

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе
(МГРИ)



ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ ТОМ 2

*Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения
Минералогия и геммология, петрология и геохимия*

IX Международной научной конференции
молодых ученых
«Молодые - Наукам о Земле»

*International Scientific Conference of Young Researchers
«The Young - for the Earth Sciences»*

Партнеры конференции:



Металлоинвест



АЛРОСА

При финансовой поддержке:



MICROMINE



ВИМС



Новый Поток

23 Октября 2020 | October, 23, 2020

Москва | Moscow



«Молодые - Наукам о Земле»

УДК 082 +[550.8+553](082)
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

Молодые - Наукам о Земле: в 7 т. Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле»– М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2020.

ISBN 978-5-6045456-0-7

Т. 2: Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: геология, геотектоника, геодинамика, региональная геология, палеонтология / ред. коллегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. - М.: Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2020. – 224 с.

ISBN 978-5-6045456-2-1

УДК 082 +[550.8+553](082)
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

ISBN 978-5-6045456-2-1 (т. 2)
ISBN 978-5-6045456-0-7

© РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2020



СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ»

1. ФЛЮОРЕСЦЕНЦИЯ И ФОСФОРЕСЦЕНЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАЛЬЦИТОВ СЮЛЬДЮКАРСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ.
Стрельников М.В. (МГРИ, sva240319600@yandex.ru), Игнатов П. А. (МГРИ, petrignatov@gmail.com), Мишин И.А. (МГРИ, me410u@mail.ru), Акулов Г.А. (МГРИ, alf-ork@yandex.ru).....7
2. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛОТА ИЗ ТЕХНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУЧ. СНЕЖНЫЙ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ТИПА ИСТОЧНИКА ПИТАНИЯ РОССЫПИ (ЯКУТИЯ)
Владимирцева О.В. (МГРИ, olga_9_4@mail.ru) 11
3. ЖИЛЬНЫЕ И ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МРАМОРА «ТЕМНОЕ ЦАРСТВО» (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВОЗМОЖНАЯ ИХ СВЯЗЬ С ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
Закарнаш А. Гамильтон (РУДН, 1032145237@rudn.ru), Байкузин М.И. (РУДН, 1032172626@rudn.ru), Георгиевский А.А. (РГГУ-МГРИ, ge.geo2015@gmail.com), Дейнеко А.Ф. (РУДН, 1032172628@rudn.ru), Косухин Д.И. (РУДН, 1032172621@rudn.ru), Махуня Е.И. (РУДН, 1032172627@rudn.ru)..... 15
4. ИЗМЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ СУЛЬФИДОВ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)
Ишбобаев Т.Б. (Ташкентский государственный технический университет имени Ислама Каримова, г.Ташкент).....19
5. СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПИЖЕМСКОГО ТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН
Макеев А.Б. (ИГЕМ РАН, abmakeev@mail.ru), Бочнева А.А. (ИГЕМ РАН, bochneva@mail.ru).....23
6. СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ
Д.В. Миносьянц (МГРИ-РГГУ, группа ФП-19, 709321@mail.ru), В.И. Яшина (МГРИ-РГГУ, кафедра методики поисков и разведки МПИ), И.В. Егорова (МГРИ-РГГУ, кафедра общей геологии и геокартирования, irinaegorova31@gmail.com) 27
7. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕДНО - ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЫЗАТА (ОЛМАЛЫКСКИЙ ГОРНО-РУДНЫЙ РАЙОН)
Мусурманкулов С.Б. (Ташкентский государственный технический университет имени, г.Ташкент), Шаназаров С.И. (Ташкентский государственный технический университет имени, г.Ташкент), Набиев Т.У. (Ташкентский государственный технический университет имени, г.Ташкент)..... 30
8. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД КОЧКОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ
Пикатова М.В. (ООО «Мангазeya Майнинг», m.pikatova@mangazeya.ru), Барабашева Е.Е. (Забайкальский государственный университет, barabasheva@mail.ru).....33
9. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БРУСИТОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ ПРОЯВЛЕНИЯ КУМЫШКАН, СЮРЕНАТИНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОШАДИ.
Туляев Ф.М. (Ташкентский государственный технический университет, farxadtulyayev@gmail.com), Уктамов У.Х. (Ташкентский государственный технический университет, farxadtulyayev@gmail.com) 37
10. ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ МЕТОДИК РАСЧЕТА СИСТЕМ ВНУТРЕННЕГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ЗДАНИЙ
Борисова П.А. (МГРИ, borisova_18@mail.ru), Дерюшев Л.Г. (МГРИ, derjushev13@mail.ru)..... 42
11. ЗНАЧЕНИЕ НЕМАТЕРИАЛЬНОЙ МОТИВАЦИИ В ЭФФЕКТИВНОМ УПРАВЛЕНИИ ПРЕДПРИЯТИЕМ
Гурдова Н.В. (ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ), e-mail: ngurdova26@gmail.com)..... 47
12. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ №9 ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
Хамидова М.Х. (Ташкентский государственный технический университет имени И. Каримова, г. Ташкент), Саитов Н.Э. (Ташкентский государственный технический университет имени И. Каримова, г. Ташкент), Жалилов А.Н. (Ташкентский государственный технический университет имени И. Каримова, г. Ташкент) 50
13. МЕТОД ИНФОРМАЦИОННОГО ВЕСОВ ПРОГНОЗА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РАЙОНА ЧОДОН - ЧОДЬЕН СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА
Нгуен Зуи Хынг (ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», Ханойский университет горного дела и геологии, Вьетнам, e-mail: ndhung.tktd@gmail.com), Игнатов П.А. (МГРИ, e-mail: petrignatov@gmail.com), Нгуен Чунг Тхань, Нгуен Минь Хоа (Ханойский университет горного дела и геологии) 52*
14. ШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА ЛОС-ПАСОС. ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУБЫ
Де ла Нуэс Колон Д. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, deysydelanuez2015@gmail.com), Санта Крус Пачэко М. (Геологический и палеонтологический институт (IGP), mariadelasnieves@igp.minem.cu) 56*



15. К ВОПРОСУ УНИФИКАЦИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ЗАПАСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
Халматов У.А. (Ташкентский государственный технический университет, Ubaydulla 4385@mail.ru), Жураев М.Н., Мирходжаев Б.И. (Ташкентский государственный технический университет, Ubaydulla 4385@mail.ru) 58
16. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ НОВОГО РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КВАРЦ-ДИККИТОВОГО ТИПА В СЕЛЕЗНЕВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ (ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН)
Крисак О.С. (Донецкий национальный технический университет «ДонНТУ», Донецкая Народная Республика, krisakoleg@gmail.com) 62
17. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАЛАРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)
П.Н. Лейбгам (ФГБУ «ЦНИГРИ», ФГБОУ «МГРИ», leibham@tsnigri.ru), Брысин М.П. (ФГБУ «ЦНИГРИ», brysin@tsnigri.ru)..... 66
18. О РОЛИ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕСКАРНОВОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (на примере МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРЫКУЛЬ)
Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru), Садилов С.С. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru), Мухаммадиев Б.У. (Национальный Университет Узбекистана, svatic123@gmail.com) 70
19. ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ АПОМЕТАТЕРРИГЕННОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (САРЫКУЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВ)
Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru), Хасанова М.Р., Юлдашева Д.Г. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru) 76
20. ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК НОВЫЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН
Мансуров Р.Х. (ФГБУ «ЦНИГРИ», mansurov@tsnigri.ru) 81
21. СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ПО ЗАПАСАМ УГЛЯ И ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ НА ШАХТЕ «ХЕЧАМ I-II-IV» ВО ВЬЕТНАМЕ
Ле Куанг Фук (Санкт - Петербургский Горный университет, lequangphuc68@gmail.com)..... 85
22. ПРИМЕНЕНИЕ ПОРТАТИВНОГО ДИФРАКТОМЕТРА OLYMPUS TERRA ДЛЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ КАОЛИНОВЫХ ГЛИН
Чупаленков Н.М. (ФГБУ «ВИМС», chupalenkov@vims-geo.ru), Морозов И.А. (ИГЕМ РАН, ivan.morozov@yandex.ru), Рязанова Е.И. (ООО «Геоэлемент», lenabutler@mail.ru) 89*
23. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ БАДИС (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)
Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС», devrich@mail.ru) 92
24. ТЕХНОГЕННЫЕ ЗАЛЕЖИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО СЫРЬЯ КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА
Демченко О.С. (Криворожский национальный университет o.s.demchenko121@gmail.com), Евтехов В.Д. (Криворожский национальный университет, evtekhov@gmail.com) 95
25. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ «УТРАЧЕННЫХ» ЗАЛЕЖЕЙ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВБАССА
Евтехов В.Е. (Криворожский национальный университет, vladimir.evtekhov@gmail.com), Демченко О.С. (Криворожский национальный университет, o.s.demchenko121@gmail.com), Евтехов В.Д. (Криворожский национальный университет, evtekhov@gmail.com) 98
26. ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОПОЛОЖЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА НА ЮГЕ РОССИИ (НА ПРИМЕРЕ БЕШПАГИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СТАВРОПОЛЬСКОМ КРАЕ)
Ильичев И.А. (СКФУ, igor23asds@yandex.ru), Самусев Д.Д., научный руководитель - д. г.-м.н., профессор Харченко В.М. (ФГАУ ВО «Северо-Кавказский федеральный университет», г. Ставрополь) 101
27. LOCALIZATION FACTORS OF IRON ORE SODIUM METASOMATITES BODIES AT NORTHERN DISTRICT OF KRIVROY ROG BASIN
Korshykova A.A. (Krivoy Rog National University, an.korshykova@gmail.com), Evtekhov V.D. (Krivoy Rog National University, evtekhov@gmail.com), Georgiieva O.P. (Krivoy Rog National University, owenah@hotmail.com), Evtekhova A.V. (Krivoy Rog National University, eva_anna@mail.ru) 103
28. NEMATITE MARSHALLITES OF KRIVROY ROG BASIN
Prilepa D.N. (prilepa.dm@gmail.com), Evtehov V.D. (evtekhov@gmail.com, Krivoy Rog National University)..... 106
29. ХАРАКТЕРИСТИКА ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МО-AU-V ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦАХ СЕЙБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)
Сучков А.В. (ФГБУ «ВИМС», alexsandr@mail.ru), Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС», devrich@mail.ru), Трофимов А.П. (ФГБУ «ВИМС», trofar@mail.ru) 109
30. АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА (УЗБЕКИСТАН)
Б.Р. Мамиров (ГП ИМР, b.mamirov.geol@mail.ru), П.Б.Хажжибаев (ГП ИМР), А.Э. Хасанов (ГП ИМР) Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан 111



31. «ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮЖНОМ БУКАНТАУ, УЗБЕКИСТАН»
Абдуллаев Л.А., Омонов О.Г., Баев Г.А. ГП «Институт минеральных ресурсов» (ИМР), Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан.....115

СЕКЦИЯ «МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕМОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ»

32. ГРАНАТЫ ГАББРО-ДИОРИТОВ УЧАСТКА ХИХКУ (КВИНУМ-КУВАЛОРОГСКАЯ НИКЕЛЕНОСНАЯ ЗОНА, КАМЧАТКА)
Еременко Д.В. (ФГБОУ ВПО «Воронежский государственный университет», *Krilova_dasha@mail.ru*) 119
33. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕГО УРАЛА В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ
Вайшвилайте М.Р. (МГРИ; *maravaishvilayte@mail.ru*), Блоков В.И. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва; *blok_off@mail.ru*), Соленикова Е.О. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов), Сидорова Н.В. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва; *blok_off@mail.ru*)122
34. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ AU И AG В КОРЕННЫХ ПРОБАХ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В РАЙОНЕ М. «ВОРОНЦОВСКОЕ»
Вайшвилайте Д.Р. (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, МГРИ, *maravaishvilayte@mail.ru*), Блоков В.И. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, *blok_off@mail.ru*), Соленикова Е.О. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва) 127
35. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦ-КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ЖИЛ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ
Волков И. С. (ИГЕМ РАН, *vanekvolkov@mail.ru*) 132
36. ВЛИЯНИЕ УДЕЛЬНОЙ НАГРУЗКИ ПРИ ШЛИФОВАНИЕ ХРУПКИХ МАТЕРИАЛОВ НА ПРИМЕРЕ КВАРЦА
Давыдов С. С.* (НИТУ МИСус, *bestston@yandex.ru*), Ахметшин Э.А. (РХТУ им. Менделеева, *4966945@mail.ru*), Вайнштейн М. (РХТУ им. Менделеева, *4966945@mail.ru*) 136
37. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГРАНАТА
Давыдов С. С. (НИТУ МИСус, *bestston@yandex.ru*), Ершова М. А. (НИТУ МИСус, *ershovamariia@gmail.com*).....141
38. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ЛЕНИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РУДНЫЙ АЛТАЙ, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)
Казенова Ф. С. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, 634050, Томск, Проспект Ленина, 36, *feride.kazenova@mail.ru*) 144
39. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ НА О. ЛАНСАРОТЕ, КАНАРСКИЕ ОСТРОВА
Канимбуге Л.С. (МГРИ, *ludmilacanhimbue@mail.ru*), Ерофеева К.Г. (МГРИ, ИГЕМ РАН, *xenin.erofeeva@ya.ru*), Межеловская С.В. (МГРИ, *mezhelsofya@gmail.com*) 147
40. СФАЛЕРИТ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ДАРАСУН, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ Кочетова К.Н.* (МГУ им. Ломоносова, *co4etova.c@yandex.ru*) 152
41. КЛИНОПИРОКСЕНЫ ДУБРАВИНСКОГО МАССИВА КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ Паневин В.В., (ВГУ, г. Воронеж), научные руководители: проф. Савко К.А., доцент Абрамов В.В.....156
42. СИНТЕТИЧЕСКИЕ БЛАГОРОДНЫЕ ОПАЛЫ И ИМИТАЦИИ
Филлипов В.В. (Индивидуальный предприниматель, участник Opal Association Inc, *VVFilippov@yandex.ru*), Ахметшин Э.А. (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский химико-технологический университет имени Д. И. Менделеева» организация, *4966945@mail.ru*) 160
43. АКЦЕССОРНЫЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИХ СПЛАВЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ ХАРЧЕРУЗСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
Юричев А.Н. (ТГУ, *juratur@sibmail.com*)166
44. ЛАНГБЕЙНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ФУМАРОЛАХ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА
Булах М.О.* (Геологический факультет МГУ, *aregon27@mail.ru*), Кошлякова Н.Н. (Геологический факультет МГУ) 170
45. КРЕМНИСТЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В НЕФТЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКАХ ПАШИЙСКОГО ГОРИЗОНТА РОМАШКИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Гараева А.Н.* (КФУ, *anastya-solnce@mail.ru*), Королёв А.Э. (КФУ, *AEKorolev@kpfu.ru*)175
46. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕМЬЯНСКОЙ И НИЖНЕ-КЕУМСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ
Данцова К.И. (РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, *kristinadantsova@yandex.ru*) 180



47. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АКЦЕССОРНЫХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ ИЗ МАЛЫХ ТЕЛ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВА МАНЬХАМБО (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
Жуклин Е.А.* (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, Zhuklin7@gmail.com) 184
48. ГОРНАЯ ПОРОДА: К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
Захарова А.А.* (СПбГУ, zakharova.alena27614@gmail.com), Войтеховский Ю.Л. (Санкт-Петербургский горный университет, Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru) 189
49. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)
Калинин Г.М.* (ИЭМ РАН, garik@iem.ac.ru), Ковальская Т.Н. (ИЭМ РАН, tatiana76@iem.ac.ru), Варламов Д.А. (ИЭМ РАН, dima@iem.ac.ru), Котельников А.Р. (ИЭМ РАН, kotelnik@iem.ac.ru) 192
50. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТАУШАНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ В ГОРАХ КУЛЬДЖУКТАУ
Каримова Ф.Б. (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаев, г.Ташкент, karimova.ingeo@mail.ru), Джуманиязов Д.И.* (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаев, г.Ташкент, e-mail: denisbey@mail.ru), Гадоев И.Ш. (студент Национального Университета Узбекистана) 196
51. УСЛОВИЯ НЕПОЛНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОЛОГОГО ТЕЛА ДОЛЕРИТОВ (БАШКИРИЯ)
Куртукова А.И.* (МГРИ-РГГРУ, qrtukova98@mail.ru), Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ, vutenk@yandex.ru) 201
52. БИРЮЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ УЗБЕКИСТАНА
Нуртаев Д.Б. (Институт Геологии и Геофизики при Госкомгеологии Узбекистана, nurtaevd@gmail.com) 205
53. РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОРЕНТГЕНФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА И КР ИССЛЕДОВАНИЙ АФГАНСКИХ ИЗУМУРДОВ Савостин Г.Г. (Гохран, laboratory@gokhran.ru), Шилова О.А. (Гохран, laboratory@gokhran.ru), Бузин И.В. (Гохран, laboratory@gokhran.ru), Макарчук И.В. (Гохран, laboratory@gokhran.ru) 209
54. ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА
Трутнев А.К.* (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, tema.trutnev@yandex.ru), Душин В.А. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru) 213
55. КРИСТАЛЛО-МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНОГО И СИНТЕТИЧЕСКОГО МАЛАХИТА
Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН, tmb@iem.ac.ru), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, balvlad@iem.ac.ru), Крикунова П.В. (МГУ им. М.В. Ломоносова, bonuprkr@gmail.com), Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН, setkova@iem.ac.ru), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, alex@iem.ac.ru) 217
56. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД КАРБОНАТИТОВОЙ СЕРИИ ШЕОЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЯКУТИЯ)
Жумадилова Д.В. (НГУ, Институт геологии и минералогии СО РАН, didi30750@gmail.com), Прокорьев И.Р. (НГУ, Институт геологии и минералогии СО РАН, prokorev_ilya@mail.ru), Дорошкевич А.Г. (Институт геологии и минералогии СО РАН, anna-dor@yandex.ru) 219
57. СРАВНЕНИЕ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ ВЕРШИНЫ И КВАРЦЕВЫХ ДОЛЕРИТОВ ОСНОВАНИЯ Г. АЮ-ДАГ (КРЫМ)
Юшин К.И.* (МГРИ-РГГРУ, yushin-kirill@mail.ru), Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ, vutenk@yandex.ru), Туров А.В. (МГРИ-РГГРУ, avturov@yandex.ru) 223
58. ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР (ТАДЖИКИСТАН)
Одинаев Ш.А. (МГРИ, г. Москва, Sharif.Geolog@mai1.ru), Литвиненко А.К. (МГРИ, г. Москва, ak11954@yandex.ru) 227
59. ЛАЗУРИТ В ДЕКОРАТИВНО-ПРИКЛАДНОМ ИСКУССТВЕ Чужанова Т.Ю.*Литвинова Т.А. (Санкт-Петербургский государственный университет промышленных технологий и дизайна, lit988@yandex.ru) 232



ФЛЮОРЕСЦЕНЦИЯ И ФОСФОРЕСЦЕНЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАЛЬЦИТОВ СЮЛЬДЮКАРСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

*Стрельников М.В. (МГРИ, sva240319600@yandex.ru),
Игнатов П. А. (МГРИ, petrignatov@gmail.com),
Мишин И.А. (МГРИ, me410u@mail.ru),
Акулов Г.А. (МГРИ, alf-ork@yandex.ru)*

Аннотация

Представлены материалы по фотолюминесценции кальцитов из прожилков в терригенно-карбонатных породах кембрия, вмещающих кимберлиты Сюльдюкарского поля, и перекрывающих их базальтов триаса. Установлены отличия флуоресценции и фосфоресценции кальцитов из кембрийских пород, распространённых в десятках и сотнях метров от кимберлитов и удалённых от них более чем на километр. Главные отличия околокимберлитовых участков заключаются в распространённости кальцитов с красной, оранжевой и белой фотолюминесценции.

