якщо Ферсман бачив, що яка-небудь важлива справа затримується через відсутність засобів, то нерідко віддавав свої збереження. В 20^х роках, згадує О.В. Шубніков: “я був зайнятий

організацією лабораторії при Мінералогічному музеї, мене цікавив п’єзокварц. Для виготовлення пластинок з кварцу потрібен був токарний станок. Здобути його нормальним шляхом, через відділ постачання не було можливим. Знаходжу на барахолці старий станок, що коштував чотириста карбованців – у музею грошей нема, у мене – теж. Йду до Олександра Євгенійовича – він негайно дістає з гаманця потрібну суму”.

За словами гірського інженера С.Р.Іванівського, О.С.Ферсман нерідко витрачав власні кошти на організацію невеликих, але термінових експедицій, і не раз ним особисто оплачувались відрядження співробітників.

Варто відмітити і ще про одну рису характеру Олександра Євгенійовича – його “наукову терпимість”. Добре розуміючи природу наукової творчості, він ніколи не давив авторитетом, враховував думки інших, навіть, якщо вони суперечили його поглядам. Але Ферсман не був “академіком-добряком”, що благодушно поглядав з вершини академічного олімпу на киплячі в його підніжжі наукові пристрасті. В важливих питаннях він завжди стояв на принципових позиціях і сміливо боровся за свої ідеї; про це свідчить його боротьба за “апатитову проблему”, за створення Уральського філіалу Академії наук, за хімізацію Середньої Азії та багато іншого.

Усі, хто зустрічався з Ферсманом, неодмінно відмічали його простоту та демократичність. Е.М. Бонштедт-Куплетська пише, що Олександр Євгенійович “не міг жити без спілкування з людьми, піти або поїхати куди-небудь один, завжди брав кого-небудь із собою, завжди був оточений людьми, які тяглись до нього на “вогник”. За висловами хіміка В.С. Бикової, це була людина, “що приносила радість”. Ось як описує Бикова приїзд Ферсмана в Хібіни: “Ми – аналітики гірської станції – любили приїзди Олександра Євгенійовича, чекали його з хвилюванням і радістю. Бувало, не встигає роздягнутися, вже чуємо: “А ну, тітка, розповідай, як справи (“тітками” він жартома називав нас, молодих співробітниць станції – в ту пору нам не було й тридцяти). Снідати та обідати не почне, поки всі до єдиного лаборанти не з’являться за загальним столом, замітить, хто не веселий, знав усі наші характери, наші сімейні справи” [4].

Ферсман дуже цінував у людях почуття “любові до каменю”. Його постійно тягло до “гірників”, старателів та інших “людей каменю”. Він добре знав багатьох з них, по-своєму товаришував з ними та присвятив їм сторінки у

“Спогадах про камінь” та інших книгах. Цікаве оповідання одного гірника про приїзд О.Є. Ферсмана в уральське село Колташі на “кам’яний ярмарок”.



“А Ферсман пішов до мужиків. Він сів поряд з ними на галявині та став слухати їх розповіді про золоті жили, самоцвіти, кому “фортнуло”, а кому не “поталанило”. Після того, як вдосталь наговорилися, пригостили дорогого гостя, люди почали показувати свої камені. І яких тільки мінералів йому не принесли: аметисти, рубіни, гірський кришталі, хризоліти. Гірщики дивились на них, судили-рядили, оцінювали. Основний “вирок” робив Ферсман, як неперевершений знавець мінералів. Він приїхав закупити камені для Академії наук, не скупився і не знецінював товар, як робили приватні купці. Гірщики без страху показували йому свої багатства – Ферсман кожному самоцвіту дав справжню ціну” [4].

У Ферсмана тісно переплітались вчений і художник. Олександр Євгенович дивовижно тонко любив і відчував природу. Він милувався суровою природою Кольської півночі, яскравими барвами півдня, далеким Забайкаллям. І.Д. Старинкевич-Бернман згадує, як в Хібінах “у вечори та ночі північного сяйва Олександр Євгенович завжди кликав нас на дах нашого

дому або на вулицю милуватися надзвичайними світловими ефектами”. Чимало сторінок книг Ферсмана “Мандри за каменем”, “Спогади про камінь”, “Квіти мінералів” та ін. присвячено другорядному описанню краси природи.

Наука поглинала майже весь час Олександра Євгеновича. Але він не був односторонньою людиною, що замикається у вузьке коло професійних інтересів, його цікавили й інші сторони життя. Ферсман знав і любив мистецтво, а в молодості навіть думав присвятити йому своє життя. Він любив реалістичний живопис І. Айвазовського, І. Шишкіна. Олександр Євгенович і сам трохи малював, переважно карикатури. Цю якість він, мабуть, унаслідував від матері-художниці.

Ферсмана захоплювали твори Лермонтова, Гоголя, Мопассана. Йому дуже подобались описання природи у Тургенєва та Горького. Олександр Євгенович нерідко цитував гумористичні та ліричні вірші О.Толстого і навіть згадував їх у своїх працях, наприклад, в “Спогадах про камінь” при описуванні малюнка орської яшми: “То якісь таємничі крила невідомих птахів, знятих із казкових картин Врубеля, то ті м’які переливи, про які так добре писав О.Толстой: “рассказ убедительно лживо развивал невозможную повесть, и змеиною цвета отливы соблазняли и мучили совесть”. Ферсман був просто зачарований творчістю поета-вченого П.Л.Драверта (1879-1945), геолога та мінералога, засланою царським урядом до Сибіру. Вірші Драверта про вирощування кристалів, про непрохідні хащі якутської тайги, про безмежні казахські степи, про дивовижну привабливість похідного життя подобались Олександрові Євгеновичу і він часто їх декламував своїм чудовим, “срібним” голосом.

Окремо хочеться сказати про відношення Ферсмана до молоді. Його сучасники згадували, що Олександр Євгенович вважав своїм обов’язком підтримувати буквально кожного молодого новачка в мінералогії. З однією із його вихованок, що стала згодом видним вченим-геологом Середньої Азії автору довелося зустрітись під час навчання в стінах геологічного факультету Таджикиського Державного університету. Курс мінералогії нам викладала академік АН Таджикистану Сараджон Михайлівна Юсупова. Вона розповіла, що в 1934 р., закінчуючи хімічний факультет Московського університету, вибрала темою дипломної роботи мінералогію глин одного з родовищ півдня Ферганської западини. Але глина в ті роки не “користувалася авторитетом” в мінералогічних кругах (не золото і не

самоцвіти!) і С.М. Юсупова засумнівалась у вірності вибору об'єкта дипломної роботи. Лист від О.Є. Ферсмана розсіяв усі сумніви. «Глинами потрібно займатись, – писав він, – неправильно, що на глини дивляться як на малокорисні копалини...»

В 1935 р. молодий спеціаліст знову приїздить до Москви для вступу в аспірантуру Ломоносовського інституту Академії наук. Скоро почалися екзамени кандидатського мінімуму. Голова екзаменаційної комісії – Олександр Євгенійович Ферсман. «Мене запросили в кабінет, – згадувала С.М. Юсупова. – Комісія запропонувала три питання – за мої відповіді поставили «відмінно». Помітивши, що я зникла, Ферсман, як завжди, підтримав мене: «Це нічого, дуже важливо, щоб ти добре навчалась і систематично збирала нові й нові факти».

В 1939 р. С.М. Юсупова успішно захистила кандидатську дисертацію. Одним з її опонентів був Ферсман. Після захисту він сказав їй: «Тепер тільки починається твоя творча робота. Будуть великі труднощі, але ти зумій їх перебороти. Це участь усіх починаючих вчених. Перемагають найсильніші».

Замість закінчення

Підбираючи матеріал для статті, наштовхнувся на невеличку книжку «Назване іменем геолога» [3]; в ній наведено більше 400 прізвищ вчених-геологів та розвідників надр Росії і колишнього Союзу, увічнених в назвах географічних, геологічних та інших об'єктів. Ім'я академіка О.Є. Ферсмана займає достойне місце. Нагадаю:

- Іменем вченого названі: вулиця в Москві, площа та вулиця в м. Апатити (Мурманська обл., Росія), гора на п-ві Таймир (Росія), пік в одному з отрогів хр. Петра I (Паміро-Алтай), мис на о-ві Парамушир (Курильські о-ви), льодовик на хр. Кокшаалтау (Тянь-Шань), острів на Землі Франца-Йосипа (Росія), село Ферсманове (АР Крим);

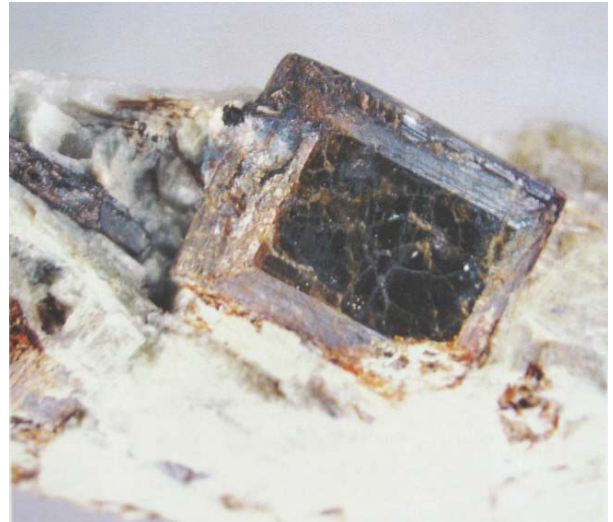
- На честь академіка названі 2 мінерали:

14.ферсманіт – силікат Na, Ca, Ti і Nb (відкритий в 1929 р. А.Н. Лабунцовим у лужних породах Хібін);

15.ферсман – оксид Ti, Nb, Ca та рідкоземельних елементів (відкритий в 1946 р. Е.М. Бронштейн-Куклетською та Т.А. Буровою);

- Ім'я О.Є. Ферсмана присвоєно Мінералогічному музею АН СРСР (м. Москва);

- Відзначаючи визначні заслуги О.Є. Ферсмана в розвитку геохімії та петрографії, Президія АН СРСР в 1945 р. заснував премію його імені (вручається 1 раз на три роки).



Кристал ферсманіту, відкритий в Хібінах в 1929 р.

- Александр Евгеньевич Ферсман. Жизнь и деятельность. – М.: Наука. 1965. – 478 с.

- Баландин Р.К. Поэт камня / Р.К. Баландин. – М.: Знание, 1982. – 192 с.

- Громов Л.В., Данильянц С.А. Названное именем геолога / Л.В. Громов, С.А. Данильянц. – М.: Недра, 1982.

- Перельман А.И. Александр Евгеньевич Ферсман / А.И. Перельман. – М.: Наука. 1968. – 296 с.

In the article O.Fersman is characterized as an outstanding theoretician-scientist and organizer of science, at the same time, the multiformity of his talent, his perfect knowledge of paragons of culture and art is outlined. Special mention is made of his care of young scientists, his utmost support of their creative research in geological science.

**ПРОГРАММА ДЛЯ ХРАНЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ НА
ПРИМЕРЕ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ САЙТА СЕВАСТОПОЛЬСКОГО
МУЗЕЯ КАМНЯ: <http://www.sevstone.ru/>.**

Руденко И. Е.

Человек приходит в музей и окунается в неведомый мир, его окружают уникальные и невероятно красивые предметы. Музей – это сказка, которая присутствует в нашей жизни, и о которой мы, к сожалению, нечасто вспоминаем. Вот и музейное дело для простого человека окутано флером таинственности и какого-то колдовства. Непонятно, как музейные работники ориентируются в огромном количестве экспонатов, знают все о каждом, ведут научную деятельность, что-то классифицируют, делают открытия, а главное – сохраняют все эти богатства для нас и наших детей. Если вспомнить о хранящихся веками исписанных каллиграфическим почерком толстых тетрадях с каталогами коллекций, об этикетках, заполненных рукой великих людей, то придет и чувство благодарности к простым музейным работникам, которые в течение столетий сохраняли эти реликвии.

Вопрос о способе инвентаризации коллекций встает и перед простыми коллекционерами. Не стоит относиться свысока к частным коллекционерам: кто не знает, что большинство мировых собраний начиналось со скромных частных собраний.

В наш прагматичный век, как это ни печально, ушли в прошлое аккуратные тетрадки и от руки написанные этикетки. Что-то мы, несомненно, утратили. Ушел аромат того времени вместе с чернильницами, гусиными перьями и пресс-папье. Но коллекции остались, и осталась проблема их хранения и систематизации. Сейчас эти проблемы решаются уже при помощи современных компьютерных программ и интернета.

Вот и передо мной встала эта проблема. Программы для хранения баз данных, которые можно найти в интернете, меня не устроили. Постепенно были сформулированы пожелания к будущей программе.

1. Каждый образец должен иметь инвентарный номер, фотографии, подробное описание

2. Образцы должны быть представлены в базе данных на основе современной классификации минералов.

3. Должна быть возможность просмотра и поиска по трем параметрам: месту отбора,

наименованию минерала и экспозиции (т.е. месту, где он физически находится)

4. Порядок представления образцов в группе должен легко меняться

Т.к. заказывать такую программу – довольно затратное дело: надо было обращаться к специалистам, то хотелось предусмотреть все возможности на будущее. Возникла еще одна идея: а почему бы не объединить в одной программе две задачи – хранение коллекции и создание сайта. К тому времени уже было принято решение о создании Севастопольского музея камня. Сайт многократно увеличивает интерес к коллекции. Коллекция начинает жить новой жизнью, каждый день с ней знакомятся люди, которые, возможно, и не побывают никогда в Севастополе. Люди пишут, кто-то исправляет ошибки, кто-то добавляет информацию по привязкам и описаниям, а многие просто пишут о своих впечатлениях. У сайта есть еще одно существенное преимущество. Каждый день вся информация сохраняется на удаленном сервере. Это исключает потерю информации даже в том случае, если у администратора выйдет из строя все оборудование. Отпадает необходимость делать копии на съемные носители и вообще волноваться по этому поводу – все, что есть на сайте, надежно защищено.

Многие музеи имеют свои сайты, но лишь немногие из этих сайтов устраивали меня с точки зрения информативности. Я сразу решила, что на сайте должна быть представлена вся коллекция, и представлена в том виде, в котором ее можно будет увидеть в витринах музея.

Разработкой сайта занималась севастопольская веб-студия "Инфоарт". (<http://www.infoart.net.ua>), а конкретно молодой и талантливый программист Олег Тишков. Сайт написан на языке PHP 5.2, данные хранятся в базе данных MySQL 5. Интерфейс сверстан с использованием HTML, CSS и JQuery. Сайт работает на системе управления сайтом iCMS, разработанной этой студией. Хостинг осуществляется на сервере Apache 2.2.16 на базе Linux (Debian)

Представляю на Ваш суд результат нашего совместного с Олегом труда. Не все мы предусмотрели. Кое-что можно было бы сделать удобней для пользователя. Только в процессе

работы с программой понимаешь все нюансы, а некоторые моменты уже не исправить. Для тех, кто только начинает этот путь, посоветую как можно тщательней продумать техническое задание на начальном этапе. Компьютерная программа – это инструмент для работы. Очень трудно описывать возможности инструмента людям, которые не имеют возможности взять его в руки и поработать. Понимаю, что несколько минут работы с программой сказали бы о ней гораздо больше, чем любая, самая подробная статья, и все же попытаюсь описать некоторые возможности этого инструмента.

Программа состоит из двух взаимосвязанных частей:

- административной панели: части, доступной только администратору (хозяину коллекции) и предназначенной для хранения коллекции;

- сайта, который может посетить любой пользователь интернета (пользователь). <http://www.sevstone.ru/index/>

Начну с административной панели. Открыв программу, администратор попадает в гиперактивный список классов минералов, сформированный в соответствии с современной

классификацией. Войдя в элемент списка, например, «Сульфиды», попадаем на страничку с названиями и фотографиями всех сульфидов, которые есть в коллекции. Каждая такая страничка имеет автоматический счетчик, и администратор всегда знает сколько, скажем, сульфидов есть в коллекции (рис.1).

При этом образцы, которые не представлены на полках музея, а находятся в запасниках, выделены для удобства контрастным цветом. Каждый элемент-образец на этой странице гиперактивен и имеет свою страничку, структура которой для всех образцов одинакова. Она состоит из табличной части, этикетки, краткого и полного описаний (Рис.2).

Причем, этикетка – это та информация, которая не будет отражена на сайте, но важна для администратора: здесь можно, среди прочего, отмечать когда и у кого был приобретен данный образец, а также его цену. При необходимости этикетку можно распечатать. Приведу пример этикетки для палеонтологического образца (Рис.3):