Ключевые слова: Сюльдюкар, люминесценция, флуоресценция, фосфоресценция, кальцит, кимберлит.

Фотолюминесцентный анализ кальцитов является эффективным средством для экспрессной оценки условий их образования. Фотолюминесценция включает флуоресценцию, видимое свечение от 10^{-9} с до 10^{-2} с, и фосфоресценцию, от 10^{-2} с долей сек. и больше [Горобец, Рогожин, 2001]. Известно, что кальциты с интенсивной красной и оранжевой фотолюминесценцией отличаются изоморфной примесью Mn^{2+} и характеризуются высокими температурами минералообразования. Ореолы таких кальцитов установлены в Накынском и Мирнинском кимберлитовых полях Якутии [Игнатов и др, 2001 г., Новиков, 2010 г., Шмонов, 2015 г., Штейн, 1996 г.]. Там установлено, что кальциты с красной фотолюминесценцией имеют концентрацию Mn^{2+} больше 1000 ppm [Игнатов и др, 2001]. Интересные данные могут быть получены по анализу фосфоресценции кальцитов

Качественный анализ флуоресценции и фосфоресценции прожилковых и друзовых кальцитов, распространённых в терригенно-карбонатных породах кембрия, выполнен по авторской коллекции 128 проб, по которым выполнены 134 наблюдения. По образцам, в которых установлена разная фотолюминесценция, зафиксировано два или три разных цвета фотолюминесценции. В коллекцию вошли пробы из скважин центральной части Сюльдюкарского кимберлитового поля. Пробы представляют собой жеоды, микрощётки и прожилки с хорошо сформированными не замутненными кристаллами кальцита, размерами не менее 0.5 мм. Все кальциты имеют признаки гидротермального происхождения.

Качественный фотолюминесцентный анализ проводился в затемнённом помещении с использованием прибора ОИ-18 с лампой СВД-120 и фильтром УФС-2. Цвет фотолюминесценции определялся визуально. По результатам составлена база данных, по которой был дополнен имеющийся геоинформационный проект.

Из общей коллекции выделено три пространственно разобщённых группы, включающие: 1) кальциты из скважин, расположенных в десятках метров от известных кимберлитов (17 наблюдений); 2) кальциты из скважин, которые расположены в сотнях метров до 1.2 км (49 наблюдений); 3) кальциты из скважин, удалённых от кимберлитов на площади примерно 10х12 км (68 наблюдений).



Во всех группах проб установлено присутствие кальцитов с белой, красной, оранжевой, голубой флуоресценцией (ФЛ) и с белой, красной и оранжевой фосфоресценцией (ФФ). Также во всех группах имеют место кальциты, не имеющие ни ФЛ, ни ФФ. По соотношению разных цветов ФЛ и ФФ, названные выше группы отчётливо разделились (рис. 1, 2).

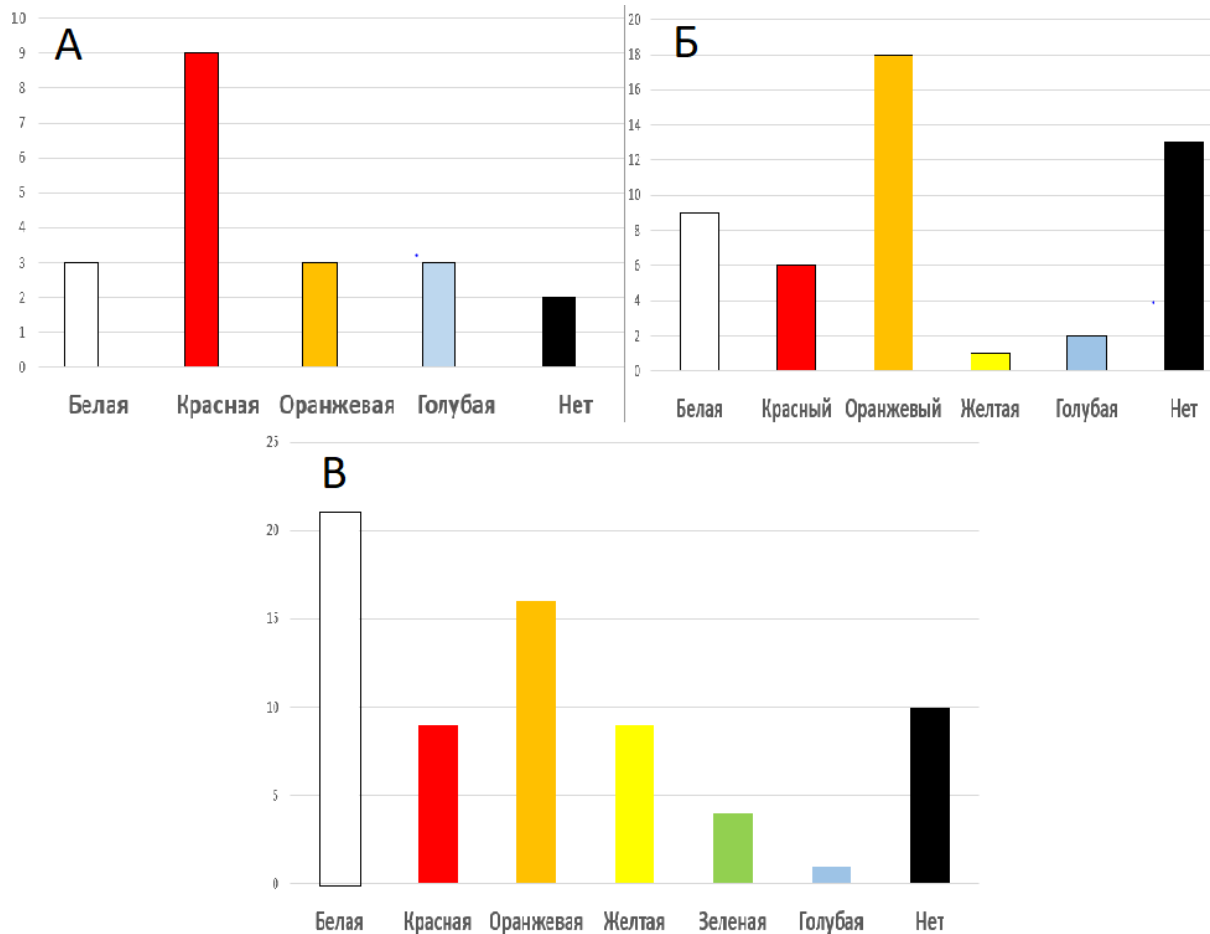


Рисунок 1. Гистограмма цветов флуоресценции кальцитов трёх выделенных групп: ближнего околотрубочного пространства (А); дальнего околотрубочного пространства (Б); остальной части поля (В). По вертикали показаны относительное количество наблюдений

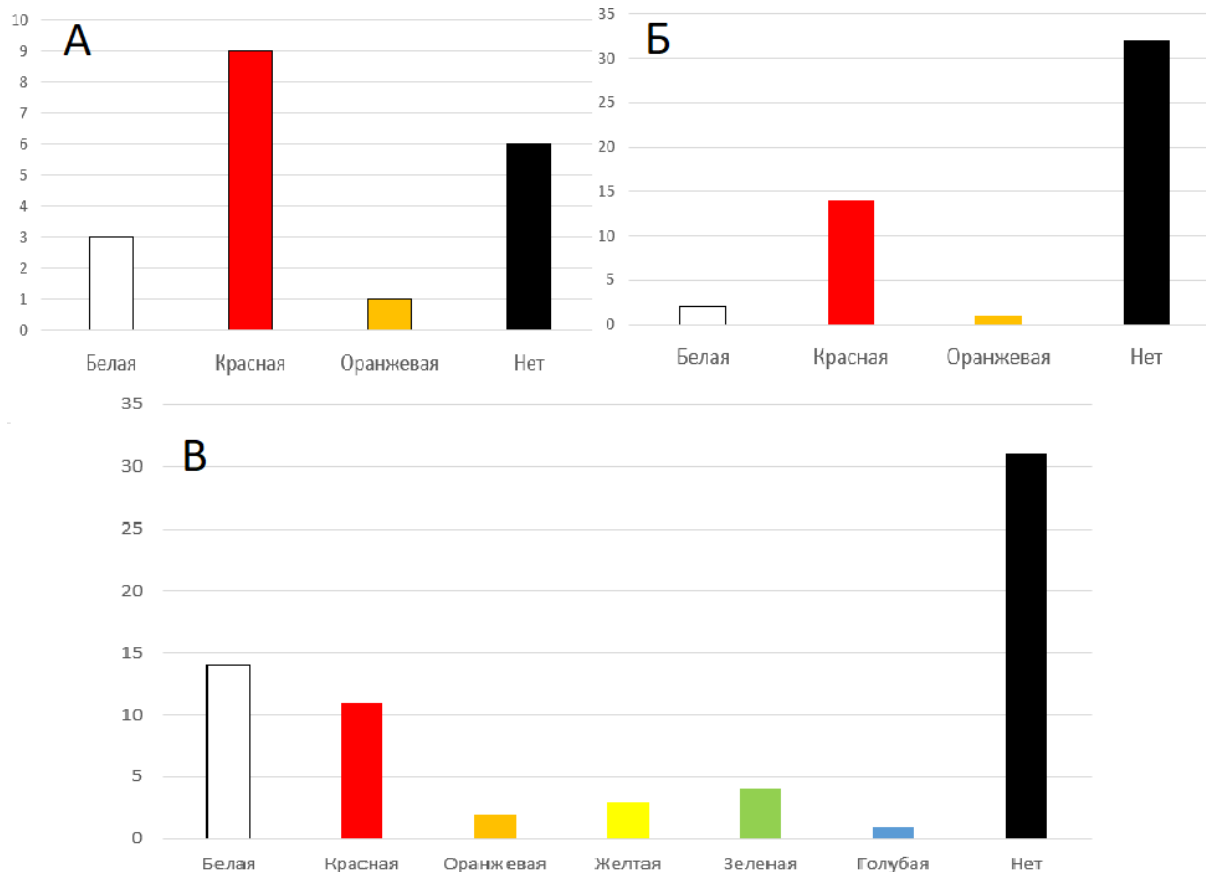


Рисунок 2. Гистограмма цветов флуоресценции кальцитов трёх выделенных групп: ближнего околотрубочного пространства (А); дальнего околотрубочного пространства (Б); остальной части поля (В). По вертикали показаны относительное количество наблюдений

Наиболее контрастно отличаются кальциты из околокимберлитового пространства первой группы. Для неё характерны: самый высокий процент красной ФЛ, при этом она максимально насыщена; наибольшее количество кальцитов с голубой и наименьшее с белой ФЛ; отсутствие кальцитов с жёлтой ФЛ; наибольшее относительное количество кальцитов с красной ФФ. наименьшее относительное количество кальцитов без люминесценции.

Кальциты второй и третьей группы имеют схожие между собой параметры ФЛ и ФФ и отличаются от первой обратным соотношением красной и оранжевой ФЛ. В третьей группе появляются кальциты с зелёной фотолюминесценции.

Следует отметить, что в ряду от первой до третьей группы наметились тенденции: 1) уменьшение красной ФЛ и ФФ; 2) увеличение белой ФЛ и ФФ; 3) рост числа не люминесцирующих кальцитов.

Таким образом, установленные факты демонстрируют наличие отчётливого околокимберлитового ореола ФЛ и ФФ прожилковых и друзовых кальцитов. Кроме того, существуют некоторые признаки дальнего околотрубочного ореола, по соотношению разных ФЛ и ФФ. Присутствие гидротермальных постмагматических кальцитов с красной и голубой ФЛ характерно для околотрубочных ореолов кимберлитов Накынского поля [Ковальчук и др., 2015, Шмонов, 2015]. Присутствие таких же кальцитов в третьей группе, отобранной из скважин, удалённых от кимберлитов более, чем на километр, может указывать на околотрубочные ореолы, что следует иметь ввиду при поисковых работах.



Литература

1. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов. Справочник. М., Недра, 2001. 312 с.
2. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения // Руды и металлы. № 5. 2001.
3. Ковальчук О.Е., Игнатов П.А, Кряжев С.Г. Методика локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной постмагматической минерализации кимберлитов и вмещающих пород, а также продуктов разрушения кимберлитов. В сб. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. – Айхал: Материалы V полевого научно-практического семинара, 2015. С. 96-106.
4. Шмонов А.М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазоносным телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии). Автореферат канд. дисс. М. МГРИ-РГГРУ. 2015.
5. Бушков К.Ю. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур. Автореферат канд. дисс. Москва, МГРИ-РГГРУ. 2006.
6. Штейн Я.И. Геологические особенности околотрубчатого пространства кимберлитов Якутии как критерии оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, МГГА-МГРИ. 1997.



**ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛОТА ИЗ ТЕХНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУЧ.
СНЕЖНЫЙ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ТИПА ИСТОЧНИКА ПИТАНИЯ
РОССЫПИ (ЯКУТИЯ)**

Владимирцева О.В. (МГРИ, olga_9_4@mail.ru)

Аннотация: в районе среднего течения реки Адыча (Верхоянский район, Республика Саха (Якутия)) государственным балансом учитывается на начало 2019 г. **учтено** более 36 тонн россыпного золота, а также четыре коренных золоторудных месторождения, в том числе крупное золото-сурьмяное месторождение (Сентачан). Основные запасы россыпного золота (90%) приурочены к отложениям 75-ти метровой террасы р. Адыча и только 10% запасов заключено в современном аллювии. Исследуемый район является труднодоступным, что определило его плохую изученность и **опоискованность**. При этом развитая экзогенная золотоносность допускает наличие еще неизвестных месторождений золота.

Ключевые слова: техногенные отложения, золото, гале-эфельные отвалы, источник россыпи, Адыча, Верхоянский район.

В последние десятилетия недропользователи активно осваивают россыпные объекты среднего течения р. Адыча. Комплексное исследование россыпного золота позволит получить новые данные о вероятном источнике питания россыпи, которые в свою очередь, создают предпосылки для выявления россыпных образований, а также золоторудных объектов. Данные об отработке многих россыпей, особенно периода 1990-ых годов, безвозвратно утеряны. Целесообразно исследование техногенных россыпей с целью выяснения характеристик вещественного состава золота и дальнейших выводов относительно источников россыпей.

На примере россыпи руч. Снежный методами морфологического и гранулометрического анализов установлен тип источника питания россыпи. Методами микрозондового анализа установлен химический состав золотин, в результате многоступенчатого структурного травления раствором $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$ выявлены особенности внутреннего строения золотин.

Ручей Снежный имеет протяженность 1 км, является правым притоком р. Куранах, который впадает в р. Ирюнджу – правый приток реки Адыча. Поперечное сечение долины ручья имеет V-образную форму. Уклон ручья Снежный достигает 100 м/км. Исток руч. Снежный располагается на поверхности террасы II эрозионного уровня р. Адыча. Россыпь руч. Снежный отработывалась несколько раз: первый – в начале 1990-х годов хищническим способом, второй раз – 1999 году полуручным способом, третий раз – в 2005 году механизированным способом [2]. Данные по разведке и отработке руч. Снежный, а также о морфологии и гранулометрии золота весьма отрывочны: известно, что среднее содержание золота составляло 15 г/м³. На фракцию >2мм приходилось порядка 90% металла. Вскрыша фактически отсутствовала, пески начинались на глубине 0,2 м под поверхностью. Мощность аллювиальных отложений не превышала 3 м.

При исследовании вещественных характеристик золота и геолого-геоморфологических особенностей долины ручья с помощью авторской программы AGF [1] установлено, что с высокой степенью вероятности источником россыпи руч. Снежный являлся промежуточный коллектор (рис. 1). Этот вывод обуславливается высокой степенью окатанности золота, отсутствием сростков золота с минералами, представленностью тяжелой шлиховой фракцией исключительно золотом. Учитывая геолого-геоморфологическую позицию ручья, в качестве промежуточного коллектора выступали отложения террасы II эрозионного уровня р. Адыча, которые ранее



золотоносными не считались. Едва ли эти отложения представляют промышленный интерес (часть отложений уже размыва, концентрации золота имеют струйчатое и гнездовое распределение), однако ручьи, дренирующие реликты этих террас, могут содержать россыпи.

Определение типа источника

Группа вещественных факторов

№ Золотины	Пятибальная шкала окатанности	Наличие сростков с минералами
33	4	<input type="checkbox"/>
34	4	<input type="checkbox"/>
35	4	<input type="checkbox"/>
36	5	<input type="checkbox"/>
37	4	<input type="checkbox"/>
38	4	<input type="checkbox"/>
39	5	<input type="checkbox"/>
40	4	<input type="checkbox"/>
41	4	<input type="checkbox"/>
42	4	<input type="checkbox"/>
43	4	<input type="checkbox"/>
44	5	<input type="checkbox"/>
45	5	<input type="checkbox"/>
46	5	<input type="checkbox"/>

Представленность тяжелой фракции:

Группа геолого-геоморфологических факторов

Порядок водотока:

Тип россыпи:

Пространственная связь с террасами древних эрозионных уровней:

Описание

Группа вещественных. Позволяет определить вероятный тип источника и достоверность полученного результата.

Группа геолого-геоморфологических признаков. Позволяет определить возможность локализации источника, а также оценить вероятность продолжающегося сноса.

В случае установления наличия нескольких источников различного типа, оценивается возможность локализации источника и вероятность продолжающегося сноса.

Расчет

Определение типа источника

Выводы

Достоверность выборки:

Тип источника:

Вероятность продолжающегося сноса золота:

Вероятность локализации источника:

Подтверждение вывода на основании представленности тяжелой фракции:

Подтверждение вывода на основании наличия сростков золота с минералами:

Рисунок 1. Заполнение данных (А) и результат анализа техногенных отложений руч. Снежный (Б) с применением авторской программы AGF НИЧЕГО НЕ ВИДНО В ПОДПИСЯХ

Для установления источника золота отложений террасы II эрозионного уровня необходимо исследование химического состава золотин и их внутреннего строения.

Определение пробности золотин (75 измерений) методом рентгено-спектрального микроанализа (далее РСМА) проводилось на микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL в ЦКП «ИГЕМ-аналитика» (ИГЕМ РАН, аналитик Ковальчук Е.В.) и на микроанализаторе Camebax-microbeam с волновой дисперсией (ФГБУ ИМГРЭ, аналитик Набелкин О.А.) [3]. Внутреннее строение изучалось методом многоступенчатого структурного травления полированных срезов монтированных золотин раствором CrO₃ в HCl.

По результатам микронзондового анализа выделены две разновидности золотин по пробности: относительно высокопробные (от 879‰ до 949‰) в количестве 6 зерен; относительно низкопробные (от 570,5‰ до 723‰) в количестве 5 зерен.



При многоступенчатом структурном травлении раствором $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$ для высокопробного золота установлено зернистое строение с элементами двойникования и деформациями, а также проявленной в той или иной степени последующей пятнистой неоднородностью (рис. 2). Пятнистая неоднородность характеризуется преобладанием окраски лилово-бурого цвета. Подобные цвета окраски, нетипичные для высокопробного золота, вероятно, связаны с наличием в золотилах тончайших (1-2 мкм) микровключений аурустибита [4], который при реакции с HCl образует темно-бурый налет.

Низкопробное 545-700‰ золото по результатам РСМА-фотографирования характеризуется однородной матрицей. Структурное травление выявляет наличие двух генераций низкопробного золота, формирующих как самостоятельные выделения (рис. 5), так и сростания. Для выделений пробности 545-650‰ типично монозернистое слабо зональное не нарушенное строение (рис. 3), а для золота пробности 695-700‰ – крупнозернистое пятнисто-неоднородное с элементами зональности и следами деформаций.