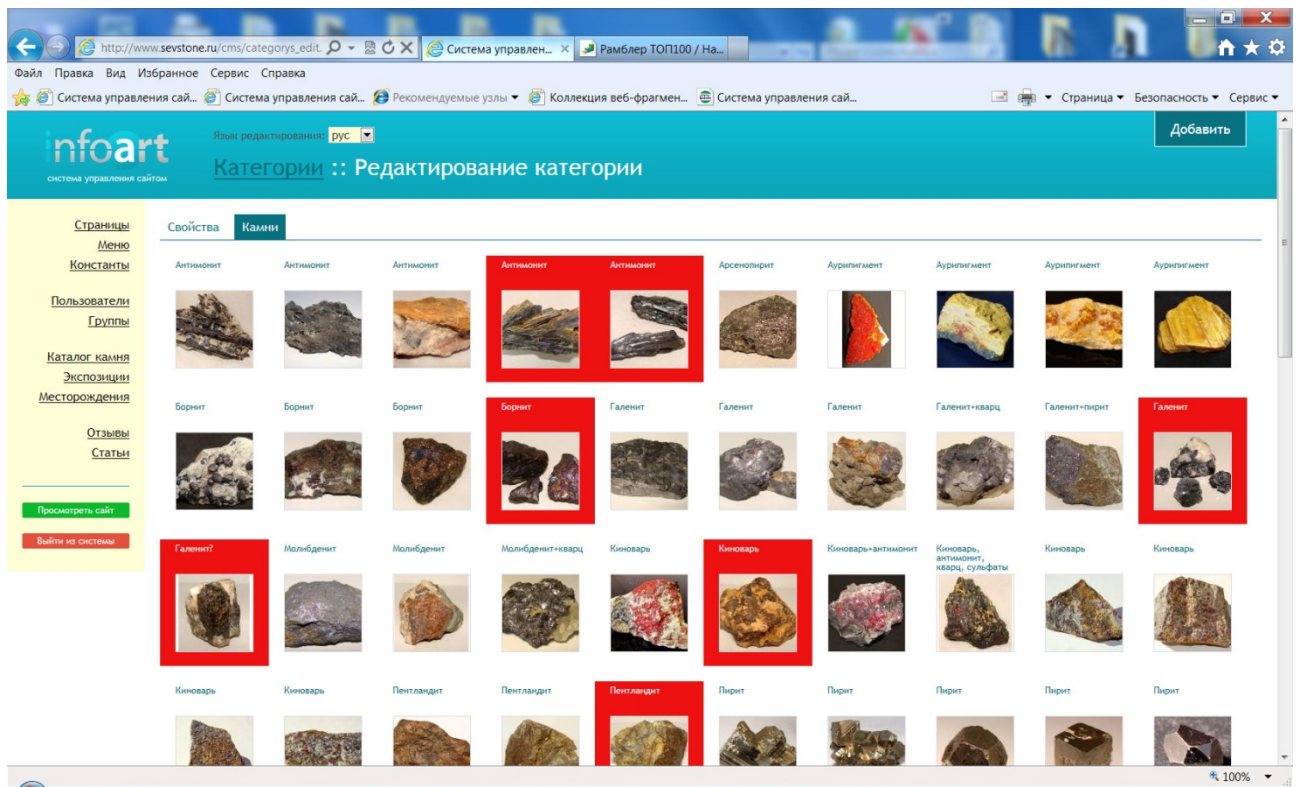


Рис.1. Фрагмент страницы в административной панели с минералами класса «Сульфиды»

система управління сайтом

Сульфиды и их аналоги (Sulfides) :: Редак-е камня

Страницы

Меню

Константы

Пользователи

Группы

Каталог камня

Экспозиции

Месторождения

Отзывы

Статьи

Присоединить сайт

Выбор на системы

Название: Антимонит

Название латинцей: Sbnbite

Размер: 18x7x6

Формула: Sb2S3

Геологический возраст:

Месторождения: Киргизия, Кадамжай ☒

Экспозиция: - Систематическая коллекция минералов ☒

Категория: - Сульфиды и их аналоги (Sulfides) ☒

Отображать на сайте: Да ☒

Скрытое описание (этикетка):

Имя. номер: Sb/1

Минерал: Антимонит

Хим. формула: Sb2S3

Размер, см: 18x7x6

Место находки: Киргизия (К), Баткенская обл., Алайский хр., Ферганская долина, ~ 30 км южнее г. Фергана, м-ние (Sb-Hg) Кадамжай

Сборы:

Описание образца: сросток удлинопризматических кристаллов стально-темно-серого цвета в ассоциации с пластинчатыми кристаллами желтоватого барита

Материал: фото

Краткое описание:

Имя. Номер: Sb/1

Полное описание:

Киргизия (К), Баткенская обл., Алайский хр., Ферганская долина, ~ 30 км южнее г. Фергана, м-ние (Sb-Hg) Кадамжай - сросток удлинопризматических кристаллов стально-темно-серого цвета в ассоциации с пластинчатыми кристаллами желтоватого барита и флюорита

Фотографии камня

Основная фотография

Дополнительные фотографии

Рис.2. Фрагмент странички для отдельного образца в административной панели.

Краткое и полное описания отражены на сайте. У каждого образца может быть неограниченное количество фотографий, нужно лишь из них выбрать основную.

Простым нажатием мыши можно перемещать образцы друг относительно друга, менять их признаки в табличной части, тогда образец легко перемещается в другую категорию или экспозицию (никто не застрахован от ошибок). Имея такую программу, легко пополнять коллекцию. Новые образцы просто добавляют на нужную страницу. Также легко можно удалить образец, например, в связи с обменом.

При добавлении новых образцов постепенно пополняются справочники «Минералы», «Места отбора» и «Экспозиции». Каждый из элементов этих справочников также имеет свою страничку. Например, о месторождении можно написать текст любой длины, дать фото и т.д.

С такой базой данных легко работать. Каждый образец находится на страничке того класса минералов, к которой он принадлежит. Даже если это малахитовый слон, то искать его следует среди карбонатов, хотя в табличной части его описания ему и присвоена экспозиция «Изделия из камня».

| |
|--|
| Инв. номер: пал12/2 |
| Название: колониальный коралл <i>Actinastraea colliculosa</i> (Trautschold), 1886 (Actinastraeidae, Scleractinia, Hexacoralla, Anthozoa, Coelenterata) |
| Геологический возраст: Валанжин – нижний готерив |
| Размер, см: 11,5x7,2x5,2 |
| Место находки: АР Крым, Симферополь (к югу), окрест. с. Петропавловка, Петропавловский щебеночный карьер, северная часть, верхний уступ, валунно-галечные конгломераты валанжина-ниж. готерива |
| Дата и автор сбора: 22.07.2012, А. Тищенко. |
| Описание образца: |
| Место хранения: «Палеонтологическая коллекция» |
| Диагностика: |
| Значение образца: |
| Дополнительная информация: |

Рис.3. Пример этикетки.

Перейду теперь к описанию сайта с точки зрения его посетителя. На главной странице сайта есть его разделы. На двух – «Коллекция» и «Статьи» - остановлюсь подробнее. Наиболее информативен раздел «Коллекция», в котором представлены все те образцы, которым присвоен признак «Отображать на сайте». Например, появился более достойный образец, и тот, который раньше был гордостью музея, теперь одним движением мышки, а именно выбором положения «Нет» в признаке «Отображать на сайте» попадает в запасники, сохраняя при этом все свои атрибуты.

Объясню необходимость двух независимых полей «Полное описание» и «Краткое описание» в административной панели. Краткое описание будет видно посетителю сайта вместе с небольшим фото образца, когда он будет пролистывать коллекцию музея. В этом поле я решила указывать лишь инвентарный номер и еще одну очень важную информацию. В последнее время, когда многие уже знают о подготовке к открытию музея, я стала получать образцы в подарок. Это очень трогательные и всегда неожиданные моменты. Бывает так, что получаешь подарок от совершенно незнакомого человека, который через интернет узнал о наших планах. Кто-нибудь слышал о том, что нумизматы или собиратели антиквариата делали друг другу подарки? Мне кажется, что эта прекрасная традиция зародилась очень давно, и живет лишь среди собирателей камня. Считаю необходимым для каждого образца, который был подарен, указывать дарителя. Это надо для продолжения традиции, а в дальнейшем эти данные много расскажут о том, как складывалась коллекция.

Если какой-то образец из списка заинтересовал посетителя, он заходит на




страничку этого образца, где может ознакомиться с полным описанием: более точной привязкой, описанием морфологических признаков, формы кристаллов и др. (Рис.4).

Возможность сортировки коллекции по трем независимым параметрам удобна для посетителя сайта. Например, ему интересно есть ли в музее крымские образцы, и конкретно из Трудолубовского карьера. Нужно лишь в окошке «Месторождения» выбрать Трудолубовский карьер, и на экране появится перечень всех образцов музея из этого месторождения. Таким же образом можно рассматривать и любую витрину музея. Но большинству, как мне кажется, будет удобно знакомиться с коллекцией в соответствии с минералогической классификацией. На сайте предусмотрена возможность поиска также и просто по слову или части слова.

Еще один важный раздел сайта – «Статьи». В этом разделе я описываю все события, важные для музея: наши поездки за камнем, выставки минералов, пополнения коллекции. В статье «Стройка века» описывается ход строительства здания, в одном из помещений которого расположится будущий музей. В конце каждой статьи предусмотрена возможность оставить свои комментарии, прислать фотографии. Обратная связь возможна и в разделе сайта «Отзывы». У администратора есть возможность редактировать отклики, например, исправлять орфографию.

Наша с Олегом работа не была бы столь эффективна без разносторонней помощи и поддержки кандидата геолого-минералогических наук Александра Тищенко. Не жалея своего времени, он консультировал нас по любым вопросам, помогал в вопросах определения минералов, коллекционирования и музейного

Антимонит

| | |
|--------------|---|
| Название | АНТИМОНИТ Stibnite |
| Хим. формула | Sb ₂ S ₃ |
| Размер (см) | 18x7x6 |
| Место отбора | Киргизия, Кадамжай |
| Экспозиция | Систематическая коллекция минералов |
| Описание | Инв. №:суд1/1 |

Киргизия (Ю), Баткенская обл., Алайский хр., Ферганская долина, ~ 30 км южнее г. Фергана, м-ние (Sb-Hg) Кадамжай - сросток длиннопризматических кристаллов сталью-темно-серого цвета в ассоциации с пластинчатыми кристаллами желтоватого барита и флюорита

Рис.4. Пример описания образца на сайте.

Найденных ресурсов: 13

Общие данные

Статистика

Кратко | Подробно

Индекс популярности ?

Ищите в сети с Яндекс.Браузером! Поиск по интернету из адресной строки! Нужные сайты всегда под рукой.