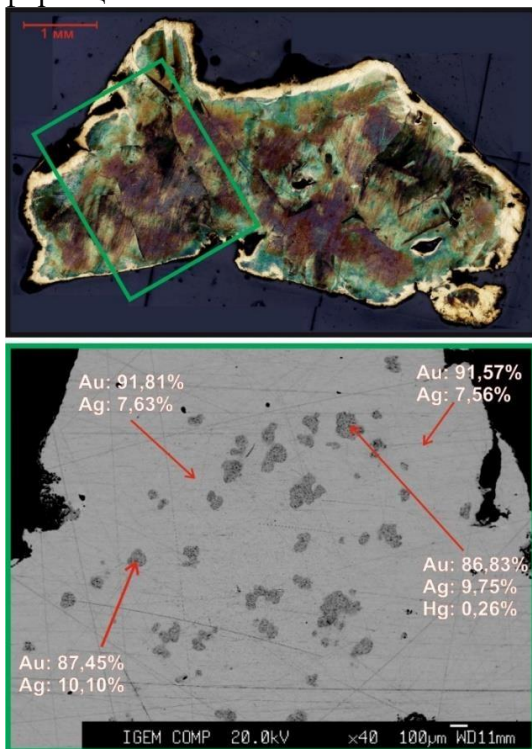


Рис. 2. Зерно 7.

Золото неоднородного состава крупнозернистого деформированного строения, с проявлениями в строении пятнистой неоднородности и коррозионным преобразованием неравномерной мощности по периферии (а), многочисленные обособления средней пробности 868-874‰ в высокопробной 915-918‰ матрице (б). Монтир. полир.шлиф, а – травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$, б – РСМА фото

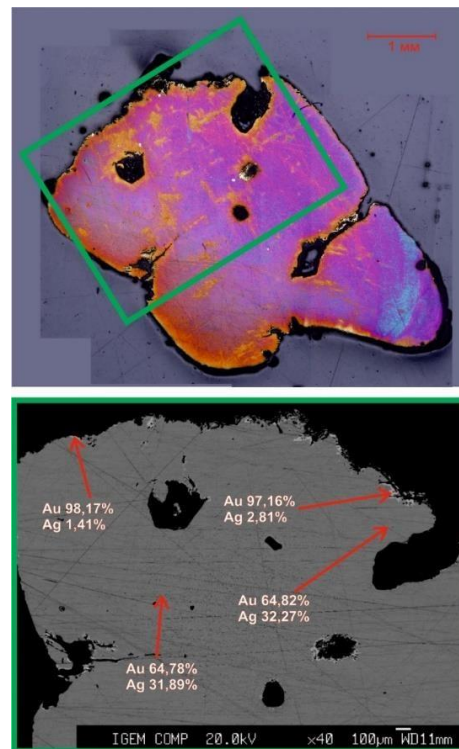


Рис. 3. Зерно 9.

Монозернистое слабо зональное строение низкопробного 648‰ золота с зародышевой коррозией (а), фрагмент золотины (б). Монтир.полир.шлиф, а – травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$, б – РСМА фото

В высокопробных золотилах установлены включения минералов пирита и галенита. Во всех золотилах выявлены зерна кварца.



Лилово-бурая окраска пленок травления на золоте указывает на вероятное присутствие микровключений минерала, в состав которого входит элемент халькофильной группы, что характерно для золота Среднеадычанского района. Вариации пробности и внутреннее строение в целом соответствуют комплексу типоморфных признаков самородного золота проявлений золото-антимонит-кварцевого типа [5].

Гипергенные образования на золоте представлены высокопробными каймами Au-Ag состава. Высокопробные каймы выявлены на всех золотилах. На золотилах с пробностью от 570,5‰ до 913,2‰ они отчетливо видны на фотографиях, полученных при проведении микронзондового анализа. Каймы располагаются фрагментарно по краям золотины и по границам включений зерен минералов. Каймы на золотилах можно охарактеризовать как зародышевые, что обусловлено холодным климатом исследуемого района. Однако, наличие кайм на золоте современных отложений ручья ложкового типа, свидетельствует о переотложении этих зерен из более древних коллекторов, что подтверждает вывод об источнике россыпи руч. Куранах в виде промежуточного коллекторе.

Выводы:

Морфологические особенности золотин и характер гипергенных новообразований на них позволяют судить о поступлении золота в россыпь руч. Снежный из промежуточного коллектора – отложений террасы II эрозионного уровня р. Адыча. Учитывая, что эти отложения ранее в качестве россыпепитающих не рассматривались, целесообразно исследование на золотоносность водотоков низких порядков, дренирующих реликты террасы II эрозионного уровня. Данные изучения состава золота из техногенных отложений позволили судить о поступлении его в промежуточный коллектор из источника [5] золото-антимонит кварцевой формации, которая распространена в исследуемом районе.

Таким образом, комплексное исследование золота из техногенных отложений позволяет делать выводы не только о типе источнике россыпи, но и о формационной принадлежности вероятного источника, что открывает новые предпосылки для прогноза и поисков золоторудных и россыпных месторождений. Этот вывод особенно актуален для недропользователей, ведущих свою деятельность в районах, где часть россыпей обрабатывалась хищническим способом или же данные об обработке их утеряны.

Литература

1. Владимирцева О.В. Метод определения источника россыпного золота. Горные науки и технологии. 2019;4(4): С. 273-281.
2. Владимирцева О.В. О вероятном источнике аллювиальных россыпей золота руч. Куранах и Снежный (Верхоянский район, Якутия) // Разведка и охрана недр. М.: ВИМС. - №6/2019 – 2019. С. 10-14
3. Владимирцева О.В., Набелкин О.А., Субботин Н.А. Вещественные особенности гипогенных и гипергенных образований золота техногенных отложений ручья Снежный (Верхоянский район, Якутия) // Разведка и охрана недр. М.: ВИМС. - №10/2019 – 2019. С. 15-20
4. Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Жданов Ю.Я., Конюшок А.А., Суплецов В.М. Условия нахождения и образования аурустибита // ЗВМО. 1984. Часть 113. Вып. 2, С. 196-204
5. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России. Атлас. 1-е изд. Отв. ред. А.И. Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2003, 184с. 2-е изд. Отв. Ред. Б.К.Михайлов. – М: Акварель, 2015, 200с.



**ЖИЛЬНЫЕ И ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МРАМОРА
«ТЕМНОЕ ЦАРСТВО» (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВОЗМОЖНАЯ ИХ СВЯЗЬ С
ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ**

Закариаиш А. Гамильтон (РУДН, 1032145237@rudn.ru),

Байкузин М.И. (РУДН, 1032172626@rudn.ru),

Георгиевский А.А. (РГГРУ-МГРИ, ge.geo2015@gmail.com),

Дейнеко А.Ф. (РУДН, 1032172628@rudn.ru),

Косухин Д.И. (РУДН, 1032172621@rudn.ru),

Махиня Е.И. (РУДН, 1032172627@rudn.ru)

Аннотация

При проведении геологической практики в Миасском районе Челябинской области группой студентов РУДН и РГГРУ-МГРИ изучен один из отработанных карьеров по добыче щебня мрамора. При обследовании стенок карьера установлено широкое развитие жильных и дайковых тел, пространственно связанных с апикальной частью Сыростанского гранитоидного массива. Отмеченные жильные и дайковые комплексы сопровождаются ореолами скарновой, грейзеновой и пегматитовой минерализации, что позволяет рассматривать месторождение «Темное царство», в качестве перспективного объекта на выявление ряда ценных полезных ископаемых и, в том числе, золота.

Ключевые слова: гранитоидная интрузия, ксенолиты, жильные и дайковые образования, золотая и сульфидная минерализация

Месторождение Темное Царство расположено в 15 км к северо-западу от г. Миасс - крупного промышленного центра Южного Урала. В геологическом отношении оно образовано линзовидными телами мрамора уреньгинской свиты рифейского возраста, которые в виде ксенолитов заключены в апикальной части Сыростанского гранитоидного интрузива. Сыростанский интрузив пространственно приурочен к зоне Главного Уральского глубинного разлома и представляет собой многофазную структуру, формировавшуюся в течение нижнего карбона. Первая фаза - гранодиориты и кварцевые диориты, вторая - двуполевошпатовые, существенно плагиоклазовые граниты. Третья фаза - комплекс жильных пород. [1, 3, 5].

Для выяснения особенностей месторождения «Темное царство» проведено картирование карьера, вскрывшего крупную мраморную линзу. Как показало картирование, в строении месторождения участвуют метаморфогенный, магматогенный и дайково-жильный комплексы пород.

Метаморфогенный комплекс, помимо основного мраморного тела, состоит из разрозненных многочисленных мелких его фрагментов, которые в виде ксенолитов заключены среди диоритовых пород. Граница диоритов и мраморов смешанного типа: в одних местах она извилистая с отчетливыми признаками инъекционного поглощения мраморов внедряющейся диоритовой магмой. В других случаях граница прямолинейная и ровная, совпадающая с трещинами отдельности, что указывает на ее тектонический характер. *Мрамор* от светло-серого до белого, послойно и пятнами разномерный с кальцитовыми зернами от 0,5 мм до 1 см. В ряде случаев из-за чешуек графита порода полосчатая (рис. 1). В шлифах она сложена изометричными зернами кальцита с частыми полисинтетическими двойниками тектонического



скольжения (рис. 2). Большой частью мрамор без примесей, но в приконтактных зонах может включать разрозненные выделения тремолита, эпидота, кварца. Средний химический состав мрамора (%): SiO_2 -2.01; Fe_2O_3 -0,03; Al_2O_3 - < 0.01; MgO -0.35; Na_2O -0.02; K_2O - < 0.01; CO_2 - 42.26 [2]. Заметно увеличивается количество посторонней примеси, когда ксенолиты мрамора сопровождаются пачками сланцев (рис.3). Последние кварц-биотитовые, прослоями - углеродистые и биотит- кварцевые; микроструктура тонкочешуйчатая, лепидо- и grano-лепидобластовая. **Магматогенный комплекс** обнажается по северному и северо-западному бортам карьера, где наглядно проявлены взаимоотношения этих образований с метаморфогенными и жильно-дайковыми породами. В состав комплекса входят кварцевые диориты, гранодиориты и биотитовые граниты. *Кварцевые диориты и гранодиориты* макроскопически трудно различимые породы. Для них типична мелкозернистая структура, массивная текстура, а также характерная зеленовато-серая окраска, которую образуют многочисленные точечные вкрапления цветного минерала. Нередко в таких породах присутствуют реликтовые включения не полностью переплавленных ксенолитов (рис.4). В шлифах кварцевые диориты и гранодиориты представлены биотитовыми разностями. Основными минералами в них, помимо биотита (15-20%), являются кварц (15-25%), калиевый полевой шпат (~5%) и плагиоклаз. В диоритах плагиоклаз в основном зональный, с внешними зонами, отвечающими олигоклаз-андезину (рис.5). В гранодиоритах плагиоклаз соответствует сдвойникованным олигоклазам. *Биотитовые граниты* - серые среднезернистые порфиридные породы массивной, пятнистой и полосчатой текстуры. Сложены калиевым полевым шпатом - 45 % (решетчатый и пертитовый микроклин) (рис.6), андезин-олигоклазом (15%), кварцем (30%), биотитом (10%). Структура гипидиоморфнозернистая с преобладающим идиоморфизмом зерен полевых шпатов. Переходы от биотитовых гранитов к диоритам плохо заметные (постепенные) (рис.7).

Дайково-жильный комплекс пространственно тесно связан с полями развития диоритов и заключенными в них ксенолитами мрамора. Представлен он гранитоидными и лампрофировыми образованиями, а также кварцевыми жилами. *Гранитоидная жильная фаза* включает гранит-порфиридные, микрогранитовые, микрогранодиоритовые и аплитовые (?) разности [4]. Морфология жильных тел зависит от вмещающих пород. В диоритах — это разного размера инъекционные внедрения сложной формы (рис.8). В мраморных ксенолитах и вдоль контактов их с диоритами - это лентовидные прямолинейные, либо изгибающиеся тела, совпадающие с трещинами отдельности субширотного и субмеридионального простирания. Мощность жил от первых сантиметров до 0,5 м. Состав жильных пород однотипен и определяется переменными соотношениями кварца, кислого плагиоклаза и калиевого шпата. Количественные вариации минералов изменчивы, из-за чего по падению и восстанию жил гранитоидный состав их неоднократно меняется. В шлифах постоянно встречается сфен, ортит (рис.9), циркон, эпидот. Участками отмечаются вторичные образования: скарноиды и грейзенизированные породы. Грейзенизация проявляется в развитии вдоль гранитоидов кварц-мусковитового агрегата с размером чешуек слюды до 1см. Скарноиды развиты в приконтактных зонах с мраморами в виде небольших по мощности тел (10-15см, редко – 0,5м). Для них характерны типичные для скарнов минералы: волластонит, эпидот, везувиан, диопсид, андрадит, а также мелкие выделения пирита и халькопирита. В отдельных случаях жильные тела гранитоидов приобретают пегматоидный облик за счет развития в их центральной части крупных (2-5 см) включений розового калиевого полевого шпата. В зальбандах здесь также отмечается сульфидная минерализация в виде тонких прожилков пирита и



халькопирита. *Лампрофировые образования* для Сыростанского гранитоидного массива описываются впервые. Представлены они дайками спессартитов [4] мощностью 0,2-0,5м. Это поздние образования, приуроченные к тектоническим нарушениям, по которым происходили смещения диоритов и гранитоидных жильных тел (рис.10). Макроскопически спессартиты - черные, скрытокристаллические породы массивной текстуры с рассеянными тонкими включениями сульфидов. В шлифах спессартиты сложены зеленым амфиболом (60-65%), плагиоклазом (20-25%), хлоритом, мелкочешуйчатым биотитом. Плагиоклаз большей частью замещается эпидот-цоизитовым агрегатом и альбитом (рис.11). *Кварцевая жила* в коренном залегании закартирована в западном борту карьера. В других местах жильный кварц встречается в виде крупных развалов и разрозненных обломков. Мощность жилы 1,5-2 м. Жила проходит вдоль круто воздымающегося контакта биотитовых сланцев и жильных гранитоидов. Характерной чертой кварцевой жилы является широкое развитие пор и глубоких каверн, заполненных железистым веществом. Многие поры имеют четко выраженные кубические контуры, сохранившиеся от выщелоченных сульфидных минералов. В ряде случаев в отдельных обломках кварца отмечаются мелкие выделения частично окисленного пирита. Особенно мощно процессы выщелачивания проявлены в подошве жилы на ее контакте со сланцами. Здесь фиксируются крупные пещерообразные пустоты глубиной до 1 м, заполненные железистыми охрами (рис.12).

Выводы.

Результаты изучения площади отработанного карьера дают основания рассматривать месторождение мрамора «Темное царство» в качестве перспективного объекта для проведения поисковых работ на возможность обнаружения промышленной золотой минерализации

Литература

1. Овчинников Л.Н., Тихомирова Н.И., Вороновский С.Н. Длительность и этапы становления Сыростанского гранитного массива (Южный Урал). ДАН СССР, 1973. Т.211. № 3. С. 665-667.
2. Отчёт о результатах оценочных и разведочных работ на месторождении мрамора «Тёмное царство», расположенном на территории, административно подчинённой г. Миасс Челябинской области, проведённых ЗАО «Недра» в 2003-2006 гг. с подсчётом запасов мрамора по состоянию на 01.01.2005г. (Восточный и Западный участки). Миасс, 2006.
3. Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986. С. 85-94.
4. Свешников К.И., Лобзова Р.В. Магматические горные породы: петрография и вопросы происхождения. Москва. РУДН. 2008. 499 с.
5. Тихомиров П.Л., Федоров Т.О., Борисенок В.И., Дегтярев К.Е. Уральская полевая геологическая практика. Кн. 2. Описание учебных объектов. М.: Геологический факультет МГУ, 2001. 86 с.

Подписи к рисункам

Рис.1. Полосчатая текстура в ксенолитах мрамора. Рис.2. Двойники скольжения в кристаллах кальцита мрамора. Ув. 90^x. С анализатором. Поле видимости 0.25 мм. Рис.3. Сланцы в основании ксенолита мрамора. Рис.4. Ксенолиты сланцев в диоритовой породе. Рис.5. Выделение зонального плагиоклаза в кварцевом диорите. Ув. 90^x. С анализатором. Поле видимости 1.0 мм. Рис. 6. Выделение решетчатого микроклина в



биотитовом граните. Ув. $90\times$. С анализатором. Поле видимости 2.0 мм. Рис.7. Постепенный переход от кварцевых диоритов к биотитовым гранитам, скорей всего, через гранодиоритовую зону. Рис.8. Инъекционные внедрения жильных гранитоидов в диоритовые породы. Рис.9. Крупный кристалл ортита в микрогранитах жильного комплекса. Ув. $90\times$. Без анализатора. Поле видимости 0.25 мм. Рис.10. Черная дайка спессартитов, заполняющих разрывное нарушение в мраморах и диоритах (соответственно серые и светло-коричневые породы). Рис.11. Микростроение спессартиита. Ув. $90\times$. Без анализатора. Зеленые и светло-зеленые выделения амфибола на светлом фоне плагиоклазового агрегата. Поле видимости 0.5 мм. Рис.12. Пещерообразные пустоты в кварцевой жиле, заполненные железистыми охрами.

Рисунки.