Яндекс Директ

| | | |
|-----|---|----------|
| 1. | Государственный геологический музей РАН им. Вернадского — RSS канал музея | 42 609 ↓ |
| | Новостные ленты 1 | |
| 2. | Fersman Mineralogical Museum | 40 117 ↑ |
| 3. | Онлайн-музей Киевского метрополитена | 30 779 ↑ |
| 4. | Ботанический сад Тверского государственного университета | 29 742 ↑ |
| 5. | Национальный авиационный музей | 28 368 ↓ |
| 6. | Сайт севастопольского музея камня | 27 783 ↓ |
| 7. | Музей природы — Музей природы: история и современность | 27 401 ↓ |
| | Новостные ленты 1 | |
| 8. | Рязанский музей Дальней авиации | 25 919 ↓ |
| 9. | "Авто-СССР" Музей автомобильной техники | 18 277 ↑ |
| 10. | Музей истории и развития Донецкой железной дороги | 17 602 ↓ |
| 11. | Таганрогский Авиамузей | 14 138 ↓ |

Рис.5. Фрагмент страницы поисковой системы «Рамблер» с перечнем сайтов по индексу посещаемости.

дела. Александр любезно согласился и в дальнейшем сотрудничать с музеем. Сейчас на сайте появился новый раздел «Географо-минералогический словарь Крыма». Материал этого раздела – результат его многолетних полевых работ. Здесь будет также представлена информация, накопленная за столетия исследования Крыма, изученная и систематизированная Александром. Осознавая

новизну и бесспорную научную ценность этого материала, нам остается лишь поблагодарить автора от имени всех пользователей интернета за возможность изучать и пользоваться этой информацией.

Музей пока существует лишь виртуально. Я сомневалась: стоит ли представлять сайт до открытия музея. Но сейчас я уверена, что все сделано верно. Во-первых, отработка всех

нюансов и ошибок возможна лишь при длительном пользовании. Во-вторых, сайт начал жить своей жизнью, за 2 месяца его посетили более 20000 человек, он очень быстро получил довольно высокий рейтинг в индексе популярности поисковой системы «Рамблер». Значит, то, что мы делаем – нужно людям. И в этом главный итог нашего труда (Рис.5).

Кантор Б. З. Коллекционирование минералов. Москва, «Недра», 1991

Киевленко Е. Я., Чупров В.И., Драмшева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. Москва, «Недра», 1987

Миловский А.В., Кононов О.В. Минералогия. Издательство Московского университета, 1982

Mineral collections of Russia. Mineralogical almanac Volume2/2000. Moscow, Vneshtorgizdat Publishing. 2000

Summary. In this article the author formulates main problems confronting a collector in process of description and systematization of the mineral collection. The website of the «Sevastopol stone Museum» demonstrates an example of creating a unique program, in which two tasks are incorporated : professional management of the mineral collection and efficient website administration. Various advantages of the program alongside with it's practical operation and vast possibilities of performance on network are presented.

АКАДЕМИК А.Е. ФЕРСМАН В ГОДЫ ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

Ставицкий А.

Музея истории грязелечения г. Саки

Неразрывно с сакским регионом связано имя академика А. Ферсмана (1883-1945) – выдающегося геохимика, географа и минералога. Нам особенно интересны его исследования на Сакском соленом озере в составе экспедиций профессора П. Кашинского и профессора А. Дзенс-Литовского. Но сегодня, когда мы отмечаем очередную годовщину Великой Победы, необходимо вспомнить о большом вкладе Александра Евгеньевича в борьбу с врагом. Интересные подробности этого периода в жизни А. Ферсмана содержатся в книгах Р. Баландина «Поэт камня» и В. Ены «Открыватели земли крымской» хранящихся в фондах Сакского музея истории грязелечения.

Начало Великой Отечественной войны застало А. Ферсмана в Хибинах в Заполярье. Налет фашистских самолетов, взрывы бомб, обстрел мирных жителей потрясли Ферсмана. Обострилась его болезнь, но работал он много. Его не беспокоила опасность бомбежек: возмущала чудовищность преступления фашистов, развязавших разрушительную войну.

В Москве он сразу же включился в напряженную работу, мобилизуя свои знания и свой опыт на нужды обороны. Казалось бы, много ли пользы для фронта от представителя очень мирной профессии – геолога (геохимика, минералога)? Вот как отвечал на этот вопрос Ферсман, выступая 12 октября 1941 года в Москве на антифашистском митинге ученых:

«Больше металла, угля, нефти, солей – такой лозунг тех тысяч геологических партий, которые в разных частях Союза разыскивают месторождения алюминия и хрома, никеля и кобальта, новые источники корунда и серы, колчеданов и солей.

Творческие порывы геологов и географов, минералогов и геохимиков уже готовят ту лавину, под которой найдет свою смерть озверелый фашизм».

Помимо освоения стратегического сырья, требовалось хорошо знать минеральные ресурсы гитлеровского рейха и его союзников. Ферсман с позиций геохимии анализировал современную войну, связанную с использованием огромных масс железа, алюминия, цветных металлов и нефти. Исход

войны в немалой степени зависел от того, кому из противников удастся полней мобилизовать свои минеральные ресурсы.

Была еще одна важная задача для военных геологов: обеспечить действующую армию строительными материалами, подземной питьевой водой, маскировочными средствами; помогать дешифровать аэрофотоснимки, учитывать физико-геологические явления, особенности местности и т.д.

В своей работе «Война и стратегическое сырье» академик А. Ферсман обращался к геологам: «В решающей схватке подымите самые недра против врага! Пусть горы металла, цемента, взрывчатых веществ вырастут в тот девятый вал, мощной силой которого будет повержена фашистская лавина».

На оккупированной территории оказались крупные месторождения угля, нефти, железа, марганца и др. Из Сак фашисты так же вывезли большое количество соли и лечебной грязи.

Центром оборонной и горнодобывающей промышленности стал Урал. Здесь Ферсман работал непрерывно, совершая облеты обширных районов основных центров добычи и обработки минерального сырья.

Ферсману пришлось дважды вылетать из Свердловска (куда эвакуировали Институт геологических наук, директором которого он был) на западный фронт для оказания геологической помощи действующей армии.

В своей брошюре «Геология и война» (1943) Ферсман излагает основы «военной геохимии», показывает значение минеральных ресурсов для победы над врагом. Он подчеркивает общую слабость врага, «коварного, технически сильного, изучившего очень многое, но не постигшего ни нашей природы, ни нашей истории...». Как актуальны эти слова Александра Евгеньевича в наши дни, когда так осмелел неофашизм! «Истощение материальных ресурсов Германии ведет к истощению нервов и воли, к моральному разложению противника – отмечает Ферсман – Разложение растет, и чем более будет развиваться борьба на этом фронте, тем напряженней будет состояние голодного и усталого германского тыла...».

В сентябре 1942 года Ферсман пишет Вернадскому: «Работаю усиленно по

стратегическому сырью и по восьми оборонным комиссиям. Работы масса...»

Весной 1944 г. А.Ферсман, радуясь освобождению Крыма от фашистских оккупантов и стремясь помочь быстрейшему восстановлению его хозяйства, разрушенного войной, опубликовал в журнале «Природа» статью об ископаемых богатствах Крыма. Она подытоживала накопившиеся к тому времени сведения о минеральных ресурсах полуострова. В этой работе А.Ферсман отмечает, что на Крымском полуострове имеется 47 химических элементов таблицы Менделеева (в более поздней своей работе «Геохимический очерк Крыма», опубликованной в 1959 г., он насчитывает 54 элемента).

Учёный подразделяет их на 4 группы: элементы преобладающего значения, второстепенного геохимического значения, малого значения и элементы, требующие подтверждения. Здесь же он производит классификацию элементов «с чисто промышленной точки зрения», определяющей характер поисковых и разведочных работ.

Далее А. Ферсман характеризует полезные ископаемые Крыма, выделяя три важнейших группы: железные руды, разнообразные соли озёр, орнаментовочные и строительные материалы. Он классифицирует их по экономическому значению на ископаемые: 1) общемирового значения (железные руды, строительные материалы; соли магнезия, натрия, калия, кальция, хлора, брома и йода); 2) общего значения для юга государства (флюсовые известняки, ракушечники, глины зелёные и др.); 3) местного значения (уголь, нефть, асфальт и др.); 4) неизвестного значения (гелий, фосфориты и др.).

Учёный с гордостью пишет, что «в Крыму...открыто и изучено около 200 месторождений полезных ископаемых, начиная с самоцветов для украшений и кончая ценнейшими известняками для мраморов Московского метро и чистыми известняками для флюсов металлургических заводов».

А.Ферсман ставит задачу освоения и активной охраны уникальной крымской природы, в том числе минеральных её богатств.

В заключение статьи учёный уверенно писал: «И теперь, когда наш прекрасный Крым пережил тяжёлые годы нашествия варваров и оккупацию, он с его живительным солнцем и морем скоро сумеет залечить свои раны, и снова Крым превратится...в богатейший музей природы». (...)

«Много нового и интересного откроет Крым, когда исследования осветят всё ещё мало изученные его уголки».

На совещании химиков и минералогов осенью 1944 года Ферсман выступает с докладом «Научный отчет и задачи будущего». В нем он говорит о значении науки после окончательного разгрома германского фашизма:

«Залечивание ран страны и поднятие разрушенных и обедневших стран, - подчеркивал академик А. Ферсман, - возможно лишь путем широкой постановки научных исследований...

Тем грандиознее сейчас перед нами задачи науки: здесь должна быть смелость новых идей и новых начинаний, новых методов в изучении новых территорий для того, чтобы скорее создавать новые ценности в промышленности, технике и культуре.

Нет никакого сомнения, что после разорительной и длительной войны, после освобождения Европы от фашистского дурмана начнется эпоха творческого подъема научных сил, могучего роста производительности труда». Как тут не вспомнить, что в 1944 г. из эвакуации возвращается в Саки химзавод и возобновляет свою деятельность.

Весной 1945 года здоровье А. Ферсмана ухудшилось, он едет к морю. Продолжает работу над несколькими книгами: так много осталось незавершенного за годы войны.

В сочинском санатории Александр Евгеньевич и его жена Екатерина Матвеевна праздновали День Победы, день, который они приближали как могли.

ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ ГЕОЛОГІЧНОГО ТУРИЗМУ В УКРАЇНІ НА ПРИКЛАДІ КАРАДАГСЬКОГО ВУЛКАНІЧНОГО МАСИВУ

Філатова І. О., Целікова Д. В.

Актуальність статті обумовлена взаємопов'язаністю розвитку геологічного туризму в Україні зі створенням національних геологічних парків. Геологічний туризм на сучасному етапі набуває все більшого поширення і виступає як один з головних шляхів певної країни захисту своїх геологічних особливостей та природних ландшафтів і за допомогою якого формується усвідомлення громадськістю екологічної і культурної цінності унікальних геологічних структур. Його популяризації сприяє зростання ролі геопарків у світі, а також акцентування розвитку туризму локальних територій на геологічних структурах.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Наукових праць вітчизняних авторів, присвячених дослідженню проблеми розвитку геологічного туризму досить небагато, адже цей вид туризму порівняно недавно почав розвиватись. Наприклад, праці Манюка Володимира Васильовича. Наукові засади геологічного туризму розвиває Харківський національний університет. Для популяризації геопарків проводяться щорічні міжнародні конференції і симпозиуми, наприклад, 4 міжнародна конференція по розвитку геопарків, що відбулася в квітні 2010 року в Малайзії, 6-ий Міжнародний симпозиум по збереженню геологічної спадщини у травні 2010 року в Німеччині, конференція Всесвітньої спадщини та геотуризму від геологічного товариства Південної Африки, що відбулася в Преторії 2009 року і 8-ма міжнародна конференція по розвитку геопарків, що відбулася в Португалії 2009 року, перший Всесвітній конгрес геотуризму 2011 року проведений Міжнародною Асоціацією Геотуризму.

Метою статті є аналіз позитивного впливу геологічних парків на розвиток геологічного туризму, визначення цінності створення геологічного парку на території Карадагського вулканічного масиву як перспективи розвитку геологічного туризму в Україні.

Виклад основного матеріалу. Геологічний туризм стає новим глобальним явищем XXI століття. Вперше визначення геотуризму було зроблене у 1995 році Thomas Nose. Геологічний туризм є різновидом сталого туризму, основою якого є дослідження геологічних особливостей Землі, які сприяють культурному та

екологічному розумінню збереження різноманітності геологічних структур. Геологічний елемент геотуризму фокусується на вивченні геології, дослідженні ландшафтів, а також рельєфу, скельних відслонень, гірських порід, донних відкладів та ґрунтів і мінералів, таких процесів як вулканізм, ерозія та зледеніння. Туристичний елемент геологічного туризму включає туристичні подорожі, вивчення та оцінку геологічних структур[3]. Активному розвитку геологічного туризму сприяє створення і обладнання геологічних стежок, оглядових майданчиків, проведення геологічних екскурсій та реклама індивідуальних геологічних походів на спеціалізованих сайтах.

Геотуризм базується на п'яти ключових принципах [1]:

1. Геологічна основа Землі як основа розвитку геологічних явищ і процесів
2. Сталий розвиток геологічного туризму сприяє економічній життєздатності, суспільній міцності та розвитку геопарків.
3. Поширення інформації про геологічні об'єкти, а також накопичення досвіду геологічних подорожей
4. Значення геологічного туризму для місцевого населення. Геологічний туризм накопичує локальні доходи для захисту геологічної різноманітності у взаємозв'язку з соціальним та культурним розвитком.
5. Накопичення туристсько- геологічного досвіду

Основними цілями сталого розвитку геотуризму виступають:

- Розуміння значного внеску геотуризму у розвиток навколишнього середовища, місцевих громад та економіки
- Забезпечення стабільності і пропорційності розвитку геологічного туризму
- Поліпшення якості життя місцевого населення
- Забезпечення високого рівня знань геологічних особливостей території та рівня проведення геологічних екскурсій
- Підтримка значення геологічного різноманіття на певній території

Основними тенденціями розвитку геологічного туризму виступають його значний потенціал, розвиток нових партнерських

відносин, накопичення знань про геологічні об'єкти та інтенсивний розвиток ініціативи створення геологічних парків ЮНЕСКО. Основним прикладом розвитку геологічного туризму є яскраве висвітлення різноманітними засобами інформації створення геологічних парків, а також проголошення нових геологічних пам'яток. У 1997 р. на міжнародному геологічному конгресі в м. Пекіні була запропонована нова форма охорони геологічного середовища шляхом створення геологічних парків — територій, на яких сконцентровані унікальні і рідкісні геологічні об'єкти, що відрізняються особливою ландшафтною естетичністю[7]. До таких об'єктів відносяться природні і штучно створені відслонення гірських порід, учбово-геологічні стежки, демонстраційні копальні і колекції мінералів, що зберігаються в геологічних музеях.

Геопарк — це спеціалізована просторово-територіальна зона із значним геологічним різноманіттям із власною структурою управління збереженням геологічної спадщини. Геопарк є територією національного значення, що містить певну кількість рідкісних об'єктів геологічної спадщини особливої важливості та естетичної привабливості. Важливе значення при створенні геопарків є зайнятість населення, створення економічних вигод та сталого розвитку туризму. У центрі уваги геопарків виступає геологічна спадщина та ландшафти території як частина комплексної захисної концепції, що передбачає вивчення і демонстрацію методів захисту природи та методів географічних наук. Популярність геопарків зростає із створенням на їх території музеїв, геологічних стежок, екскурсій, спеціалізованих карт геопарків та путівників.

До організацій, що проводять активну діяльність для функціонування геопарків належать[8]:

1. European Geopark Networks;
2. Global Network of National Geoparks (GGN);
3. Європейська Асоціація по збереженню геологічної спадщини ProGeo.

Відповідно до критеріїв віднесення природних територій до геологічних парків розроблених ЮНЕСКО геологічні парки повинні:

- представляти шедеври людської діяльності (унікальні вироблені родовища, закинуті гірські шахти), їх будівельну, архітектурну, технологічну та ландшафтну цілісність;
- відображати традиційні для тої чи іншої епохи результати надвикористання, геологічні

епохи в розвитку Землі, розвиток форм рельєфу і природних геологічних процесів;

- характеризувати важливі сучасні еколого-біологічні процеси, що відбуваються в надрах Землі та у навколишньому середовищі.

Не лише пам'ятники природи охороняються в різних державах, але і старовинні розробки, металургійні заводи. Наприклад, на південному заході Англії (Корнуолл і Девон) охороняється гірничорудний ландшафт, територія якого розглядається як історико-геологічний парк. У Європі геопарки — це успішні бізнес-проекти. Геопарки не розглядаються як території, призначені тільки для геологів. Ефективною маркетинговою формою став варіант, коли геопарки стали розглядати як “складову частину національного культурного і історичного надбання”. Численні позитивні публікації в пресі, видання друкарської продукції і відеофільмів, рекламні ролики на телебаченні і рекламні акції, вікторини, фестивалі — усе це сприяло популяризації геопарків та зростанню направлених до них потоків туристів.

У 2004 р. під егідою ЮНЕСКО була створена мережа геопарків. Метою якої стало об'єднання зусиль фахівців різних країн для збереження геологічної різноманітності планети. На третій Міжнародній конференції «Геопарк», яка проходила в 2008 р. в німецькому місті Оснабрюк було повідомлено, що на сьогодні створено 57 геопарків у 18-ти країнах світу, більшість з них зосереджена в Європі. Це є результатом успішного виконання програми «Європейські геопарки»[6]. Геологічні парки створені на значних площах Австрії, Великобританії, Греції, Ірландії, Іспанії, Італії, Німеччини, Норвегії, Португалії, Румунії, Франції, Хорватії, Чехії. Вони представляють велику цінність в науковому, ландшафтно-естетичному і учбово-виховному стосунках і відіграють важливу роль в економічному розвитку територій. В розвитку природничо-наукового(екологічного) туризму і освіти. До найбільш відомих геопарків світу належать: Скам'янілий Ліс на острові Лесбос в Греції, Еолійські острови і гірський масив Мадонни в Італії, гора Святого Георга в Швейцарії, регіон Вулканорейль в Німеччині, Aгаріпе Geopark у Бразилії, Гонконг Геопарк і Geopark Naturtejo, Португалія.

Унікальні потенційні можливості для створення геологічних парків має Україна, геологічна історія якої багата на геологічні події, а сучасне геологічне середовище відзначається значною різноманітністю. В Україні багато

геологічних оголень, які мальовничо вписуються в навколишні ландшафти. Вони складають виняткову наукову і ландшафтно естетичну цінність. Хороші потенційні можливості по створенню геологічних парків мають як гірські системи Криму і Карпат, так і рівнинні регіони, особливо у Волинській і Хмельницькій областях, Донецький і Овруцький краї, український кристалічний щит.