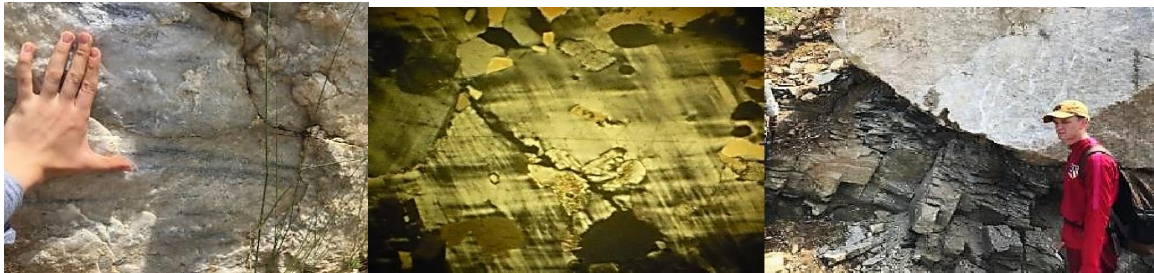


Рис.1

Рис.2

Рис.3

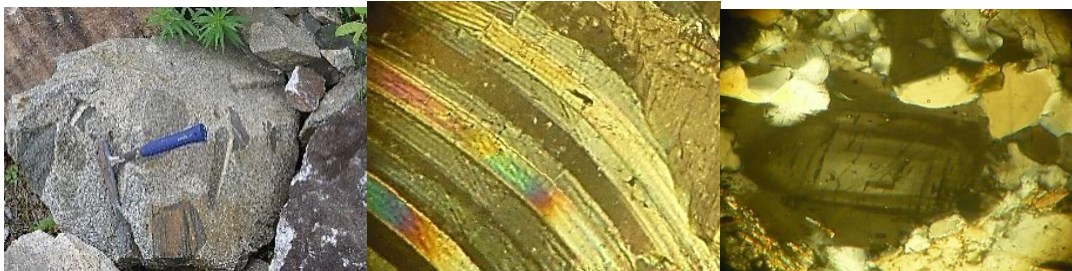


Рис.4

Рис.5

Рис.6



Рис.7

Рис.8

Рис.9



Рис.10

Рис.11

Рис.12



ИЗМЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ СУЛЬФИДОВ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Ишбобаев Т.Б. (Ташкентский государственный технический университет имени Ислама Каримова, г.Ташкент)

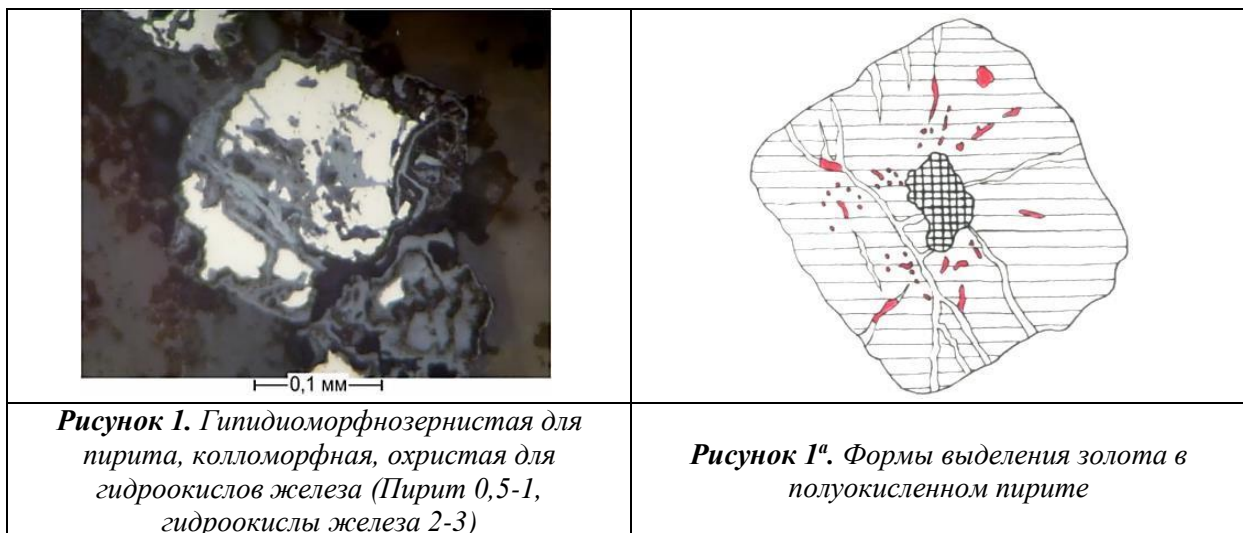
Аннотация. Характер поведения золота в окисленных рудах, хотя и подчиняется ряду общих закономерностей, весьма разнообразен, так как на него влияет много разных причин. Главными из них являются следующие: состав и текстура пород, содержащих сульфиды; размер сульфидной вкрапленности; количество присутствующего в них тонкодисперсного золота [1].

Ключевые слова. Зона окисления, Окжетпеская рудная поля, минерал, самородные элементы, сульфиды, оксиды, гидроксиды.

Преобладающая часть золота в рудах Окжетпесского рудного поля тесно связана с сульфидами – пиритом и арсенопиритом. В неокисленных сульфидах золото находится в тонкодисперсном состоянии, и лишь незначительная часть его образует микроскопически видимые золотины размером не более 20 микрон. Окисление сульфидов и проявления в них золота изучалось преимущественно на примерах рудоносных участков Окжетпесского рудного поля.

Прежде чем рассматривать поведение золота при окислении сульфидов, кратко остановимся на особенностях окисления пирита и арсенопирита – основных носителей золота. Изучение окисленных руд в полированных шлифах позволяет выделить несколько стадий окисления пирита и арсенопирита.

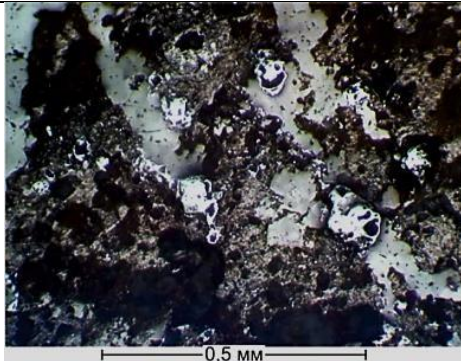
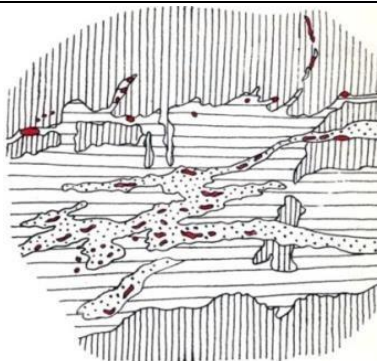
Окисление пирита выражается в замещении пирита с периферических частей кристаллов и по тонким трещинкам гидроокислами железа, преимущественно гидрогётитом (начальная стадия). В центральных частях зерен и нетрещиноватых участках при этом сохраняются обособления неокисленного пирита (рис. 1, 1^а).



Далее зерна пирита целиком замещаются гидроокислами железа – гидрогётитом и гётитом (рис. 2, 2^а). Наблюдения показывают, что в большинстве случаев пирит замещается непосредственно плотными образованиями гидрогётита. В дальнейшем в результате дегидратации гидрогётит постепенно превращается в гётит, который



образует с ним сложные сростания. Количественные соотношения гётита с гидрогётитом отражают, очевидно, интенсивность проявления процесса дегидратации.

	
<p>Рисунок 2. В шлифе встречаются несколько небольших скоплений зерен пирита и выделения гидроокислов железа. Пирит и гидроокислы железа образуют выделения в местах повышенной пористости и трещиноватости.</p>	<p>Рисунок 2^а. Золото в рыхлом гидрогётите псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту</p>

Таким образом, на данной стадии окисления пирита, при полном замещении его гидроокислами железа, происходят и некоторые преобразования последних. В результате этих преобразований псевдоморфозы бывают, сложены плотными и рыхлыми выделениями гидрогётита в различных соотношениях с гётитом (рис. 3, 3^а).

	
<p>Рисунок 3. Пирит в результате гипергенных преобразований на 95-97% замещён колломорфными образованиями гётита с незначительными количествами гидрогётита</p>	<p>Рисунок 3^а. Плотные чёрные окислы железа по кристаллам пирита, пятнисто-облачными скоплениями ярозита</p>

При более длительном существовании в зоне окисления растворов с кислой или слабокислой реакцией происходит полное растворение гидроокислов железа, заместивших пирит, и образование на их месте пустоток выщелачивания. Нередко на стенках пустоток наблюдаются мелкие кристаллики кварца, серы, гипса и колломорфные агрегаты ярозита (рис. 4, 5).



	
<p>Рисунок 4. Прожилково-вкрапленная текстура. Гидроокислы железа с реликтами пирита. В кварцевый жиле.</p>	<p>Рисунок 5. Ярозит-окисно-железистая рудная масса Пирит полностью псевдоморфно замещён окислами железа (Гётит+гидрогётит 40-45, ярозит 30-35, кварц 20-25)</p>

Арсенопирит отличается от пирита малой устойчивостью в гипергенных условиях. Окисление его происходит легче и быстрее, чем у пирита. Арсенопирит чаще всего замещается петтицитом, представляющим тонкую смесь скородитов и гидроокислов железа. Замещение обычно, как и у пирита, начинается с периферии зерен, постепенно распространяясь в центральные части (рис. 6).

а)	б)
<p>Рисунок 6 - Формы выделений золота в полуокисленном (а) и окисленном (б) арсенопирите.</p>	

В неокисленном виде арсенопирит-пиритовые золотые руды представлены в различной степени измененными окварцованными, серицитизированными и карбонатизированными породами с вкрапленностью и тонкими просечками мелких зерен пирита и арсенопирита. Минеральный состав руд сравнительно простой [2]. Породообразующие минералы представлены кварцем, полевыми шпатами, карбонатами, серицитом, хлоритом и темноцветными минералами. В числе рудных минералов, кроме пирита и арсенопирита, обычно в незначительных количествах отмечаются сфалерит, галенит и блеклые руды.

Окисленные руды зачастую отчетливо сохраняют текстурные особенности первичных руд [3].

Основная масса золота связана с замещающими сульфиды гипергенными минералами. Это отчетливо видно в полированных шлифах и подтверждается анализами окисленных и неокисленных сульфидов на золото и другие элементы.

Кроме золота, полуколичественным спектральным методом в окисленных и неокисленных разностях пирита были определены содержание элементов-примесей (таблица 1).

Наиболее характерные элементы-примеси окисленных и неокисленных разновидностей пирита – Ag, As, Co, Pb, Sb и некоторые другие. Причем элементами спутниками золота в этих минералах являются Ag, As, и нередко – сурьма. Характерно,



что для многих проб наблюдается некоторая корреляция между содержаниями золота и серебра. Мышьяк в этих минералах распределен относительно равномерно.

По сравнению с неокисленными рудами, в окисленных рудах микроскопически видимое золото встречается значительно чаще, что позволяет предполагать некоторую укрупненность золота в процессе окисления [4]. На основании просмотра около сотен полированных шлифов из окисленных руд подсчитана частота встречаемости микроскопически видимых выделений золота в различных разновидностях гидроокислов железа, образующих псевдоморфозы по пириту.

На основании изучения тонковкрапленных пирит-арсенопиритовых руд Окжетпесского рудного поля можно сделать следующие выводы.

1. Подавляющая масса золота в окисленных рудах находится в псевдоморфозах гипергенных минералов, образовавшихся по пириту и арсенопириту.

2. Характер выделений золота в окисленных сульфидах, взаимоотношения его с определенными гипергенными минералами, различное выделение на разных стадиях окисления позволяет предполагать вторичный его характер и переотложение в гипергенных условиях.

3. Растворы, образующиеся при окислении сульфидов (в особенности пирита), очевидно, способны растворять тонкодисперсное, а возможно, и тонкое микроскопическое золото, удерживать его в растворенном состоянии, а также переносить на небольшие расстояния.

4. При переотложении растворившегося тонкодисперсного золота в гипергенных условиях происходит некоторое укрупнение его выделений – до микроскопически видимых размеров (в среднем до 1-2 микрон, очень редко, до 10-20 микрон).

5. Укрупнение переотложенного золота более характерно для окисленного пирита, чем для окисленного арсенопирита, что объясняется, вероятно, различиями в химизме окисления этих минералов.

6. Укрупнение золота характерно для стадий полного окисления сульфидов и последующего преобразования псевдоморфоз гипергенных минералов по ним.

7. Значительная часть золота в окисленных рудах остается в тонкодисперсном состоянии, особенно в случаях неполного окисления руд.

8. Незначительной миграцией золота в зоне окисления пирит-арсенопиритовых руд обусловлено отсутствие зоны вторичного обогащения.

Литература

1. Исаходжаев Б.А. Тангиров А.И., Урунов Б.Н., Ишбобаев Т.Б. О некоторых проблемах дальнейшего совершенствования оценки скрытого золотого оруденения. // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, №5, 2017. С.30-35.

2. Пирназаров М.М., Седельников Л.В., Мукимова Д.С., Мовланов Ж.Ж. и др. Условия образования и размещения золото-редкометального оруденения Саутбай-Сарытауского рудного узла (Западный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, №6, 2013. С. 31-40.

3. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. Издание третье. Изд.АН СССР. М-Л; 1955. 381с.

4. Цой В.Д., Королева И.В., Алимов Ш.П. и др. Минералого-геохимические особенности углеродсодержащих толщ Западного Узбекистана // Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистана. Международной научно-технической конференции. Ташкент, 2016. С.179-18.



СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПИЖЕМСКОГО ТИТАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН

*Макеев А.Б. (ИГЕМ РАН, abmakeev@mail.ru),
Бочнева А.А. (ИГЕМ РАН, bochneva@mail.ru)*

Аннотация. Обработаны результаты поискового бурения южного участка Пижемского титанового месторождения. Построены карты-схемы: рельефа фундамента, геологические разрезы, мощностей рудных толщ, содержания полезных компонентов. Выявлена ячеистая (островная) структура рудного поля, позволившая наметить участки для разведочных работ и места будущих добычных карьеров.

Ключевые слова: Пижемское титановое месторождение, Средний Тиман, генезис, малоручейская рудная толща, мощность, содержание TiO_2 , ячеистая структура.

Пижемское титановое месторождение расположено на севере Вольско-Вымской гряды Среднего Тимана. Титаноносная малоручейская толща PR_3mg с лейкоксен-псевдорутиловым оруденением с угловым несогласием субгоризонтально залегает на рифейских глинистых сланцах PR_3lv и также с угловым несогласием перекрывается терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными породами среднего-верхнего девона. В процессе геологоразведочных работ (ГК РУСТИТАН с участием ФГУНПП «Аэрогеология») на месторождении пробурено 70 поисково-оценочных скважин, изучение керн которых позволило составить представление о структуре, строении месторождения и вещественном составе руд.

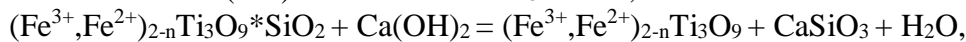
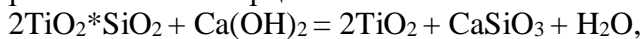
Среднее содержание TiO_2 в пижемских сероцветных песчаниках средней малоручейской толщи (PR_3mg^2) – 5.7 мас.%, при средней мощности пласта 5,6 м, в красноцветных песчаниках нижней малоручейской толщи (PR_3mg^1), соответственно, 3.5 мас.% (35 м). На восток и северо-восток мощность пластов значительно увеличивается до 40 и 100 м, соответственно. Существенной особенностью месторождения является нестандартный для промышленного освоения состав титановых руд, сдерживающий до недавнего времени его освоение. Основной титановой компонентой месторождения является композитная фаза лейкоксен, состоящая из сагенитовой решетки рутила с многочисленными микровключениями (1–50 мкм) кварца (15–40 мас.%). В рудах Пижемского месторождения диагностировано 40 минералов и их разновидностей: ильменит, пикроильменит, рутил, Fe-рутил, псевдорутил – $(Fe^{2+} \cdot Fe^{3+})_{2-n}Ti_3O_9 \cdot SiO_2$, лейкоксен – $TiO_2 \cdot SiO_2$, Nb-рутил («ильменорутил»), Ta-Nb-рутил («струверит»), колумбит, циркон, монацит, куларит, ксенотим, флоренсит, хромит, алюмохромит, хромпикотит, герцинит, гематит, сидерит, пирит, арсенопирит, силицид железа, муассонит (SiC), кварц, апатит, турмалин (шерл, дравит), амфиболы (5 видов), гранат (ряда кноррингит–пироп–мейджорит–альмандин), слюда ФАСИ (ряда флогопит–аннит–сидерофиллит–истонит), гидромусковит (серицит), каолинит, хлорит (шамозит) [3]. Главные рудные титановые минеральные фазы – лейкоксен и псевдорутил – не имеют строгой ориентировки и сортировки в песчаниках, как и остроугольные зёрна кластогенного кварца. Цементом рудных песчаников являются гематит, сидерит, гидромусковит, каолинит. Сидерит часто образует прожилки толщиной до 1–2 мм.

Видовой состав титановых фаз Пижемского месторождения указывает на направление и стадии высокотемпературного преобразования первичного титанового минерала, которым был ильменит: ильменит → Fe-рутил → псевдорутил → лейкоксен + сидерит + рутил [1, 3, 4]. Преобразование ильменита происходит в гидротермальном процессе с участием углекислоты. Соотношение титан-железистых фаз в пижемских рудах средней PR_3mg^2 пачки удалось установить с помощью мёссбауэровской



спектроскопии, магнитный концентрат содержит псевдорутил, Fe-рутил и ильменит в соотношении – 10:3:2 [1, 4], оно несколько меняется в мелких классах. В нижней пачке PR₃mr¹ ильменит отсутствует, что указывает на то, что поступление углекислоты происходит снизу, и поэтому ильменит в нижних горизонтах полностью преобразовался.

По заказу ГК РУСТИТАН в ИМЕТ РАН разрабатывается технология получения товарных продуктов из лейкоксена и псевдорутила путем их обескремнивания с получением искусственного пористого рутила. Пористый рутил – весьма востребованный товарный продукт, он используется для получения титановых белил, металлического титана, для обмазки сварочных электродов, а также как катализатор для инициирования процесса хлорирования природных рутиловых концентратов. При этом скорость реакции хлорирования возрастает в несколько раз из-за увеличения площади реакционной поверхности. Для лейкоксена и псевдорутила решена задача обескремнивания – кварц связывается в автоклавном переделе с известковым молоком:



с образованием дополнительного ценного товарного продукта волластонита [7, 8].

Генезис Пижемского месторождения все еще остается дискуссионным. Новые изотопно-геохимические данные [3, 5, 6] опровергают гипотезу об участии кор выветривания по подстилающим рифейским глинистым сланцам PR₃lv (Rb-Sr-возраст которых 816.3±5.2 млн. лет [5]) в поставке рудного вещества в титаноносную толщу, так же как и дальний снос материала в процессе «россыпеобразования». Нами предполагается глубинный эндогенный коренной источник рудного вещества [2, 3], а само месторождение мы относим к классу коренных, фреато-магматических. Ранее возраст немой титаноносной малоручейской толщи безосновательно относился к среднему девону (D₂mr). Rb-Sr-изотопные определения возраста вмещающих песчано-глинистых пород малоручейской толщи и собственно титановых руд позволили определить возраст самого месторождения – 685±30 млн. лет [6] – PR₃mr. Таким образом, нигде в других местах Тимана не повторяющаяся малоручейская толща является рудным пластом, а не стратиграфическим подразделением.

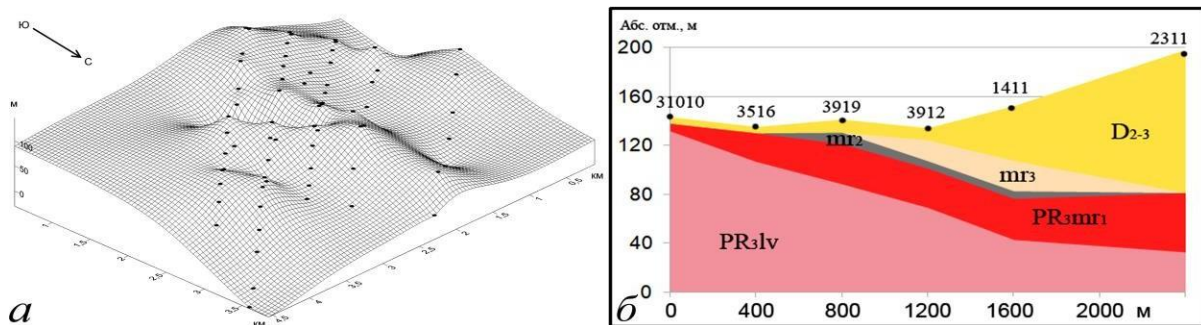


Рисунок 1. Рельеф рифейского фундамента (а), сложенного глинистыми сланцами лунвожской свиты (PR₃lv). Для наглядности схема повернута на 180°. Схематичный разрез (б) рудной толщи Пижемского месторождения в том же направлении ЮВ-СЗ.

Математическая обработка результатов бурения поисковых скважин и химического состава руд в керновом материале с помощью программ Serfer 13 и Coral X7 позволила построить ряд карт-схем, которые в графическом виде дают представление о структуре рудного поля южной части Пижемского месторождения. Из рисунков 1-3 наглядно видно, что структура рудного поля определяется несколькими параметрами: рельефом нижележащей рифейской сланцевой толщи, разломами

(взбросами) позднедевонского возраста (рис. 1), распространением и мощностью рудных толщ (рис. 2, 3), а также содержанием в руде главной компоненты – TiO_2 .

Рудная толща заполняет все углубления рифейского фундамента. По выявленной структуре рудного поля невозможно представить направление горизонтального перемещения рудного вещества и его источник (не определяется ни расположение русла древней реки, ни береговая линия древнего моря), остаётся в силе предположение о вертикальном перемещении рудного вещества во флюидизатном процессе по типу грязевых вулканов. Только в таком процессе в вулканической кальдере с выбросом огромного объёма углекислого газа возможно образование множества островных центров накопления и гидротермального преобразования рудного вещества [2].

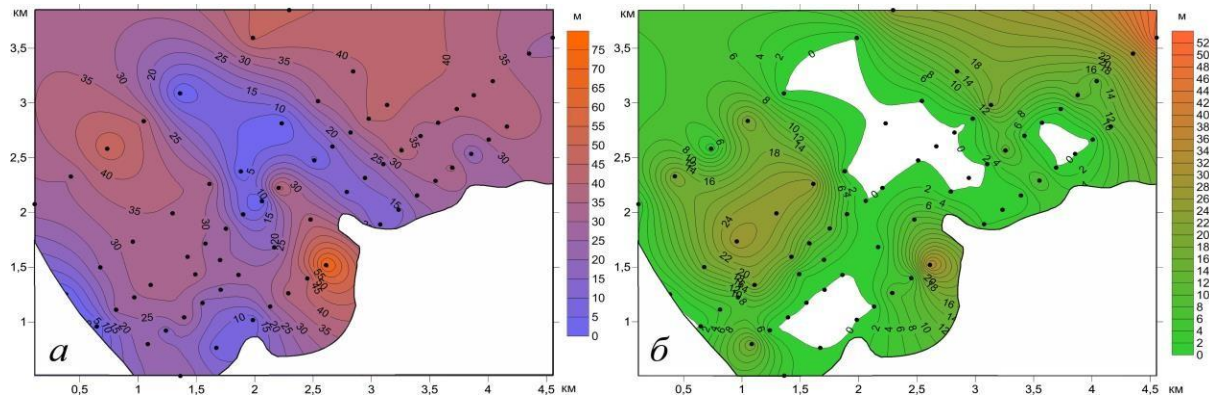


Рисунок 2. Карты распределения мощностей (м) малоручейской толщи: а – нижней PR_{3m1} и б – верхней PR_{3m2} пачек. Черными точками везде показано расположение поисковых скважин. Границы месторождения (толстая черная линия) проведены по границе распространения красноцветных песчаников нижней PR_{3m1} пачки.

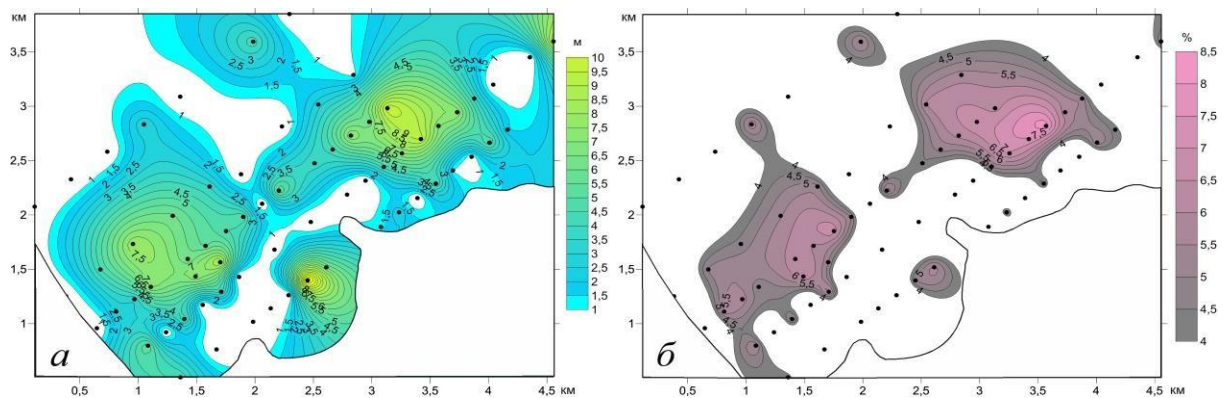


Рисунок 3. Карты распределения: а – мощностей средней (PR_{3m2}) сероцветной малоручейской толщи (м), б – содержания в ней диоксида титана (TiO_2 , мас. %).

Четыре среднemasштабные карты-схемы (рис. 2, 3) наглядно демонстрируют повторяющуюся в своем начертании ячеистую (островную) структуру рудного поля южной части Пижемского месторождения. Вероятно, такое же ячеистое строение следует ожидать и на всей (90 км²) площади месторождения. На поисковом участке работ выявлены два главных островных центра с повышенными мощностями средней PR_{3m2} малоручейской рудной толщи (рис. 3а), наследующие места расположения двух главных центров повышенных мощностей нижней PR_{3m1} малоручейской рудной толщи (рис. 2а), которые также совпадают по местоположению с центрами



повышенных содержаний TiO_2 (рис. 3б). Они позволят наметить площади детализации для разведочных работ и места проектирования будущих добычных карьеров.

Комплексность Пижемского титанового месторождения складывается из возможности попутного использования пород вскрыши: базальтов, кварцевых песчаников (стекольного качества), каолинит-кварцевых песчаников, редких и редкоземельных металлов, золота и алмазов полиминерального проявления Ичетью, а также всех полезных компонентов из самих титановых руд. Предварительные экономические расчеты с бортовым содержанием 2% TiO_2 и вскрышей перекрывающей толщи 20–60 м при мощности ГОКа по добыче руды 3 млн. т в год показывают рентабельность и быструю окупаемость будущего производства. Пижемское месторождение, учитывая гигантские ресурсы титановой руды, имеет особое значение для развития отечественной минерально-сырьевой базы титана, необходимой для развития гражданской промышленности и оборонно-промышленного комплекса, а также выполнения государственной программы по импортозамещению соответствующей продукции.

Литература

1. Лютоев В.П., Макеев А.Б. Оценка качества магнитных концентратов титановых руд Пижемского месторождения с позиции технологической минералогии. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 3, С. 31-41. DOI:10.32454/0016-7762-2019-3-31-42
2. Макеев А.Б. Пижемское титановое месторождение – флюидизатная кальдера в Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Геохимия литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, Республика Коми: 17–19 марта 2014 г.) – Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 86-89.
3. Макеев А.Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия. 2016. № 1. С. 24-49.
4. Макеев А.Б., Лютоев В.П. Спектроскопия в технологической минералогии. Минеральный состав концентратов титановых руд Пижемского месторождения (Средний Тиман) // Обогащение руд. 2015. № 5. С. 33-41. DOI: <http://dx.doi.org/10.17580/or.2015.05.06>
5. Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г. Глинистые сланцы лунвожской свиты Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман): состав, возраст, аксессуарный циркон // Материалы Минералогического семинара с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018)». Сыктывкар, 2018. С. 40-41.
6. Чернышев И.В., Макеев А.Б., Гольцман Ю.В., Брянчанинова Н.И. Возраст титановых месторождений Северо-Востока Восточно-Европейской платформы: Rb-Sr-данные // Докл. РАН. 2010. Т.435. № 3. С. 378-383.
7. Заблоцкая Ю.В., Садыхов Г.Б., Гончаренко Т.В., Олюнина Т.В., Анисонян К.Г., Тагиров Р.К. Особенности процессов автоклавного выщелачивания лейкоксенового концентрата с участием $Ca(OH)_2$ // Металлы. 2011. № 6. С. 9-14.
8. Садыхов Г.Б., Заблоцкая Ю.В., Анисонян К.Г., Копьев Д.Ю., Олюнина Т.В., Гончаренко Т.В. Получение игольчатого волластонита при каталитическом автоклавном выщелачивании лейкоксенового концентрата известковым молоком // Перспективные материалы. 2015. № 1. С. 65-72.



СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

*Д.В. Миносьянц (МГРИ-РГГРУ, группа ФП-19, 709321@mail.ru),
В.И. Яшина (МГРИ-РГГРУ, кафедра методики поисков и разведки МПИ),
И.В. Егорова (МГРИ-РГГРУ, кафедра общей геологии и геокартирования,
irinaegorova31@gmail.com)*

Аннотация:

Проведено исследование тяжелых минералов верхневендских отложений западного Приладожья

Ключевые слова: шлиховое опробование, тяжелая фракция, метаморфогенные образования, верхневендские отложения, западное Приладожье.

Шлиховое опробование представляет собой один из важнейших поисковых методов, проведение которого позволяет дать оценку перспективности значительных площадей в отношении коренных и россыпных месторождений важных в промышленном отношении полезных ископаемых. Сущность его заключается в выявлении и оконтуривании механических ореолов рассеяния минералов при систематическом изучении минерального состава шлихов, то есть концентратов тяжелых минералов (плотностью более 3000 кг/м³), получаемых при промывке проб, отобранных из рыхлых отложений.

Можно назвать три основных задачи, которые решаются шлиховым методом: 1) обнаружение коренных месторождений различных полезных ископаемых; 2) выявление участков аллювия, делювиальных и элювия с повышенной концентрацией полезных минералов, т.е. поиски россыпных месторождений; 3) выяснение общей геологической и металогической характеристики района.

Шлихи, отражающие состав механических вторичных ореолов расселения, помогают восстановить картину разрушения, переноса и концентрации минералов. Шлиховой способ применим для отыскивания определённой группы полезных минералов с большой плотностью и стойкостью, находящийся в тяжелой фракции рыхлых отложений. К этим минералам относятся: золото, платина, касситерит, алмаз, вольфрамит, ильменит, и многие другие промышленные минералы.

Исследуемые пробы песка необычного фиолетового цвета были отобраны в Ленинградской области из рыхлых отложений западного берега Ладожского озера близ впадения в него реки Бурная и в ее устье (рис 1.1). По словам местных жителей, вверх по течению реки наблюдалось большее количество необычно окрашенного песка.

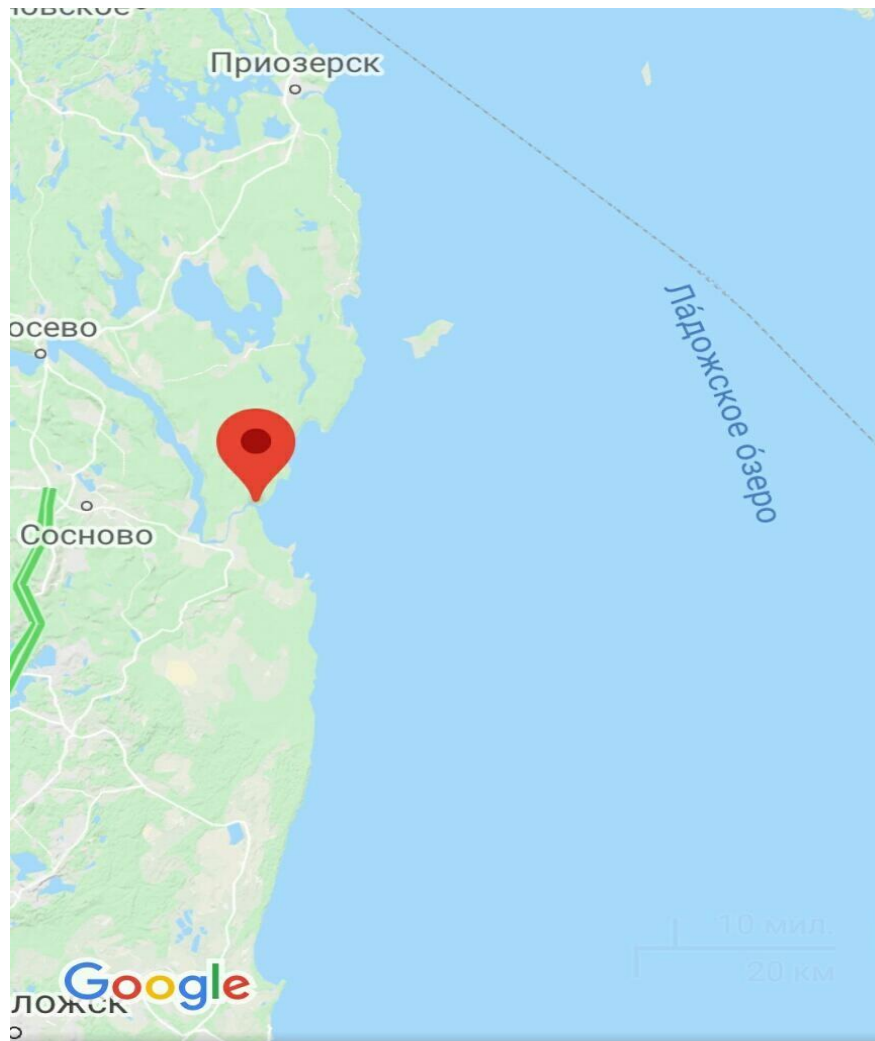


Рис 1.1 Район отбора проб

Район отбора проб сложен верхневендскими образованиями, предположительно относящимися к котлинскому горизонту и представленными терригенными отложениями — песчаниками, алевролитами, глинами.



Рис 2 Геологическое строение западного Приладожья, масштаб 1:1000000

Для изучения минерального состава природного шлиха он был разделен на четыре фракции: магнитную, электромагнитную, тяжелую и легкую, каждая из которых изучалась под биноклем отдельно.

Электромагнитная фракция составила более 90% массы пробы и оказалась наиболее разнообразной по минеральному составу. В ней широко представлены гранаты, а также ильменит, лимонит, роговая обманка, минералы группы эпидота.

Масса магнитной фракции, состоящей целиком из магнетита и ильменита, составила почти 6,5% пробы.

Среди минералов тяжелой фракции выявлены цирконы и рутил, но количество их незначительно, суммарно они составляют лишь чуть более 1% массы пробы.

В легкой фракции пробы присутствует только кварц.

Окатанность зерен невелика, что позволяет говорить о том, что перенос их не был значительным.

Данная ассоциация минералов характерна для метаморфогенных образований, распространенных в пределах фундамента Балтийского щита. В то же время верхневендские отложения, из которых отобрана проба, представлены слабометаморфизованными породами и относятся к нижней части осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Образование их, вероятно, происходило за счет размыва древних глубокометаморфизованных пород фундамента Балтийского щита, скорее всего, обогащенных гранатами. Для более полного исследования и определения источника сноса этих минералов запланирован отбор дополнительных проб вверх по течению реки и по берегу Ладожского озера.

Литература

1. Захаров Е.М. Шлиховые поиски и анализ шлихов // Издательство Недр 1974.
2. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей // Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1961



**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД МЕДНО - ПОРФИРОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЫЗАТА (ОЛМАЛЫКСКИЙ ГОРНО-РУДНЫЙ РАЙОН)**

*Мусурманкулов С.Б. (Ташкентский государственный технический
университет имени, г.Ташкент),*

*Шаназаров С.И. (Ташкентский государственный технический университет
имени, г.Ташкент),*

*Набиев Т.У. (Ташкентский государственный технический университет
имени, г.Ташкент)*

Аннотация: В статье охарактеризован вещественный состав руд медно - порфировых месторождений Кызата, вследствие того, что медно-порфировые руды на месторождение залегают на глубинах 450-800 м от поверхности, они представлены одним природным типом руд – первичные сульфидные руды. Минералами носителями и концентраторами основных и попутных полезных компонентов.

Ключевые слова: Медно-порфировые руды, Алмалыкский горно-рудный район, надрудная зона, халькопирит, пирит, магнетит.

Медно-порфировые руды месторождения Кызата, разведанного в 1,5 км к юго-востоку от поисковой площади, залегают на глубинах 450-800 м от поверхности. Примерно на этих же глубинах ожидается вскрытие медно-порфировых руд на поисковой площади. В связи с этим представляется важным привести краткую характеристику вещественного состава руд месторождения Кызата как эталонного объекта.

Вследствие того, что медно-порфировые руды на месторождение Кызата залегают на глубинах 450-800 м от поверхности, они представлены одним природным типом руд – первичные сульфидные руды. По результатам фазового анализа содержание меди в окисленной форме во всех пробах на месторождение Кызата не превышает 5-10 %. Медно-порфировые руды месторождения по минеральному и химическому составу представлены в основном первичными сульфидными рудами (84,6-89,3 % от общих запасов). Вторичные сульфидные руды в центральной части месторождения составляют 9,4 %, а на флангах 12,9 % отн., окисленные руды практически отсутствуют.

Главными рудными минералами на месторождение Кызата являются пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, сфалерит, гематит. Среди нерудных минералов преобладают кварц, карбонаты, ангидрит, серицит, хлорит, амфибол, калишпат, плагиоклаз.

По текстурным признакам руды подразделяются: вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые и жильные. В пределах рудного штокверка они имеют взаимные переходы, однако намечается некоторая закономерность. Богатые руды, с содержанием меди более 1 %, обладают в основном вкрапленными, иногда гнездовыми (от 5 до 30 см в диаметре) и прожилково-вкрапленными текстурами. В рудах с содержанием меди от 0,5 до 1 % преобладают прожилково-вкрапленные и прожилковые текстуры, меньшее развитие имеют вкрапленные и отсутствуют гнездовые текстуры. Для бедных руд характерно развитие прожилковых и вкрапленных текстур, когда вкрапленники представлены в основном пиритом. Жильные руды имеют резко подчиненное значение и встречаются в основном в бедных рудах и преимущественно в периферийных частях месторождения .

Основными рудовмещающими породами на месторождении Кызата являются в разной степени измененные гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.



К второстепенным рудным минералам относятся блеклые руды, сфалерит, галенит. Нерудные минералы представлены: диопсидом, мусковитом, геденбергитом, доломитом, серпентином, каолинитом, биотитом, гидрослюдами, эпидотом, гранатами, тальком, баритом, микроклином, тремолитом.

Характерной чертой месторождения является присутствие, наряду с медно-молибденовой ассоциацией полиметаллической и редкометальной групп элементов, что может указывать на телескопирование этих ассоциаций в единых зонах. Учитывая полигенность руд, переотложение и наложение разновозрастных минеральных ассоциаций, при описании зональности на месторождении использован термин «минеральный комплекс» - группы минеральных ассоциаций (МА), образующих скопления сопредельных участках рудного штокверка (Скопылатов, Гиль, 1988).

Минеральные комплексы образуют узкие пластообразные оболочки, вытянутые по латерали, где в центре залегает линза наиболее богатых руд. Зональность рудных образований нечеткая: одни зоны постепенно переходят в другие. Условно на месторождении выделено 3 крупных зоны: надрудная, зона промышленных руд и подрудная [2].

Надрудная зона расположена между контактом с карбонатной толщей и штокверком с содержанием меди 0,5 % и включает в себя две условные разновидности медно-порфировых руд: бедные и средние.

В этой зоне на фоне доминирующего вкрапленного пиритного комплекса отмечаются вкрапленные ранняя железо-окисная, халькопирит-пиритовая и молибденитовая ассоциации. Последняя представлена на флангах месторождения и очень редко в его центре. Поздние прожилковые золотоносные и полиметаллические мышьяк содержащие минеральные ассоциации развиты в зоне незначительно.

Ядро медных руд ограничено контуром меди 1 % и сложено вкрапленным, прожилково-вкрапленным молибденит-пирит-халькопиритовым минеральным комплексом с широким развитием пиритовых и ранних железоокисных парагенезисов. Полисульфидные золотоносные и полиметаллические парагенезисы рассредоточены в массе главных рудных минералов.

Внутренняя подзона, сложена прожилковым и прожилкововкрапленным пирит-магнетит-халькопирит молибденитовым минеральным комплексом с широким развитием ранних титаноокисных парагенезисов.

В целом по месторождению доминируют поликомпонентные мелкозернистые вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, прожилковые и жильные руды имеют резко подчиненное значение, гнездовые получили ограниченное развитие в контуре руд с содержанием меди более 1 %.

Общее количество сульфидов и оксидов в медно-молибденовых рудах колеблется в значительных пределах, достигая в ряде проб 12-14,7 %, что обусловлено повышенным содержанием пирита, а на отдельных участках магнетита с гематитом. В центральной части месторождения среднее содержание рудных минералов в сумме составляют 7,4 %, а на флангах 3,4 % соответственно от состава вмещающих пород.