У зв'язку зі значною різноманітністю геологічного середовища України, відбір об'єктів для створення геологічного парку є непростим. Дещо спрощує це завдання картосхема "Геологічні ексклюзиви" в атласі "Геологія і корисні копалини України" (Київ, 2001), на якій представлені унікальні, такі, що не мають аналогів у світі геологічні об'єкти нашої країни - гірський масив Карадаг в Криму, який в юрському періоді був підводним вулканом; Подільські Товтри (Медобори) - залишки коралових рифів тортонського часу; Канівські дислокації на Черкащині; виходи гірських порід на поверхню українського кристалічного щита; базальтові стовпи в Рівненській області.

Усі ці геологічні ексклюзиви увійшли до списку наймальовничіших куточків природи, які були визначені в ході акції "Сім чудес природи України". Таким чином, об'єктивно підтверджена як наукова, так і ландшафтно-естетична цінність унікальних геологічних об'єктів України. На сьогодні усі вони мають природно-заповідний статус різних рангів - заповідників, національних природних парків, регіональних ландшафтних парків, заказників.

Гірський масив Карадаг є однією з найбільш цінних геологічних структур в Україні як давній згаслий вулкан. Різноманітні і незвичайні форми рельєфу вулканічного масиву виникли при вивітрюванні і руйнуванні тимчасовими водними потоками місцевості з дуже складною геологічною будовою. Похилий плоский континентальний схил, що направлений до моря, сильно розчленований і важкопрохідний, порізаний ущелинами і оперезаний похилими грядами лавових потоків, що витягнулись вздовж схилу. Кам'яні стіни — це дайки, застигли включення магми плитоподібної форми, що відпрепаровані від оточуючих менш стійких гірських порід. А кам'яний ліс із гігантських зубців, піків і кам'яних бастіонів утворився в потужних пластах вулканічних туфів, розчленованих вертикальними тріщинами.

Уже більше століття продовжується вивчення геології Карадагу. Значну увагу йому приділили такі вчені як К.І. Габлиць, Петер С. Паллас, геологи А.Є. Ферсман і А.П. Павлов. Вулканічна

природа масиву була встановлена А. А. Прозоровським в 1981 р., що вважає його залишком шаруватого вулкану. В 1987 році А.Є. Лагоріо вивчив вулканічні породи Карадагу під мікроскопом і навів хімічні аналізи. Перші дослідники звернули увагу на своєрідний рельєф місцевості — високу конічну Святу гору, що оперезана у вигляді напівкола більш низьким Береговим хребтом, який створив уявлення про вулканічний конус і стінки його кратера. «Я бачив скам'янілий вибух вулкана, що підняв до неба шари земної кори», - так писав про Карадагу Костянтин Паустовський. Це — величезний вулканічний масив, що народився під час горотворення в юрський період і вибухнув понад 200 млн. років тому. З того часу над його обробкою дружно «працюють» могутні сили вивітрювання [4].

Систематичне вивчення Карадагу почав А.Ф. Слудський в 20-ті роки ХХ ст. Він припустив, що складна вулканічна споруда складається з декількох центрів виверження. За палеонтологічними даними вулкан діяв в середньоярську епоху.

Академік Ф. Ю. Левінсон-Лессінг, який досліджував Карадаг з 1924 по 1929 рік, вважав, що вулканічні породи не строго одновікові, і розділив їх на дві серії. Більш давня серія складається зі змінених порід (в них багато таких новоутворених мінералів, як хлорит і альбіт). Друга серія, що виникла після деякого перериву, складається зі свіжих вилитих порід з прозорим польовим шпатом і збереженим вулканічним склом.

Д. В. Соколов у 30 - 40-ті роки встановив роль розломів у будові Карадага і його околиць. У наступні десятиліття Карадагом займалися М. В. Муратов, В. І. Лебединський і Л. П. Кириченко, А. І. Шалімов, Ю. М. Довгаль, І. В. Соловйов та ін.

Карадаг - відокремлений гірський масив між Отузською долиною і обширною Коктебельською улоговиною на березі Чорного моря. Основними його елементами є Береговий хребет, що простягнувся вздовж узбережжя, і куполоподібний масив Святої гори в глибині суші. Береговий хребет в напрямі із заходу на схід розділяється на Карагач, Хоба-Тепе, Магнітний хребет і Кок-Кая. Північно-західний схил Святої гори ускладнений вершиною Малий Карадаг.

Гірський масив Карадаг складається з вулканічних і осадових порід. Вулканічними породами складені Береговий хребет і Свята гора з Малим Карадагом. Осадкові породи займають пониження між ними (Туманова балка) і

складають кілька гостроверхих гребенів на захід від Карадага на схилі Отузської долини.

Вулканічні утворення Карадага дуже різноманітні. Перш за все виділяються шаруваті товщі і січні тіла. Шаруваті товщі складаються з багаторазово нашарованих потоків лав і пластів вулканічних туфів і, зважаючи на дану особливість, називаються стратифікованими. Січні тіла рвуть пластові товщі, тому за віком молодше них.

Різнманітні за зовнішнім виглядом і мінеральним складом вулканічні породи утворилися при застиганні лави. Вони перш за все розрізняються за вмістом кремнію, кількість якого виражається у формах кремнезему. Карадазькі лави іпохідні вулканічні породи сильно розрізняються за вмістом кремнезему. Каркасом Карадага служать три пластові вулканічні товщі загальною потужністю більше 1500 м. Перша складає нижню частину Берегового хребта. Вона складається з накладених один на одного потоків лав основного і середнього складу потужністю понад 600 м. Основу товщі приховано під водами Чорного моря. Вулканічних туфів дуже мало, а в ряді місць їх і зовсім немає. Отже, вулканічна діяльність протікала головним чином у вигляді виливів лав, а вибухова була випадковою.

Друга вулканічна товща різко відрізняється від першої переважанням вулканічних туфів над лавами і більш кислим складом вулканічних продуктів. Це досить потужна (до 240 м) товща грубоуламкових туфів характерного зеленувато-сірого кольору з декількома потоками лав середнього, середньоосновного і кислого складу. Вона складає верхню частину Берегового хребта і нижню частину гори Малий Карадаг.

Третю вулканічну товщу складають траси і ліпарити Святої гори. Траси - своєрідні дуже міцні уламкові безцементні гірські породи, що складаються із зварених уламків кислих вулканічних порід. З ними по розлому межує слабшарувата товща ліпаритів потужністю близько 300 м. Вона включає декілька потужних потоків кислої лави і великі вулканічні куполи.

Січні тіла, що рвуть вулканічні товщі, досить різноманітні. Це велике включення магми в жерлі вулкана Хоба-Тепе, численні дрібні тіла грушоподібної і столбовидної форми і дайки, що тяжіють до центральної частини Берегового хребта. Такі магматичні тіла, застигли в товщі вулканічних порід, називають субвулканічeskіми.

Карадаг складається з двох великих вулканічних будівель. Перша, товщею не менше 3 - 4 км, включає потоки лав і пласти туфів Берегового хребта. У ній особливе місце займає

приповерхнєве впровадження магми в південній частині Хоба-Тепе, що супроводжується рядом субвулканічних тіл. Друга вулканічна споруда складається з туфів Малиго Карадага, траси і ліпаритів Святої гори.

Згодом вулканічний масив Карадаг був перетворений тектонічними рухами. Слабопохилені пластові товщі були зім'яті в складки, розривами розбиті на блоки, а в ряді випадків і зрушені.

Вулканічні товщі Карадагу, грандіозно оголені в обривах і кручах Берегового хребта, дозволяють безпосередньо оглянути "анатомію" палеовулкана Хоба-Тепе. Якщо на діючих вулканах Камчатки, Курильських островів, Філіппін, Індонезії та інших країн світу можна досліджувати їх з поверхні, то на Карадазі можна буквально крок за кроком побачити глибинні частини, аж до основи вулкану.

У книзі «Розповіді про самоцвіті» А.Є. Ферсман згадує про відвідування Криму в 1915 р. Тоді на схилі Карадага тулилася маленька майстерня. Господар її займався обробкою прибережного каміння халцедону, агату і сердоліку. Вироби продавалися місцевим жителям і відпочиваючим або відправлялися столичним ювелірам. В кінці 1940 р. в Сімферополі було налагоджено виробництво ювелірних виробів з кримських самоцвітів. А.Є. Ферсман говорив: «Енергії місцевих любителів ми зобов'язані тим, що на Карадагу видобуто більше тонни сердоліків, халцедонів і агатів і близько півтонни яшм - зелених, рожевих, жовтих і червоних, найрізнманітніших відтінків і блиску»[9].

Відомий геолог академік А. П. Павлов у 1922 р. на Всеросійському науковому з'їзді в Москві порушив питання про створення національного парку на Карадазі. Але перші заходи з охорони Карадага були зроблені тільки після Вітчизняної війни 1941 - 1945 рр.. У 1963 р. Карадаг офіційно визнаний пам'ятником природи республіканського значення. У серпні 1979 р. перетворений у державний заповідник у складі Карадазького відділення Інституту біології південних морів Академії наук УРСР. З 1999 р. отримав статус самостійної організації і безпосередньо підпорядковується Національній академії наук України[4].