Для месторождения Кызата характерно преобладание содержания пирита над халькопиритом с явной тенденцией выравнивания с глубиной, что видно из пирит-халькопиритовых отношений 4,1-2,0-0,92 соответственно в надрудной зоне промышленных руд и подрудных зонах. Минералами носителями и концентраторами основных и попутных полезных компонентов в порядке ценности и степени распространенности в руде являются халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, сфалерит и гематит.

Халькопирит основной промышленный носитель меди, определяющий промышленную специализацию месторождения Кызата. Содержания минерала во



вмещающих породах 1,42-3,68 % вес с четким обогащением центральной части месторождения. Среднее содержание халькопирита в балансовых рудах -2,63 %.

Пирит является основным сульфидом, доминирующим на месторождении в количественном отношении, с колебаниями содержаний в пределах 0,42-9,62 вес.%. среднее содержание по зоне промышленных руд 4,6 вес.%. Вертикальная зональность в распределении минерала по укрупненным зонам характеризуется резким падением среднего содержания в подрудной зоне до 1,06 вес.%.

Молибденит - носитель и концентратор молибдена на месторождении распределен неравномерно. Для вертикальной зональности распределение минерала характерно контрастное увеличение его содержаний с глубиной в центрально части месторождения от 0,0059 вес.% в надрудной зоне до 0,015 вес.% в подрудной, на флангах распределение его более равномерное.

Магнетит. Магнетит наиболее ранний рудный минерал, образует изометричные округлые ксеноморфные включения в метазернистом пиритеи крупные гнездообразные скопления гипидиоморфных и скелетных зерен зонально и по спайности замещанных гематитом, тесные сростания с халькопиритом, пиритом. Границы зерен неровные, размеры зерен магнетита 0,06-0,2 мм, редкие 1-2 мм.

Магнетит и гематит встречаются в рудах совместно и неравномерно распределены на месторождении Кызата. Основная масса их приурочена к надрудной зоне и зоне промышленных руд.

Сфалерит – носитель и концентратор цинка и кадмия, имеет неравномерное распределение в рудах месторождения. Содержание от следов до 0,13 вес.%. На месторождении представлены ранняя железистая и поздняя маложелезистая разновидности сфалерита. По результатам спектрального анализа установлен ряд элементов-примесей Ba, Sr, V, Ti, Bi, Mg, Fe.

Гематит образует изометричные, ксеноморфные выделения в виде ориентированных скоплений в пирите, халькопирите, тонкие игольчатые пучковидные агрегаты в породе, каемки вокруг зерен хлорита, чаще отмечены зерна линейных, таблитчатых и пластинчатых форм. Минералы тесно связаны, наблюдаются их взаимные замещения, распространены псевдоморфозы: мушкетовит и мартит.

Таким образом, при высокой степени раскрытия самородного золота, при дроблении пирита и халькопирита, существенная часть благородных металлов будет накапливаться в медно-молибденовом концентрате и попутно извлекаться. Тонкодисперсное золото и микровключения минералов серебра в пирите и в хвостах составят возможные потери. Приведенные выше данные по вещественному составу месторождения Кызата предусматривается использовать при проведение поисковых работ.

Литература

1. Туресебеков А.Х. Меднорудные формации Узбекистана // Металлогения золота и меди Узбекистана, Ташкент 2012, стр.101-195.
2. Шаякубов Т.Ш. Голованов И.М. и др. Медно-порфировое месторождение Дальнее. М. Недра, 1983. 108 стр.



ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД КОЧКОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

*Пикатова М.В. (ООО «Мангазея Майнинг», [m.pikatova@mangazeya.ru](mailto:pikatova@mangazeya.ru))
Барабашева Е.Е. (Забайкальский государственный университет, barabasheva@mail.ru)*

Аннотация

Изучение вещественного состава руд является важным и необходимым при подготовке объекта к промышленному освоению. В результате изучения текстурно-структурных особенностей, химического и минерального состава, физических свойств руд выявляются их природные разновидности, на основе чего выделяются промышленные (технологические) типы, требующие отдельной переработки и селективной добычи.

Ключевые слова: геология, химический состав, минералы, сульфиды, золото, окисленная и первичная руды.

Кочковское месторождение расположено в Широкинском полиметаллически-золоторудном узле Газимуро-Заводского рудного района юго-восточного Забайкалья.

Широкинский рудный узел представляет собой грабен с блоковым внутренним строением, размерами до 41 км в длину и 5-6 км в ширину. В его пределах можно выделить две основные группы месторождений – собственно свинцово-цинковые и медно-золото-свинцово-цинковые. Эти группы имеют близкий геологический возраст, но отличаются вещественным составом руд, а также условиями и закономерностями формирования. Так как в структурно-металлогеническом отношении Широкинский узел приурочен к области пространственного совмещения нескольких рудных поясов (Центрального - оловянно-вольфрамового, Аленгуе-Уровского - золото-молибденового, Приаргунского – свинцово-цинкового, Калангуйского – флюоритового), имеющих северо-восточное простирание, а также металлогенических зон (Ушмунской оловянно-вольфрамовой, Газимурской – золото-молибденовой, Газимуро-Урюмканской – свинцово-цинковой, Будюмкано-Золинской – флюоритовой), месторождения Кочковский имеет достаточно сложный генезис, до настоящего времени достоверно неопределенный.

Перечисленные металлогенические зоны находятся в довольно сложных соотношениях друг с другом и прослеживаются по простиранию на сотни километров. Все они контролируются единым долгоживущим глубинным разломом, находящимся в междуречье рр. Газимур и Урюмкан. В этом разломе неоднократно возобновлялись тектонические движения, сопровождаемые магматической и гидротермальной деятельностью, поэтому сложность структуры месторождения отмечается многочисленными разрывными нарушениями, тектоническими блоками, широким развитием мезозойских малых интрузий, даек, эффузивов и туфов.

Месторождение Кочковское общей площадью 2,4 км² находится на водоразделе рр. Лугия, Урюмкан, Житковская, к северо-востоку от действующего Новоширокинского рудника и приурочено к центральной части Широкинской вулканической впадины, которая в плане вытянута в северо-восточном направлении почти на 30 км при ширине около 6 км.

Северо-западный край впадины срезан региональным Урюмканским разломом, представленным серией сложных сбросов северо-восточного простирания. Вдоль этого разлома породы венд-кембрийского структурного яруса контактируют с толщами



юрских пород. По геофизическим данным разлом имеет северо-западное падение под углом около 70° . Амплитуды вертикальных перемещений были достаточно крупными, до 2 км, что вывело на один гипсометрический уровень породы нижнепалеозойского и мезозойского возраста. На восточном и южном флангах впадины средне-позднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования с несогласием залегают на терригенных породах ранней юры [2].

Кочковская зона имеет сложное строение, благодаря ряду сближенных, почти параллельных ветвей. Мощность зоны варьирует от 10 до 100 м.

Кочковское месторождение относится к золото-сульфидной (золото-мышьяковисто-сульфидной) рудной формации с субмикроскопическим и тонким золотом. По вещественному составу руды месторождения относятся к золото-карбонат-кварцевому убогосульфидному типу.

Рудовмещающими породами Кочковского месторождения являются гидротермально и метасоматически измененные базальты, андезитобазальты, андезиты, плагиодациты, дациты, риодациты и их туфы. Породы превращены в метасоматиты различного состава и нередко катаклазированы.

Метасоматиты разнообразны по внешнему виду, количественному соотношению возникших в результате преобразования исходных пород вторичных минералов, текстурно-структурным особенностям, а также интенсивности и характеру гидротермально-метасоматических преобразований.

Текстурные особенности пород и руд участка Кочковский характеризуется значительным разнообразием. Здесь развиты вкрапленные (гнездово-вкрапленные, редко вкрапленные, мелко вкрапленные), прожилково-вкрапленные, брекчиевые, полосчатые, линзовидные, пятнистые, крустификационные, кокардовые и некоторые другие текстуры. Значительное распространение на участке крустификационных и кокардовых текстур является доказательством низкотемпературных и близповерхностных условий рудообразования [1].

Состав руд месторождения Кочковское резко отличается по составу от других зон Широкинского узла. Здесь ведущая роль принадлежит различным метасоматически измененным карбонатам, в основном марганцево-железистому доломиту и анкериту, а также антимониту. В качестве примесей многочисленны реальгар, аурипигмент, марказит, барит и халцедон.

Отдельные жилы и участки с прожилковой формой минерализации указанного состава наблюдаются также на крайних флангах Широкинского рудного узла и его западной части (Фадеевское рудопроявление).

Основными факторами, определяющими локализацию оруденения на месторождении, являются: 1) структурный фактор (Кочковская зона разломов ЗСЗ простирается); 2) литологический фактор (метасоматиты кварц-карбонат-серицитового, калишпат-кварц-карбонат-серицитового состава вдоль зон дробления, катаклаза и интенсивной трещиноватости вулканогенных и терригенных пород юрского возраста).

При проведении детальных поисковых и оценочных работ на Кочковском месторождении в 2012-2016 гг. выявлены два технологических типа руд – окисленные и первичные.

По данным химического анализа основная масса руд представлена литофильными компонентами. Главным из них является кремнезем. Рудообразующие компоненты представлены в основном железом и серой. Вредные примеси в рудах практически отсутствуют. Доля цветных металлов, редких и рассеянных находятся на уровне сотых долей процента и менее.



Состав руды месторождения на 91-97,6% представлен породообразующими минералами, которые по количественным соотношениям разнятся в окисленных и первичных типах.

В первичных рудах преобладают карбонаты, в окисленных – кварц и легко шламующиеся минералы (серицит, каолинит, хлорит, апатит, гидроокислы железа).

В окисленных рудах сохраняется относительно высокое содержание сульфидов, однако оно практически в два раза ниже, чем содержание тех же сульфидов в первичной руде. Значительная часть гематита, гидроксидов и сульфатов железа в окисленных рудах поступает при разрушении железистых карбонатов [1].

Главными рудными минералами, как для первичных, так и окисленных руд, являются пирит-марказит, подчиненное значение имеет арсенопирит. На их долю приходится более 60% состава сульфидов. В качестве редких минералов установлены сульфосоли, преимущественно сурьмянистого состава – стибнит, буланжерит и мышьяково-сурьмянистого состава – геокронит, твиннит и блеклые руды – теннантит и тетраэдрит. Также среди редких минералов встречаются сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, магнетит, гематит. Обнаружен теллурид ртути – колорадоит. Распространен гетит.

Нерудные минералы представлены железистым доломитом, кварцем, микроклином (адуляром), мусковитом, следами каолинита.

Среди аксессуарных минералов установлены реальгар, аурипигмент, арсенат свинца, циркон, флюорит, апатит, эпидот, оксиды титана.

Эти парагенетические ассоциации минералов относят к низкотемпературным (50-200⁰). Рудная минерализация максимально развита в пределах гранодиоритовых интрузивах с локализацией в вулканогенных породах верхней юры.

Минерализация Кочковского участка расположена в самой верхней, наименее эродированной части разреза эффузивно-вулканогенной толщи. Учитывая распределение минерализации в стратиграфическом разрезе рудного поля, можно считать, что глубина затухания кварц-карбонатно-антимонитовой минерализации равна приблизительно 800м от современной поверхности.

Минерализация окисленных руд представлена преимущественно вторичными оксидными гипергенными фазами, образовавшимися за счет первичных сульфидов. Основная доля приходится на оксиды и гидроксиды железа, в существенно меньшей степени - на оксиды сурьмы, цинка, а также сульфаты и карбонаты свинца. Доля окисленных минералов составляет 3,93%.

Сульфидные минералы по отношению к вторичным присутствуют в подчиненном количестве. Общее содержание сульфидных минералов по сравнению с первичной рудой уменьшается в два раза.

Основным ценным компонентом руд Кочковского месторождения является золото и в качестве попутного – серебро. Золото тесно ассоциировано с сульфидными минералами.

Два выделенных типа руд отличаются химическим составом и степенью извлечения ценных компонентов при различных методах обогащения.

По проведенным результатам технологических исследований для переработки для каждого типа руд месторождения рекомендовано:

- флотационная схема обогащения руды с автоклавной переработкой концентрата для первичной руды;
- методом «кучного» выщелачивания для окисленной руды.



Литература

1. Мавринская С.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в пределах Золинско-Аркиинской площади за 2007 – 2014 гг. Чита, ООО «Корякмайнинг», 2015; ТГФ-18701.
2. Озерский А.Ф., Кривицкий А.В. и др., Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-50-V, XI, XII, XVIII, XXIII, М-51-I. Отчет Приаргунской партии по ГДП-200 за 1988 – 1995 гг. Чита: ГГП «Читагеолсъемка», 1995. ТГФ-16818.



**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БРУСИТОСОДЕРЖАЩИХ
МИНЕРАЛОВ ПРОЯВЛЕНИЯ КУМЫШКАН, СЮРЕНАТИНСКОЙ
ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОШАДИ.**

*Туляев Ф.М. (Ташкентский государственный технический университет,
farxadtulyayev@gmail.com),*

*Уктамов У.Х. (Ташкентский государственный технический университет,
farxadtulyayev@gmail.com)*

Аннотация: В статье рассмотрено вещественный и минеральный состав бруситосодержащих минералов проявления Кумышкан, связанные с внедрением магматических пород, на контакте которых с карбонатами и другими породами образуются серпентиниты, волластониты и другие породы, являющиеся магнезиальным сырьем.

Ключевые слова: Магнезиальное сырьё, Кумышкан, Сюренота, огнеупорный материал, брусит, магнезит, проба, дробление, порода.

На сегодняшний день перед экономикой Республики Узбекистана остро стоит вопрос обеспечения промышленности местным сырьем взамен импортного и уменьшения транспортных расходов, приводящих к удорожанию продукции. В этой связи перед геологической службой Республики Узбекистана поставлен ряд крупных задач, среди которых определение возможности обеспечения промышленности магнезиальным сырьем для производства огнеупоров, а также обеспечение быстро развивающейся строительной отрасли облицовочным мрамором в более выгодных экономических условиях [1].

Годовая потребность промышленности Узбекистана в магнезиальных огнеупорах составляет 20,8 тыс.т. Обеспеченность данным сырьем не превышает 70 %, полностью за счет импорта, в основном из России, что обходится в 1,2 млн.долларов США. Магнезитовый порошок, получаемый из природных магнезитов посредством обжига, применяется для наварки подин и откосов, заправки мартеновских и электроплавильных печей, при производстве магнезиальных и форстеритовых огнеупорных изделий, для получения электротехнического периклаза и т.д.

В качестве высокомагнезиального сырья в промышленности используются магнезит, брусит, доломит, дунит, кали-магниевые и хлор-магниевые соли, тальк, асбест и флогопит [4]. Возможной минерально-сырьевой базой могут стать известные на сегодняшний день Зинельбулакское месторождение талькового камня, магнезит-гипсовые породы солончаков Узункудук, Сайлакудук, бруситсодержащие мрамора Сюренатинского массива с прогнозными запасами MgO в 10 млн.т, доломиты Мурунтау-187млн.т, доломитовая гряда Каракия (Алмалык) и др. Многие проявления, связанные с внедрением магматических пород, на контакте которых с карбонатами и другими породами образуются серпентиниты, волластониты и другие породы, являющиеся магнезиальным сырьем, не достаточно изучены.

Бруситовое сырьё по доли использования в производстве огнеупоров играет небольшую роль из-за редкой встречаемости в природе и ограниченности запасов. В пределах СНГ имеется одно подобное месторождение - Кульдурское в Хабаровском крае, разрабатываемое с 1971 г. Промышленная ценность бруситов определяется высоким содержанием окиси магния (до 69 %) и экономными технологическими условиями переработки, относительно других видов магнезиального сырья. Они применяются преимущественно для производства магнезиальных вяжущих, термоизоляционных материалов, вискозы, керамики, стеклоизделий, синтетического каучука.



Кумышканское проявление мрамора известно давно, географически находится в пределах Кумышканского свинцового рудного поля. Исследования по определению запасов и качества самого мрамора были начаты в 1960 году С.Н.Савинским. Им проводилась разведка проявления мрамора для нужд лакокрасочной промышленности. В 1961 году тематической партией РТЭ при специальной ревизии мрамора были обследованы на пригодность как декоративно-облицовочный материал.

Химический состав магнезита и брусита изучался с полнотой, обеспечившей возможность оценки качества полезного ископаемого. Перечень определяемых компонентов устанавливался с учетом требований производства и соответствующих государственных стандартов.

Согласно геологическому заданию область использования брусита была определена как магнезиальный огнеупор. Технические требования к магнезитовому порошку, применяемому в производстве огнеупоров, регламентируются ГОСТ 10360-63 и ведомственными техническими условиями.

В послойных секционных пробах определялись содержания MgO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , SO_3 , H_2O , CO_2 и п.п.п. На начальной стадии изучения месторождения определялись также содержания TiO_2 и Ва. Определялась также гигроскопическая влажность. Обработка и сокращение проб, отобранных для изучения химического состава брусита и магнезита, осуществлялась по схеме, разработанной для данного типа месторождений. Величина коэффициента К была принята равной 0,5.

По получению кислоторастворимого магнезита с содержанием MgO не ниже 64 %, что относит этот концентрат к бруситовому периклазовым порошков и огнеупоров; БРК-3 - приводятся показатели продукции.

Таблица №1

Массовая доля, %	БРК-1	БРК-2	БРК-3
MgO , не менее	64	64	64
Fe_2O_3 , не более	0,15	0,2	0,35
CaO , не более	1,5	2,5	3,0
SiO_2 , не более	1,5	2,0	3,0

Размер кусков не более 100 мм, проходит через сито № 5 не более 10 %.

Месторождения брусита промышленного масштаба крайне редки, и в мире их насчитывают единицы (в США, Канаде, Италии, Югославии). В России имеется одно месторождение Кульдурское. Для бруситов этого месторождения разработаны ТУ 14-8-392-82. Марки БРК-1 и БРК-2 применяют для производства периклазовых порошков и огнеупоров; БРК-3 - приводятся показатели продукции в других отраслях.

Впервые метод обогащения бруситовых мраморов и получение из бруситового концентрата окиси магния разработан в Канаде в годы второй мировой войны прошлого века [3]. Схема, разработанная применительно к крупно вкрапленным бруситовым мраморам месторождения Вакефилу и Квебек, включала следующие операции:

- дробление руды до крупности 50 мм;
- обжиг в шахтной печи при температуре 900-1000°C;
- гашение обожженного продукта;
- сушка;
- воздушная сепарация с целью отделения тонко дисперсного гидрата окиси кальция от зернистого гидрата окиси магния.



Канадской промышленностью был освоен выпуск высококачественной магнезии с содержанием окиси магнезия в готовом продукте около 94-97 %. Полученная магнезия нашла применение в огнеупорной и химической промышленности, а также при производстве металлического магнезия.

Технологические испытания обогатимости бруситсодержащих мраморов Кумышкана выполнялись на материале проб, представленных ОАО "Кимьонота'dangeologiya servis". Было сформировано две технологические пробы [2].

Т-1 и Т-2 в лабораториях Института минеральных ресурсов. Исходный материал дробился до -3 мм для технологических испытаний и до 0,1 мм для спектрального, химического и других видов анализов.

В таблице №2 представлены результаты спектрального анализа средних проб бруситов.

В таблице №3 - результаты химического анализа средних проб бруситовых пород.

Таблица №2
Результаты спектрального анализа средних проб бруситов

Элементы	Содержание, %		Элементы	Содержание, %	
	Т-1	Т-2		Т-1	Т-2
Кремний	1=0	1=0	Титан	0,008	0,008
Алюминий	0=1	0,1	Молибден	<0,001	<0,001
Магний	> 1,0	> 1 = 0	Стронций	0,001	0,001
Кальций	> 1,0	> 1,0	Медь	<0,001	0,001
Железо	0,06	0,06	Серебро	-	<0,001
Марганец	0,002	0,002	Скандий	-	0,04

Таблица №3
Результаты химического анализа средних проб бруситовых пород

	С о д е р ж а н и е , %			
	Т - 1		Т - 2	
	"Аналитсервис"	ИМР	"Аналитсервис"	ИМР
SiO ₂	1,50	1,70	1,50	2,00
TiO ₂	<0,01	0,25	<0,01	0,20
Al ₂ O ₃	<0,10	0,30	<0,10	0,15
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,13	0,16	0,12	0,17
MgO	23,24	24,00	23,08	23,00
MnO	<0,01	0,05	<0,01	0,05
CaO	34,72	35,84	35,50	35,84
Na ₂ O	0,06	0,04	0,06	0,06
K ₂ O	0,10	0,02	0,10	0,03
^oбщ.	<0,10	-	-	0,04
п.п.п	40,00	37,50	39,32	38,36



Проба Т-1 канава 1, интервал 0-1 м. Порода белого цвета, мелкозернистая, пачкает руки. Куски угловатые, размер 7 x 2.5 x 3 см, 5 x 5.5 x 2 см, 6 x 4 x 3,5 см, 7 x 3 x 1 см. Среди белой массы присутствуют слабо желтоватые прослои карбоната мощностью 0,5-0,7 см. Поверхность породы матовая, шороховатая, зернистая, края остроугольные. На поверхности породы локально отмечаются корочки карбоната почковидной текстуры коричневатого цвета. Порода сложена зернами белого, бесцветного кальцита (60-65 %) и рыхлого белого, пачкающего руки брусита. Брусит выполняет межзерновые пространства между зернами кальцита. По трещинам в небольшом количестве отмечаются пропитка лимонитом, за счет чего порода приобретает желтоватый цвет.

Проба Т-1 канава 1, интервал 54-56 м. В пробе встречаются прожилки белого мучнистого брусита, мощностью до 0,5 мм, "споровидной" текстуры агрегата брусита. Среди зерен карбоната встречаются включения зеленоватого хлорита в виде розетковидных сростков.

В карбонате встречаются темные вкрапления гетита, размером от 0,001 до 0,01 мм; изометричные зерна кварца, размером 0,01-0,06 мм, количество их не более 1-2 %.

Проба Т-2 канава 1, интервал 38-40 м и 40-42 м. Проба представлена кусками породы размером от 8 x 5 x 1 см до 5 x 4 x 2,5 см.

Цвет породы белый, порода пачкает руки. Структура мелкозернистая, участками офитовая с раковистым изломом. Форма кусков неправильная, края острые, поверхность бугристая, матовая.

Порода сложена карбонатом (60-63 %) и бруситом развитом в виде вкрапленности, прожилков. Брусит молочнобелый, рыхлый, заполняет межзерновое пространство между зернами кальцита.

В интервале 40-42 м проба неоднородная по составу: некоторые куски содержат реликты желтоватого карбоната, окрашенного гидроокислами железа. В пустотах отмечаются темносерые рыхлые скопления. Распределение брусита в породе неравномерное, некоторые куски значительно обогащены (до 40-45 %).

Встречаются зерна бесцветного кварца, размером 0,02-0,04 мм, очень редкие серые зерна арсенопирита.

Таблица №4

Минеральный состав бруситовых мраморов

Минеральный состав	Содержание, %	
	Проба Т-1	Проба Т-2
Брусит	35,0	33,0
Кальцит	62,0	63,4
Кварц	1,4	1,5
Хлорит	1,5	2,0
Гетит-лимонит	0,10	0,10

Таким образом, проведенные ориентировочные расчеты и минералого-геохимические исследования показывают рентабельность производства магнезиальных огнеупоров из местного сырья и необходимость проведения исследовательских работ по обогащению магнезито-гипсовых пород. При получении концентратов полностью отвечающих требованиям огнеупорной промышленности, Узбекистан может полностью отказаться от завоза магнезитовых огнеупоров, а базой магнезиального



сырья для производства огнеупоров могут служить бруситовые мраморы Кумышканской площади, что в свою очередь показывает значительную экономическую эффективность для государства .

Литература

1. Гончарова Т.Е. и др. Высокомагнезиальное минеральное сырье // М., “Наука”, 1991.
2. Бурнаев НИ. Отчет о детальной оценке и разведке Болгалинского месторождения известняков-ракушняков и доломитизированных известняков как облицовочного и строительного камня // Ташкент, фонды ОАО «Kimyopoma’dangeologiya servis», 2001 г.
3. Мальцева И.И. Обогащаемость бруситовых мраморов месторождения Сюрената // ТГФ, САИГИМС, Химгеолнеруд, 1973г.,
4. Хамидов Р.А., Фимушкин Л.И., Эргашев А.М., Мусаев Р.А. Определение направлений геологоразведочных и научно-исследовательских работ на магнезиальное огнеупорное сырье с учетом потребностей промышленности имеющихся геологических предпосылок // ТГФ, 1999 г.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ МЕТОДИК РАСЧЕТА СИСТЕМ ВНУТРЕННЕГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ЗДАНИЙ

*Борисова П.А. (МГРИ, borisova_18@mail.ru),
Дерюшев Л.Г. (МГРИ, derjushev13@mail.ru)*

Аннотация. Анализируются методы расчета расходов воды внутренних систем водоснабжения РФ и зарубежных стран. Отмечаются положительные и отрицательные стороны, обосновываются предложения по их совершенствованию.

Ключевые слова: Системы внутреннего водоснабжения зданий и сооружений, методики, расчетные расходы.

В соответствии с новыми экономическими условиями, законодательством и структурой управления на базе действующих норм и правил в строительной области РФ, с учетом международных стандартов, в нашей стране разрабатывается новая система нормативных документов [1]. В частности, в области проектирования и строительства систем внутреннего водоснабжения и канализации зданий формируются работы по актуализации СНиП 2.04.01-85*[2], которые именуются в настоящее время



сводом правил СП [3]. С 1996 года было опубликовано три варианта СП [3], но работы в данном направлении продолжают развиваться сравнительно интенсивно не только по причине формирования новых направлений в области организации нормирования, но и наличия нерешенных вопросов по оценке расходов воды потребителями.

В настоящее время расчетный расход воды на тупиковом участке сети, предлагается определять по формуле [3]

$$q_o = \frac{\sum_{i=1}^m N_i P_i q_{oi}}{\sum_{i=1}^m N_i P_i}, \quad (1)$$

где N - количество санитарно-технических приборов;

m - количество групп водопотребителей;

q_{oi} - расход воды санитарно-техническим прибором i , л/с;

P_i - вероятность действия санитарно-технических приборов, определяемая для каждой группы водопотребителей,

- при одинаковых водопотребителях

$$P_i = \frac{q_{hr,u} \cdot U}{3600 \cdot q_o \cdot N}, \quad (2)$$

где U_i - число водопотребителей различного типа;

$q_{hr,u}$ - норма расхода воды в час наибольшего водопотребления, л/ч.

Следует отметить, что параметры расходов воды для зданий и сооружений, рассчитанные с учетом оценок по формулам (1, 2) [3], существенно рознятся от параметров, рассчитанных по формулам требований [4], что часто выявляется при согласовании балансовых расчетов расходов воды по объектам. Если придерживаться строгого теоретического определения вероятности случайного события $P(A)$, которое используется инженерами в технике [5], то

$$P(A) = \frac{m}{n}, \quad (4)$$

где m - число случаев, благоприятных событию A ;

n - общее число случаев.

Закономерность или устойчивость проявления исследуемого случайного события A оценивается методами математической статистики с использованием математических законов распределения случайных величин [5-7], которые подразделяют на дискретные и непрерывные.

Непрерывные случайные величины в отличие от дискретных величин могут принимать любые значения в границах известного интервала. Событие, связанное с включением или отключением санитарного прибора, относится к дискретным случайным величинам, а расход воды потребителем или санитарным прибором - к непрерывным. Очевидно, существует принципиальная разница в методах оценки отмеченных однородных величин. Распределение дискретных величин подчиняется одним закономерностям, например, биномиальному закону, гипергеометрическому, закону Пуассона и т.д., а непрерывные величины - другим: нормальному, равномерному, χ^2 - распределению и т.д. Для каждого однородного потока случайных событий используются определенные формулы, оценки ее параметров, в том числе и вероятности исследуемого события. В случае же оценки вероятности действия санитарно-технических приборов P_i по формуле (2), определяемой для каждой группы водопотребителей или оценки расчетного расхода воды для различных приборов q_o по формуле (1), используемых разными потребителями на расчетном участке тупиковой сети, одновременно рассматриваются и дискретные и непрерывные величины.



Подобный подход к инженерным расчетам трубопроводных систем водоснабжения противоречит не только законам теории математической статистики, но и бытовой логики. Например, наибольшее количество воды потребители расходуют при принятии ванны или уборке помещения, но это не значит, что отмеченные события будут наблюдаться в установленное время, на заданном участке. И наоборот, участок сети может быть перегружен при одновременном включении одним потребителем мойки, стиральной машины и т.д., хотя норма расхода воды потребителем не будет достигать максимальных значений. До 1985 г в нашей стране использовались методы расчета внутренних систем водоснабжения и водоотведения зданий и сооружений сравнительно схожими с методами расчета, применяемых в США и Европейских странах. Упомянутые методы не могут однозначно относиться к образцовым, но отдельные положения, которые приводятся в них, очевидно можно использовать при совершенствовании отечественных правил расчета внутренних систем водоснабжения зданий

Расчет сети внутреннего водопровода в США

В стандарте BMS65 США, для определения расчетных расходов в сетях внутренних водопроводов были приняты следующие исходные предпосылки:

1). Вероятность одновременного действия количества m санитарных приборов из числа n , установленного на расчетном участке, вычисляется на основании функции биномиального распределения.

2). Вероятность работы отдельных, санитарных приборов того или иного типа определяется отношением t/T , где t - продолжительность работы водоразборной арматуры; T - продолжительность пользования санитарным прибором.

3). Вероятность нарушения расчетного режима принимается 0,01, т.е. в течение максимального водоразбора вероятность включения в работу $m+1$ водоразборных точек не превышает 0,01.

Учитывая, что внутренний водопровод обслуживает санитарные приборы различного назначения, стандартом BMS65 было введено понятие "веса" того или иного санитарного прибора в системе, т.е. понятие эквивалента санитарно-технического оборудования, как это принималось и в нашей отечественной практике [8]. Для вычисления расчетных расходов на участках сети рекомендуется пользоваться эмпирической формулой:

$$q = 15N^{0.561}, \quad (5)$$

где q – расчётный расход, галлон/мин (3,79л/мин);

N - количество санитарных приборов, выраженных в эквивалентах;

Эквивалентный расход принят расход смывным краном унитаза.

Соотношение по расходам горячей и холодной воды принимается равным: 0,25/0,75. В этом случае расходы в каждой сети вычисляются исходя из величины общей расчётной нагрузки, выраженной в эквивалентах, и умножаются на снижающий коэффициент, учитывающий одновременность работы холодного и горячего водопровода.

По мнению американских инженеров, рекомендованный метод определения расчетных расходов в большей мере отвечает требованиям эксплуатации систем водопровода в общественных зданиях. Расчетные расходы воды в жилых зданиях, оснащенных большим количеством санитарно-технического оборудования, являются завышенными. Поэтому при гидравлическом расчете производится их корректировка. При гидравлическом расчете внутренних водопроводов, рекомендуется потери напора оценивать до «центра тяжести нагрузки стояка». Одновременно с этим необходимо выполнять поверочный расчет, выявляющий достаточность напора (без учета потерь в трубопроводах) для нормальной работы, наиболее удаленной и высокорасположенной



водоразборной арматуры.

То обстоятельство, что понижающий коэффициент все же вводится в расчет, служит объяснением неполноценности основного метода вычисления расходов в сетях внутреннего водопровода и не отражает существа работы внутреннего водопровода и не гарантирует бесперебойность его действия.

Расчёт внутренних водопроводов в Англии

В Англии, как и в США, проектирование и монтаж внутренних систем водоснабжения осуществляется частными фирмами, поэтому строгих ограничений в пользовании методов оценки расходов и гидравлического расчета трубопроводов не предусматривается. Однако специальными указаниями, разработанными Research Station in England для расчета внутренних сетей холодного и горячего водоснабжения, рекомендуется метод, основанный на применении теории вероятностей и математической статистики [5-7]. Указанный метод вычисления коэффициента одновременности действия водоразборной арматуры аналогичен методу, применяемому в США и ранее применяемому в РФ [8]. Значительная сложность вычисления значений вероятности $P = m/n$, имеющая место при биномиальном распределении, затрудняла практическое применение этого метода. Поэтому в нормативных документах, учебных и справочных пособиях для удобства расчета внутренних водопроводов (холодного и горячего) приводится таблица расчетных расходов, составленная применительно к типовому комплексу санитарно-технического оборудования жилых зданий. В связи с тем, что табличные значения расчетных расходов, вычисленные для типового решения, не могут быть рекомендованы для всех случаев жизни, понятие санитарно-технического эквивалента не устанавливалось, а в качестве исходных данных принималась сумма нормативных расходов из всех водоразборных точек, установленных на расчетном участке.

Наряду с таблицами для определения расчетных расходов, в технической литературе приводятся также различные графики для определения расчетных расходов воды в сети внутреннего водопровода.

В тех случаях, когда пользоваться таблицей или графикой практически неудобно, рекомендуется определять расчетные расходы в сетях горячего и холодного водопровода по эмпирической формуле:

$$q = 1,5\sqrt{Q} \quad (6)$$

где q - расчетный расход в фут³/мин. (0,3048 м³/мин);

Q - полный расход в фут³/мин, при одновременной работе всех санитарных приборов.

Результаты вычислений по этой формуле согласуются с требованиями установленных стандартов. При этом никаких поправочных коэффициентов, учитывающих одновременность действия обеих сетей, не вводится.

Расчёт внутренних систем водоснабжения во Франции и Италии

Расчет и проектирование внутренних водопроводов во Франции и Италии регламентируется соответствующими нормами и техническими условиями. В соответствии с требованием норм расчёт внутренних водопроводов осуществляется таким образом, чтобы у арматуры наиболее удаленных и высокорасположенных санитарных приборов при максимальном водоразборе обеспечивался напор, достаточный для нормальной эксплуатации оборудования. Основные расчетные параметры, характеризующие гидравлический режим работы арматуры, приводятся в таблицах нормативных документов.

Расчетные расходы воды на участке сети рекомендуется вычислять по формуле:



$$q_p = K \sum_{i=1}^m q_i n_i, \quad (7)$$

где q_p - расчетный расход в л/сек;

q_i - нормативный расход воды санитарным прибором данного типа в л/сек;

n_i - количество санитарно-технических приборов одного наименования;

K - коэффициент одновременности действия санитарных приборов на расчетном участке, принимаемый по таблице в зависимости от n .

Для вычисления коэффициента одновременности действия санитарных приборов используется эмпирическая формула $K = \frac{1}{\sqrt{n-1}}$, в основу которой положен способ определения расчетных расходов в США. Рекомендуются также графики зависимости $K = f(n)$, построенные этим же способом для зданий с различным уровнем благоустройства.

Выводы:

1 Анализ методов расчета расходов воды при проектировании внутренних систем водоснабжения, которые ранее использовались в нашей стране и за рубежом, позволяет сделать вывод о их подобию.

2. В целях совершенствования методов расчета расходов воды необходимо провести дополнительные исследования по уточнению параметров вероятности действия санитарно-технических приборов.

Литература

1. Федеральный закон от 27 декабря 2002 г. №184-ФЗ "О техническом регулировании".
2. СНиП 2.04.01-85*. "Внутренний водопровод и канализация зданий". 1996.
3. СП 30.13330 -2016. "Внутренний водопровод и канализация зданий". 2017.
4. СП 31. 1330-2012. "Водоснабжение. Наружные сети и сооружения". 2019.
5. Дунин - Барковский И.В. и Смирнов Н.В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). //Технико-теоретической литературы.1955. С.17-80
6. Шопенский Л.А. Методы расчёта внутренних водопроводов в США, Англии, Франции и Германии. // Информационно-издательский сектор, 1964. С. 3- 48
7. Конюшков А.М. Водопотребление и состояние водоснабжения в зарубежных странах. // ЦИНИС, 1958. С. 2-35
8. СНиП - Г. 1-70. Внутренний водопровод зданий. Нормы проектирования. М., 1970 .



ЗНАЧЕНИЕ НЕМАТЕРИАЛЬНОЙ МОТИВАЦИИ В ЭФФЕКТИВНОМ УПРАВЛЕНИИ ПРЕДПРИЯТИЕМ

*Гурдова Н.В (ФГБОУ ВО «Российский государственный
геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ),
e-mail: ngurdova26@gmail.com)*

Аннотация

В данной работе рассмотрена нематериальная мотивация как одна из форм системы трудовой мотивации на предприятии. Проанализированы подвиды нематериальной мотивации и представлен краткий обзор их применения на примере нефтяной компании. Сделаны выводы значимости нематериальной мотивации.

Ключевые слова: нематериальная мотивация, управление персоналом, эффективность.

«Мотивация – это побуждение к активной деятельности личностей, коллективов, групп, связанное со стремлением удовлетворить определенные потребности».¹



Несмотря на многочисленные исследования и работы, опубликованные в различных источниках, проблема создания эффективной модели мотивации персонала остается актуальной. Мотивация – вещь крайне индивидуальная и более того, подвержена постоянному изменению. Следовательно, система мотивации должна соответствовать основным потребностям человека и легко модернизироваться вслед за меняющимися условиями.

Мотивация как процесс стимулирования человека или группы людей к деятельности, направленной на достижение целей организации была рассмотрена обществом уже давно. Популярные методики мотивации персонала разработаны на базе теорий мотивации Тейлора, Герцберга, Маккеланда и Маслоу. Главной целью использования создаваемой системы мотивации на предприятии является объединение интересов предприятия и работников, и как следствие, повышение уровня и эффективности работы персонала. Для того, чтобы понять какую именно систему мотивации руководителю применить в отношении своего персонала, необходимо провести комплексную диагностику предприятия и ее системы управления.

Условно систему мотивации персонала подразделяют на две формы: материальную и нематериальную. Материальная (денежная) мотивация - один из самых популярных видов усиления работоспособности сотрудников предприятия. Учитывая тот факт, что этот ресурс во многих предприятиях ограничен, а многообразные потребности человека не всегда удовлетворяются при помощи денег и других материальных благ, немаловажную роль в мотивации персонала играет нематериальный фактор, основанный на моральном удовлетворении работника, положительных эмоциях и корпоративном духе, способный стать неоспоримой основой прогрессивного развития предприятия в целом. Применение нематериальной мотивации имеет свои преимущества. По сути, работник получает определенное вознаграждение, посредством которого формируется возможность реализовать определенные потребности. Нематериальная мотивация в свою очередь подразделяется на следующие виды:

Социальная мотивация. Данный вид мотивации предполагает продвижение по карьерной лестнице и может быть применен к работнику с амбициями и стремлением занимать высокие должности.

Психологическая мотивация. Создание благоприятной внутренней обстановки на предприятии. Формирование сплоченного коллектива, с учетом индивидуальных особенностей каждого работника и командного духа позволяет повысить уровень квалификации персонала и мотивировать их на более высокие результаты.

Моральная мотивация. Данная мотивация предполагает заслуженную похвалу в отношении работника, которая может быть выражена в виде почетной грамоты, сообщении об отличившихся сотрудниках, включенной в рассылку на предприятии или опубликованной на сайте предприятия. Как результат, активные работники в определенной степени выделяются из общей массы, что делает их уникальными.