Заповідник охоплює всю гірську групу Карадаг - від Отузської долини до Кордонної балки поблизу Коктебеля і від асфальтової дороги Коктебеля до узбережжя Щебетівки і прибережну смугу моря шириною в один кілометр. Ландшафтний заповідник Карадаг створений для збереження унікальних

геологічних і біологічних об'єктів. Заповідна територія закрита для масових відвідувань, але дозволені організовані екскурсії під керівництвом наукових співробітників і досвідчених егерів.

Спеціальний екскурсійний маршрут "екологічна стежка" проходить таким чином, щоб людина не завдала шкоди вулканічним породам, мінералів, рослин і тварин. По дорозі передбачені зупинки на обладнаних видових майданчиках, з яких відкриваються бухти і бухточки Карадага, гострі вершини і зубчасті гребені гірської групи, унікальні півкруги бухт за Коктебелем. Відкрився музей мистецтв з картинами, акварелями, малюнками і мініатюрами на Карадазькі теми сучасних художників, цінителів Карадагу.

Отже, Карадаг є унікальною геологічною спорудою і оголошення його геологічним парком та обладнання території створює можливість залучення більшого потоку туристів і популяризації нового екологічного виду туризму в Україні - геологічного.

Висновки: Геологічний туризм розглядається як новий альтернативний напрям екологічного туризму і є потенційною альтернативою розвитку туризму взагалі. Геологічний туризм забезпечує просування багатьма країнами їхньої ідентичності та унікальності території. Накопичення позитивного досвіду геологічного туризму створює нові можливості захисту геологічної спадщини та забезпечує підтримку стандартів екологічності туризму та його корисної дії на суспільство як успішного ведення туристичного бізнесу. Геологічний туризм виступає як приклад екологічної відповідальності людини за природне середовище і надає можливість набуття практичного досвіду у плануванні та створенні економічно вигідних дизайнів ландшафту та перетворення природного середовища в унікальні геологічні екстер'єри.

Будь-який розвиток геологічного туризму повинен включати наступні елементи:

1. захист геологічної різноманітності території
2. збереження та підтримка унікальності геологічних об'єктів як основна вимога розвитку індустрії геологічного туризму
3. забезпечення усвідомлення та оцінку суспільством цінності геологічного довкілля
4. є основою перспектив розвитку туристичної індустрії
5. приклад екологічного розвитку для інших видів туризму

Геологічний туризм максимізує можливості і мінімізує несприятливі дії для екологічно сталого розвитку та планування і є гармонійним поєднанням культурного та природного середовища. Створення таких високорангових геоохоронних установ як геопарки потребує детального опрацювання, розробки поетапного плану їхнього функціонування та вжиття низки організаційних, освітніх, інженерно-технічних заходів. Щоб створити успішний геопарк, треба правильно обрати об'єкт, отримати підтримку (у тому числі й фінансову) від держави на всіх етапах створення, заручитися підтримкою місцевого населення та приватного бізнесу. Для успіху парку важливе значення мають не лише об'єкти геоспадщини, а й естетично привабливі ландшафти, рівень умов для відпочинку і задоволення професійних геологічних інтересів, історико-культурні об'єкти, добре розвинута інфраструктура, розрахована на різні групи відвідувачів, широка інформаційна кампанія та багато іншого.

Проголошення Карадагського вулканічного масиву геологічним парком створює перспективи для охорони регіональних цінностей геологічної спадщини України у поєднанні з ландшафтом і популяризації їхнього значення. Одночасно геопарки дають кращі можливості для розвитку геотуризму та геоосвіти, ніж усі інші види природоохоронних установ. Парки можуть бути як осередками, які відіграють суттєву роль у популяризації знань і освіти в галузі наук про Землю для суспільства загалом, так і центрами діяльності та реалізації проєктів, спрямованих на потреби як геоохорони зокрема, так і охорони природи загалом; також вони потрібні для збереження історико-культурних цінностей та сталого розвитку природоохоронних територій.

1. «Geotourism: The Tourism of Geology and Landscape», 2010
2. «Global Geotourism Perspectives» David Newsome, Ross Dowling, 2010
3. «GeoTourism in Ethiopia» Asrat A, Demissie M, Mogessie A., 2009
4. В.И.Лебединский и Л.П.Кириченко "Крым - музей под открытым небом"
5. Манюк Володимир Васильович «Туристичні аспекти використання геологічних пам'яток природи.» // 36. "Сталий розвиток туризму на узбережжі Чорного моря."- Одеса, 2001.- С.50-59.
6. Матеріали Третьої Міжнар. практичної конференції: «Проблема створення і вдосконалення мережі об'єктів геологічної спадщини: Європейський досвід./Проблеми природокористування, сталого розвитку та

- техногенної безпеки регіонів», mindraw.web.ru/mine_Karadag2.htm
м.Дніпропетровськ, 2005.
7. VIII European Geoparks Conference 'New Challenges with Geotourism' held by Geopark Naturtejo, at Idanha-a-Nova, Portugal, from 14 to 16 September 2009
 8. www.europeangeoparks.org – European Geopark Network.
- The article deals with the value of geological parks as bases of perspective development of geological tourism, history of research of Karadag volcanic array is considered and he is described geological and landscape value as basis of creation of geological park.

GEOTOURISM IN DNIESTER RIVER VALLEY

Grytsenko V., Kiselevich A., Mahmoudi Y.

National nature history museum NAS of Ukraine

Introduction

Ukraine is a largest county in Europe, its area about 603,628 square kilometers. On the territory of Ukraine are big rivers: Dnieper, Dniester and Pivdenniy Boug. It incorporates most of north shore of the Black Sea and part of the Carpathians and stretches north across the East European plain, extending through steppe, forest steppe and forest belts. It borders Russia on the east, Moldova on the south, Belarus on the north, with European Union on the West and over sea with Turkey, Georgia and Bulgaria. There are very interesting and diversity geological structure and history of it development.

We want open for you Ukraine like as one of the brightest regions on East European platform. It's very interesting for Geological tourism because it has long geological history from Achaean to Quaternary and we can explore it in mountains and rivers banks outcrops. Besides there are a lot of raven which cut bedrocks giving possibility for their study. Different parts of Ukraine represent geological diversity. Outcrops of Donetsk region represent rocks and deposits of Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic and Jurassic. In Crimea we can see deposits from Carboniferous and Permian to Neogene age. The Carpathian Mountains are consist of deposits Jurassic, Cretaceous, Paleogene, and Neogene ages.

Most important for historical geology Volyn-Podillian Plate which contains geological sections of Achaean (Dniester-Bough Series which age 3,65 billions years), Vendian, Lower Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Jurassic, Cretaceous and Neogene. Carboniferous covered by more young geological deposits and studied by boreholes and includes coal deposits in Lviv depression.

In this article deal with outcrops in Dniester valley, which discover main geological characteristic property of Volyn-Podillian Plate.

Materials and methods

The article is a generalization of Volyn-Podillian geological study near 200 years. The first publication about geology of this region belongs to S. Stashic (1815). Then representatives' different countries investigated the territory: P. Venyukov (1899), R. Kozlovsky (1929), Th. Vaskavçanu (1931), L Lunsersgauzen (1941). O. Nikiforova

(1954) published first description Silurian and Devonian sequences from Bakota village to Zaleschiki town. There are few geological meeting had hold 1968, 1983 conference about Stratigraphy of Silurian-Devonian boundary. Geological excursion of XXVII Geological Congress was planned and was published guide-book in 1984. There were a lot of conferences and geological excursions connected with it. The international session of European Associating on Geological Heritage (ProGEO) hold at Kamianets-Podilski in 2006. Besides, there were carried out a lot of National conferences [1].

The study of this territory will be interesting to geologists, paleontologists, archaeologists and artists. Many places have national importance and guarded by the law of Ukraine. Many natural outcrops have a lot of fossils, such as brachiopods, corals, jellyfish, bivalve mollusks, and many others (fig. 1).

Scientific interesting for geology and geomorphology have meanders of Dniester River (fig. 2).

Results and discussions

There are National Natural Park "Podilski Tovtry", Natural Reserve "Medobory" and Future Reserve "Dniester Canyon" in the Dniester River Valley. These parks include different stratigraphical units, paleontological monuments and geochemical geosites.

Natural Park "Podilskiy Tovtry" is situated at Gorodok, Kamianets-Podilski, and Chemerivtsi districts of Khmelnytsky province in southern region of the western Ukraine. There are 1,700 species of flora, 60 of which are included into list of Red Book of Ukraine. Also there are 217 different types of fauna, 29 of which are included in the Red Book of Ukraine as well. In total there are 127 objects of nature conservation which contain about 3,000 different types, forms, and sorts of plants. It is the biggest nature conservation area in Ukraine. There are 23 national geological and 4 hydrogeological monuments. Some of them are Natural sights of state value: Atlántida Cave, Smotrich River Canyon, Kytaigorod Expose. The territory of the Park is rich in mineral waters, such as "Naphthusia", "Myrhorodska" and others.



Fig. 1. Fossils from Dniester river valley, which can be used for museums and private collections



Fig. 2. Meanders on Dniester River

Natural Reserve “Medobory” protected area within Gusiатyn and (partially) Pidvolochysk districts. The reserve is located in the territory of unique geological formation — Tovtry, the ancient barrier reef representing the remains of Alga created about 25 million years ago along coastal part of the Sarmatian Sea. Presently Tovtry look out as a ridge of hills, up to 414 m high (mountain Bokhit), with many exposures of limestone rocks. “**Medobory**” is

a unique monument of nature and geological past of Europe. Medobory represented by limy formation therefore in the territory of the reserve carst evidence are very frequent. There is "Pearl" cave (in Ukrainian - Perlina), called so for existence on her walls of the calcites balls remotely similar to pearls.

Future Reserve “Dniester Canyon”— the Dniester River canyon, located at the territory of Dniester River Valley in Ukraine. On February 3,

2010, the Regional landscape park "Dniester Canyon" was promoted to the status of the National Nature Park. The Dniester River is the second largest and the most ecologically clean river in Ukraine. The most valuable part of the Dniester is the 250 km-stretch from the mouth of the river Zolota Lypa to the mouth of the Zbrouch River, which is named the Dniester Canyon. Here Dniester flows in a canyon valley with depth 80 –200 m (fig. 3). The canyon nature is unique. Geological, botanical, archaeological, hydrological sights form unique landscapes here. The Dniester canyon is an original open-air-museum, where the best creations of living and lifeless nature are collected in virgin and harmonious combination.

Conclusions

Dniester Valley is unique geological object and valuable for geology, stratigraphy, geomorphology, paleontology and lithology. It includes two important international boundaries: Vend-Cambrian, Silurian-Devonian. Geological reserves could be creating on the territory which situated on National Reserves.

There are four National reserves: "Medobory" and "Dniester Canyon" in Ternopil oblast, "Podilski Tovtry" in Khmelnytskyi oblast (fig. 4), and "Khotin National Park" in Chernovtsy oblast.

Geological excursions had taken in past and exist real possibility to held it in future.

- Galyna Oliyar "The role of protected areas of the western Podolia and Jura of Ojcow in preservation of biological and landscape diversity." Collection of scientific works, Ternopil':Lilea, 2003.-568 pp.
- Wimbledon, and Smith-Meyer, S. "Geoheritage in Europe and its conservation", Oslo September 2012, ProGeo. 405 pp.
- Hurskiy D.S. Geological landmarks of Ukraine. State Geological Survey, Kyiv, 2007.
- Tsegelnjuk P.D., Gritsenko V.P. et al. The Silurian of Podolia: A guide to the excursion. - Kiev: Naukova dumka, 1983, p 224.
- Grytsenko V. Geological tourism in Ukraine – first steps and modern perspectives. "Geotourism and mining heritage" 4th International Conference "Geotour 2008", 26-28 June 2008, Krakow, Poland. – 2008. - pp. 22-23.
- Grytsenko V., Derevska K., Konstantinenko L., Manyuk V. Geological sites – brightly evidences of Earth evolution. Geological excursion (Guidebook).– Kyiv: Logos. 2011. – 36 p. (in English and Russian)



Fig. 3. Geological excursions are possible with using river transport



Fig. 4. The cape maiden by erosion on the left slope of Bagovichka River

В. Гриценко, А. Киселевич, Ю. Махмуди.
Геологический туризм в долине Днестра

В статье идет речь об обнажениях долины р. Днестр, которые раскрывают главные геологические особенности Воыно-Подольской плиты. Посещение и изучение этой территории может быть интересно

геологам, палеонтологам, стратиграфам, археологам, художникам и простым туристам. Множество природных обнажений включают разнообразные ископаемые остатки (брахиопод, кораллов, медуз, двустворок и многих других).

THE ROLE OF ACADEMIC SCIENCE IN SOLUTION OF THE PROBLEMS OF STABLE DEVELOPMENT OF THE KOLA NORTH: UNDER THE KOLA SCIENCE CENTER CHRONICLE (1930-2010)

Makarova E., Petrov V., Starovoytova K.

The history of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences inseparably linked with the epoch of developing the Kola North. It was the long way (80 years long) from the mountain base of the Academy of Sciences in the Khibiny mountains to the leader of academic and trade science of the Arctic Polar Region in XX-XXI centuries. The scientists of the KSC RAS had prepared the book **“Kola Science Center Chronicle (1930-2010)”** (Apatity, 2011). It became a logical continuation of the KCS RAS publications about activity of Russian Academy of Sciences in Euro-Arctic/Barents Region¹. The book demonstrates well illustrated (about 480 photos and scanned pictures of an original archive documents) chronicle of events on the history of science of the Kola North. The book includes brief introduction, seven parts throwing light upon certain temporal stages of research work of Academy of Sciences on the Kola Peninsula: the first one – “Expeditionary researches of the Kola Peninsula held by the St. Petersburg Academy of Sciences (1724-1917)” – in general throws light upon pre-history of scientific activity of the Academy of Sciences in Euro-Arctic/Barents Region, when researches were in the type of episodic expeditions and were determined by scientists’ desire of filling in the gaps on the map of the Russian Empire North. The other six parts of the book were constructed in form of chronicle of the most significant events. Thereby, they reflect the history of establishment and developing of the Kola Science Center. The reflection of it was found in titles of the parts: “From Expeditions of Fersman in the Khibiny Mountains to “Tietta” (1920-1930); “The Khibiny Mountain Station of the USSR AS” (1930-1934); “The Kola Base of the USSR AS” (1934-1988); “The Kola Science Center of the RAS”. To more completely and certainly reflect the most important points of developing regional academic science under different economical-political systems, determined by the actual of Russian real life, the authors (Petrov V., Makarova E., Samorukova A., Tokarev A., Usov A.) had made a careful study of following documents concerned with the subject: federal, regional, departmental scientific (at the KSC institutions). In addition, library information base was collected and processed in digital format for all years of the KSC activity. Thereby, the chronicles of the KSC history were

supplemented by illustrations – scanned pictures of certain publications about significant events along with photos: of the first director of enterprise forming a company town “Apatit” Kondrikov V. (1929-1937), assistant director of the Kola Base Chernobaev I. (1935-1937), who were repressed during the 1930-ies. Very rare archive documents with signatures of endorsement and marks made by the Kola Science Center heads Fersman A., Gorbunov G. and others, also took place along with the unique photos from those years.

Scientific-informational instrument of the chronicle (introduction, historical foreword, index of names, lists of sources and abridgements, brief historical information about institutions and statistical data, reflecting personal contribution of scientists and organizers of science) takes in its general dimension almost 15% of the book. The instrument is organically supplements former publications with new historical facts. The list of sources based on the wide range of reference books, monographs, memoirs, proceedings of All-Russian and regional collected articles and periodical publications on the history of science. The sources were found at libraries of the Academy of Science, as well as the Archive RAS and State Archive of the Murmansk region documents and scientific archives, which belong to the institutions of the KSC, regional department museums. Brief historical information include statistical data about structure and main scientific areas of the KSC as well as information on personal membership of the Presidium with attached photos of the lead scientists and organizers of the science for the period of it’s existence. Thereby, the chronicle is not only the history of KSC life, but also full-fledged encyclopedic reference book, where the main points of scientific development of the Kola North and names of the scientists, who are known for their selfless labour, organically interweaved in historical memory of the science of our country.

Thereby, the history of scientific and industrial development of the Khibiny mountains, which had been reported only in few published memoirs of it’s participants and in little number of copies, made during the Soviet period, got it’s elucidation in various aspects.

The chronicle, which for our convenience can be titled as “80 steps one year long”, - is not only well illustrated book on the history of science at the Kola

North, but full-fledged historical-scientific publication based on the latest reference data both scientific and biographic type. On the grounds of all the above the book made by Petrov V., Makarova E., Samorukova A., Tokarev A., Usov A. "Kola Science Center Chronicle (1930-2010)" can be considered as scientific publication belonging to the sphere called "The history of science" under the guidance of V. Kalinnikov. The book is the result of a great research work of the group of authors and high-qualified members of the editorial group with V. Petrov, A. Vinogradov, M. Stokov, V. Bondarenko and the others. In it's new creative implementation along with all it's peculiarities the book lets both specialists and general public to comprehend the past and the present of the academic science on the Kola North.

**Е.И.Макарова, В.П.Петров,
К.В.Старовойтова. «Роль академической
науки в решении проблем устойчивого
развития Кольского Севера: по страницам
летописи Кольского научного центра
(1930-2010)»**

Через представление научной статьи «Роль академической науки в решении проблем устойчивого развития Кольского Севера: по

страницам летописи Кольского научного центра (1930-2010)». Авторы статьи – Е.Макарова, В.Петров, А.Токарев, сотрудники научного архива и Центра гуманитарных проблем Кольского научного центра в рамках предложенных к обсуждению тем: «Привнесение накопленного материала в массы. Новые подходы»; «Новые способы привлечения масс к собранным материалам» поделятся опытом поиска новых подходов подготовки издания по истории академической науки на Кольском Севере и ее роли в промышленном освоении Евро-Арктического \ Баренц региона в XX-XXI вв. Подготовленная на основе архивных документов, библиотечных коллекций и музейных экспозиций, книга «Кольский научный центр. Летопись 1930-2010» представляет хронику основных событий развития академической науки на Кольском полуострове – от пионерных экспедиций до крупнейшего в мировом Заполярье научного комплекса Академии наук.