Организационная мотивация. Руководитель должен использовать вариант стимулирования посредством грамотного и правильного процесса организации рабочих мест и всего процесса труда.

Методы нематериальной мотивации более разнообразны, в отличие от материальных стимулов, которые имеют эффект краткосрочного действия, и позволяют мотивировать сотрудников на долгосрочный период.

Все изложенные выше методы нематериальной мотивации в отношении персонала рассмотрены на примере нефтяной компании «ЭНИ Туркменистан Лимитед», ведущей нефтяные работы на месторождении Бурун, Туркменистан.

Компания предоставляет возможность карьерного роста для своих сотрудников, с учетом накопленного опыта и стремления работника к профессиональному росту, но,



учитывая текущую политику компании по сокращению расходов в связи с экономической нестабильностью на рынке, продвижение по карьерной лестнице в большинстве случаев не предполагает повышения заработной платы или процент повышения заработной платы минимален. Однако, компания предоставляет своим сотрудникам возможность дополнительного обучения, участия в международных семинарах и конференциях.

Вид моральной мотивации в виде устной благодарности работнику за выполненную работу можно наблюдать внутри производственных отделов во взаимоотношениях между сотрудниками и их непосредственными руководителями.

Принимая во внимание тот факт, что офис компании находится на нефтяном месторождении за пределами города, персоналу предоставляется бесплатный обед, организованы игровая комната, комната отдыха, тренажерный зал, где работники в обеденное время и после окончания рабочего дня могут отдохнуть и снять стресс.

Руководство оснащает рабочие места всей необходимой современной техникой и обновляет программные обеспечения.

Применяемые в компании методы нематериальной мотивации позволяют создавать благоприятные условия для эффективной работы персонала и своевременного выполнения поставленных задач.

Помимо популярных и доступных методов стимулирования персонала на сегодняшний день, одними из нестандартных факторов нематериальной мотивации можно назвать сокращение рабочего дня, предоставление дополнительного отгула, гибкий график и возможность удаленной работы. К сожалению, данные виды нематериальной мотивации не находят частого применения на предприятиях постсоветского пространства, а наоборот, имеют обратную тенденцию, в то время как в европейских странах данный вид нематериальной мотивации уже практикуется и имеет положительные результаты. Исходя из изложенного, данная методика стимулирования персонала является актуальным предметом для более детального исследования и изучения, по результатам которых может быть с успехом перенесена на предприятия в странах постсоветского пространства.

В заключении, можно сделать вывод, что грамотно проработанная руководством мотивация в виде нематериальных стимулов активно развивает предприятие в целом, формирует грамотный и квалифицированный коллектив, создает благоприятную обстановку для работы, что позволяет получить лучшие результаты в выполнении четко поставленных целей предприятия.

Литература:

1. Зайцев Г.Г. Управление персоналом: Учебное пособие. М.: Северо-Запад, 1998. С.84
2. Финанби[Электронный ресурс]/ Финансы и бизнес. Режим доступа: <https://www.finanbi.ru/nematerialnaya-motivaciya-personala-914> (Дата обращения 24.02.2020).



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ №9 ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

*Хамидова М.Х. (Ташкентский государственный технический университет
имени И. Каримова, г. Ташкент),*

*Саитов Н.Э. (Ташкентский государственный технический университет
имени И. Каримова, г. Ташкент),*

*Жалилов А.Н. (Ташкентский государственный технический университет
имени И. Каримова, г. Ташкент)*

Аннотация. По результатам минералогического, микронзондового и рентгено-фазового анализа было установлено, что Золоторудная зона №9 очень сложна по минеральному составу и представлены в широком диапазоне химических соединений: самородные элементы, сульфиды, оксиды, гидроксиды, арсенаты, сульфаты, карбонаты, антимониды, силикаты (табл. 1) [1].

Ключевые слова. Минерал, самородные элементы, сульфиды, оксиды, гидроксиды, арсенаты, сульфаты, карбонаты, антимониды, силикаты.

Минеральный состав Золоторудной зоны №9

Таблица 1



№	Класс минералов	Минерал	Формула минерала	Распространенность
1	Самородные	Золото, Серебро, Железо, Мед, Сурьма, Цинк, Хром, Олово	Au, Ag, Fe, Cu, Sb, Zn, Cr, Sn	
2		Палладий, Никель, Селен, Платина	Pd, Ni, Se, Pt	
3	Сульфаты	Батлерит	Fe(OH/SO ₄)*2H ₂ O	
4		Ярозит	KFe ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆	
5		Гипс	Ca(SO ₄) *2H ₂ O	
6	Карбонаты	Сидерит	Fe[CO ₃]	
7		Аг- кальцит	AgCa[CO ₃]	
8	Оксиды и гидроокислы	Гетит	FeOОН	
9		Гидрогетит	Гидрогель Fe	
10		Бунзениит	NiO	
11		Псиломелан	[(Ba, H ₂ O) ₂ Mn ₅ O ₁₀]	
12	Арсенопириты	Скородит	Fe[AsO ₄] *2H ₂ O	
13		Питицит	Fe[OH/AsO ₄ ,SO ₄ *9H ₂ O]	
14		Фармокалит	CaH(AsO ₄)*2H ₂ O	
15	Антимониды	Стибиконит	Sb ₂ (O,OH)*nH ₂ O	
16	Силикаты	Опал	SiO ₂	
17		Саринерит	Ni ₄ [Si ₄ O ₁₀] (OH)*4H ₂ O	
		Аллофан	Al ₂ O ₃ *nSiO ₂ *pH ₂ O	
18		Сфен	CaTi (SiO ₄)	
19	Сульфиды	Халькозин, Сфалерит, Пирротин, Халько-пирит, Галенит, Бурнонит	Cu ₂ S, ZnS, Fe _{1-x} S, CuFeS ₂ , PbS, PbCuSbS ₃	
20		Герсдорфит	NiAsS	

Примечание: преобладающие, распространенные, редкие, очень редкие

Самыми распространенными окисленными минералами являются оксиды и гидроксиды железа (гетит, гидрогетит), арсенаты (скородит), сульфаты (батлерит, ярозит) и силикаты (опал и аллофан) (рис. 1).

Особо следует отметить вновь установленные в зоне окисления самородные элементы: Pd, Ni, Fe, Ag, Se обнаруженные в гетите, гидрогетите, в которых данные элементы присутствуют в значительных концентрациях: NiO (от 0.04.до 0.93%); Pd (от 0.03 до 0.07%); Ag (от 0.02 до 0.17%); Se (от 0.05 до 0,23%).

В арсенатах (скородите, питиците, фармокалите) образованные за счет окисления арсенопирита также обнаружен идентичный комплекс ценных элементов: Au (от 0,08 до 0,12%), Ag (от 0,02 до 0,46%), Co (от 0,08 до 0,21%), Ni (от 0,25 до 0,27%), Cu (от 0,05 до 0,08%), Zn (0,03%), Sb (0,16%), Se (0,09%), Te (от 0,07 до 0,19%).

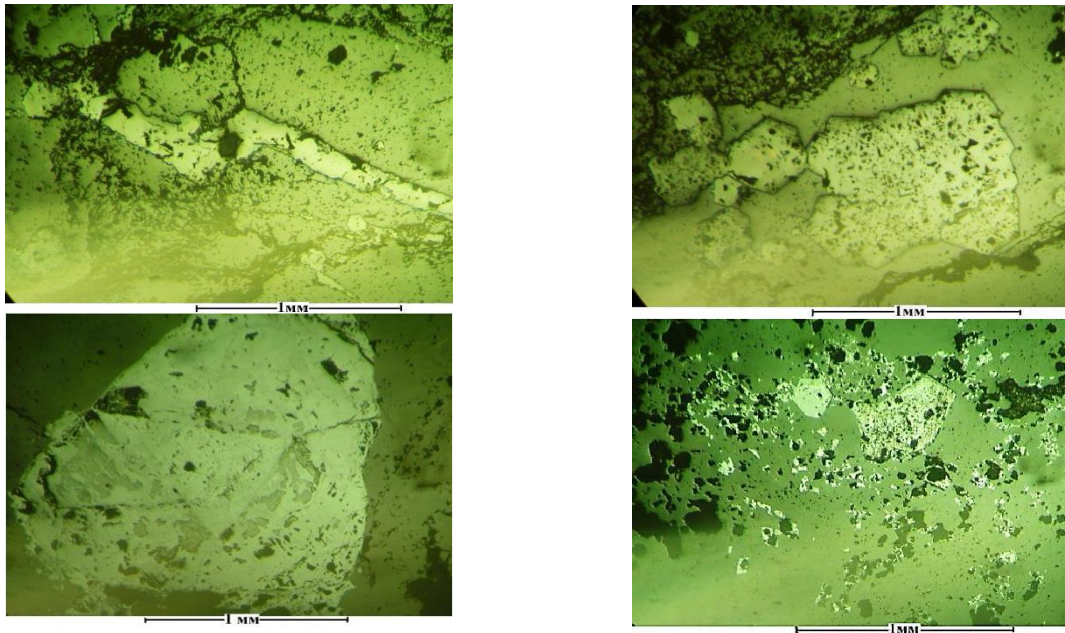


Рисунок 1. Описание минералов Золоторудная зона №9 (кварц – кремнистое вещество 90-95, лимонит, окислы железа и ярозит по пириту 5-7)

В результате установлены тонкодисперсные минеральные формы для следующих элементов: Au, Ag, Pd, As, Sb, Ni, Se. Другие элементы примеси возможно присутствуют в виде ультратонкодисперсных наночастиц в матрицах окислов, гидроокислов и арсенатов. При этом зона окисления Золоторудная зона №9 многокомпонентная геохимическая система: помимо профилирующих золота и серебра в них присутствуют и другие немаловажные элементы: халькофильные – Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, платиноиды; полуметаллы – мышьяк, сурма; редкие элементы – Se, Te, Cd, Re.

Литература

1. Ишбобаев Т.Б. Минералого-геохимические особенности окисленных руд Кокпатаасского рудного поля // Сборник научных статей. Инновация-2015. С. 217-219.

МЕТОД ИНФОРМАЦИОННОГО ВЕСОВ ПРОГНОЗА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РАЙОНА ЧОДОН – ЧОДЬЕН СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

Нгуен Зуи Хынг (ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», Ханойский университет горного дела и геологии, Вьетнам, e-mail: ndhung.tkt@gmail.com)*

Игнатов П.А. (МГРИ, e-mail: petrignatov@gmail.com)

Нгуен Чунг Тхань, Нгуен Минь Хоа (Ханойский университет горного дела и геологии)

Аннотация: В районе Чодон-Чодьен локализованы свинцово-цинковые месторождения, включающие порядка 40% всех запасов этих руд Вьетнама. Но большинство оценок проводилось только в одном районе поиска или разведки, но не было проведено никаких комплексных исследований и оценочных работ. Метод информационного весов (weight of evidence) означает, что вы используете комбинацию информации по нескольким независимым характеристикам, которой достаточно



количество признаки для обработки информации. Содержание доклада состоит в том, чтобы представить теорию взвешенной методологии в поиске твердых полезных ископаемых и результаты, примененные в перспективном области свинцово-цинковых руд в районе Чодон - Чодьен, на основе литологических материалов, локализация, тектоника и известные шахты.

Ключевые слова: Метод информационного весов, свинцово-цинковый руд, потенциальная рудная площадь, Чодон – Чодьен район.

Метод информационного весов был разработаны Канадской геологической службой и используются с 1980-х годов. В последствии метод адаптирован для анализа пространственных данных. Этот метод может быть применен для проверки гипотез о совместном появлении определенных событий. Например, в геологии, используя этот метод и основываясь на наличии или отсутствии определенных пород на исследуемой территории, можно оценить справедливость гипотезы "В данном месте ожидается наличие залежи типа X". Метод также широко применяется в экологических задачах, при анализе изменений территорий и т.п. Особенностью данного метода является простота в реализации - анализ может быть выполнен стандартными инструментами ГИС (пространственная выборка, пересечение и объединение объектов и т.п.). Описание метода и конкретные примеры его применения привезено многих публикациях. В статье Бонхам-Картера Г.Ф. и др. [1] рассматривается применение метода для выделения золотоносных районов.

Существо метод взвешивания можно представить следующим образом. Предположим, что область исследования T имеет площадь N (T). В ней есть известные залежи полезных ископаемых (D), в количестве N (D). Поисковый признак B занимает площадь N (B) (рис. 1). Согласно Байесу [2], вероятность появления знака B основана на известных точках минерализации, а площадь за пределами шахты определяется по формуле:

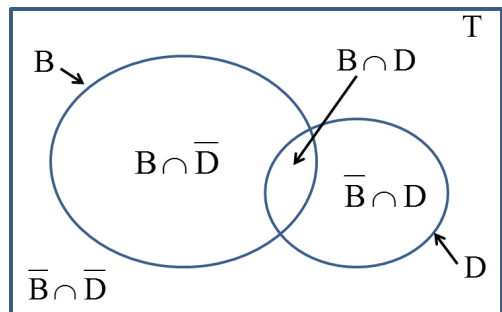


Рисунок 1. Основные операции над множествами

$$P\{B | D\} = \frac{P\{B \cap D\}}{P\{D\}} = \frac{N\{B \cap D\}}{N\{D\}} \quad (1);$$

$$P\{B | \bar{D}\} = \frac{P\{B \cap \bar{D}\}}{P\{\bar{D}\}} = \frac{N\{B \cap \bar{D}\}}{N\{\bar{D}\}} \quad (2)$$

Где, знак \cap обозначает пересечение множеств.

Вероятность не обнаружить при знак B основана на известных точках минерализации и площади за пределами шахты следующим образом:

$$P\{\bar{B} | D\} = \frac{P\{\bar{B} \cap D\}}{P\{D\}} = \frac{N\{\bar{B} \cap D\}}{N\{D\}} \quad (3); \quad P\{\bar{B} | \bar{D}\} = \frac{P\{\bar{B} \cap \bar{D}\}}{P\{\bar{D}\}} = \frac{N\{\bar{B} \cap \bar{D}\}}{N\{\bar{D}\}} \quad (4)$$

Положительная информационный вес признаков (W^+) и отрицательная (W^-) определяется по формуле:

$$W^+ = \ln LS = \ln \frac{P\{B | D\}}{P\{B | \bar{D}\}} \quad (5); \quad W^- = \ln LN = \ln \frac{P\{\bar{B} | D\}}{P\{\bar{B} | \bar{D}\}} \quad (6)$$

Контраст (C) между положительными и отрицательными весами признаков определяется по формуле: $C = W^+ - W^-$ (7)

Контраст (C) представляет пространственную связь между пространственными признаками и объектом исследования. Когда $C > 0$, пространственные отношения



благоприятны; $C < 0$ имеет отрицательную корреляцию пространственных отношений и $C = 0$ они не имеют пространственных отношений друг с другом.

Область исследований занимает площадь около 239 км², расположен на северо-востоке Вьетнама, в 180 км севернее Ханоя. Результаты сбора данных позволили выявить 32 известных свинцово – цинковых месторождения и рудопроявления в районе исследований. Результат анализа взвешивания критерия показывается на таб. 1.

таб. 1. Результат анализа информационного взвешивания

Критерии	Площадь (m ²)	Число рудопроявления	+	-	γ	s^2 (W ⁺)	s^2 (W ⁻)	(C)	/ (C)
1. Меридиональные и северо-восточные разлома									
Буферные зоны 200m	85790000	24	.74	0.94	.68	0.04	0.13	.41	.12
2. Литологические свиты									
Нижней девона	22080177	13	.48	0.42	.91	0.08	0.05	.36	.30
нижне-средней девон	84340000	18	.47	0.39	.86	0.06	0.07	.36	.42
3. Геохимические ореолы элементов									
Pb	56190000	23	.16	1.12	.28	0.04	0.11	.39	.80
Zn	61440000	26	.07	1.09	.16	0.04	0.17	.45	.78
Sn	36940000	20	.40	0.81	.21	0.05	0.08	.37	.06

В районе распространения свинцово – цинковых месторождений Чодон – Чодьен. Основными признаками являются разломы: узлы пересечения меридиональных и северо-восточных разломов. Для определения их влияния разломов построены буферные зоны на расстоянии от 100 до 1000 м вдоль каждой разломов. Результат анализ показывает, что буферная зона на расстоянии 200м распределена 24 рудопроявлений Pb-Zn руд и имеет контраст 1,68.

Вторыми признаками является терригенно-карбонатные породы. Абсолютное большинство свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений в рассматриваемом районе локализовано в терригенно-карбонатных породах нижнего и нижне-среднего девона. Результат анализ показывает, что нижняя девонская свита имеет контраст (1,91) больше чем контраста свиты нижне-среднего девона (0,86), так же в ней более высокий уровень концентрации руды.

Геохимическими признаками является ореолы элементов. По результатам анализа геохимических данных на исследуемой территории выделены 11 вторичных геохимических дисперсионных колец элементов Pb, Zn, Sn. Результаты расчетов показывают, что все они находятся в высоком контрасте, так же, имеют важные последствия в определении потенциальных свинцово-цинковых рудных площадей района Чодон – Чодьен.



Определение потенциальных свинцово-цинковых рудных площадей

На основании результатов расчета информационного взвешивания и контраст С в Таблице 1, предполагаемые области определяются общей величиной контрастности критерия исследования. Результаты смогли соединить перспективные площади А и В (рис. 2Д). Площади А имеет сумма контраста более чем 10, они имеют занимает площадь 11,24 км² (около 4,7% площади исследованного области) но распределены 9 месторождения и рудопроявления ($\approx 30\%$ количество общих точек).

Выводы

Результаты применения взвешенных методов являются важной исходной информацией, способствующей ориентации, повышению эффективности поиска и оценке перспективы минерализации в изучаемом районе. Критерии, которые удовлетворяют независимым условиям и объединяются для разработки перспективной карты зонирования, включают зону влияния 200 м системы меридиональных и северо-восточных разломов, терригенно-карбонатные породы нижнего и ниже-среднего девона и геохимические аномальные кольца Pb, Zn, Sn. Выделенные результаты перекрытия указывают на три различных уровня перспектив для свинцово-цинковой руды в исследованной области.

Литература

1. Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P. and Wright, D.F., 1988, Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, v. 54(11), p. 1585-1592.
2. Bonham-Carter G., 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists: Modeling with GIS. Pergamon Press, Oxford, p.398.
3. Нгуен З.Х., Игнатов П.А., Нгуен Ч.Т., Танг Д.Т. Минералого-геохимические характеристики свинцово-цинковых месторождений района Чодон-Чодьен Северного Вьетнама// Известия ВУЗов: Геология и разведка. 2018. № 5. С.31-38.
4. Нгуен З. Х., Игнатов П.А., Нгуен М. Х. Морфологические особенности свинцово-цинковых рудных тел в рудных полях Чодон – Чодьен Северного Вьетнама// Новые идеи в науках о Земле. 14-я международная научно-практическая конференция . М: РГГРУ. 2019. С. 24-25.
5. Нгуен Зуи Хынг, Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Игнатов П.А., Чан Чонг Хоа, Чан Ван Зьонг. Металлогеническая зона Ло Гам (Северный Вьетнам): полихронно-полигенные узлы рудообразования//Геология на окраине континента: I молодежная научная конференция–школа, приуроченная к 60-летию юбилею ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, 14-19 сентября 2019 г.: материалы. Владивосток: Изд-во ДВФУ, 2019. 1 CD-ROM. С. 91-93. Bishop M.M., Fienberg S.E. Holland P.W., 1975. Discrete Multivariate Analysis: Theory and Practice. MIT Press, Cambridge Massachusetts, p.587.
6. Porwal A., González-Álvarez I., Markwitz V., McCuaig T.C., Mamuse A., 2010. Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia. Ore Geology Reviews 18, p.184-196.

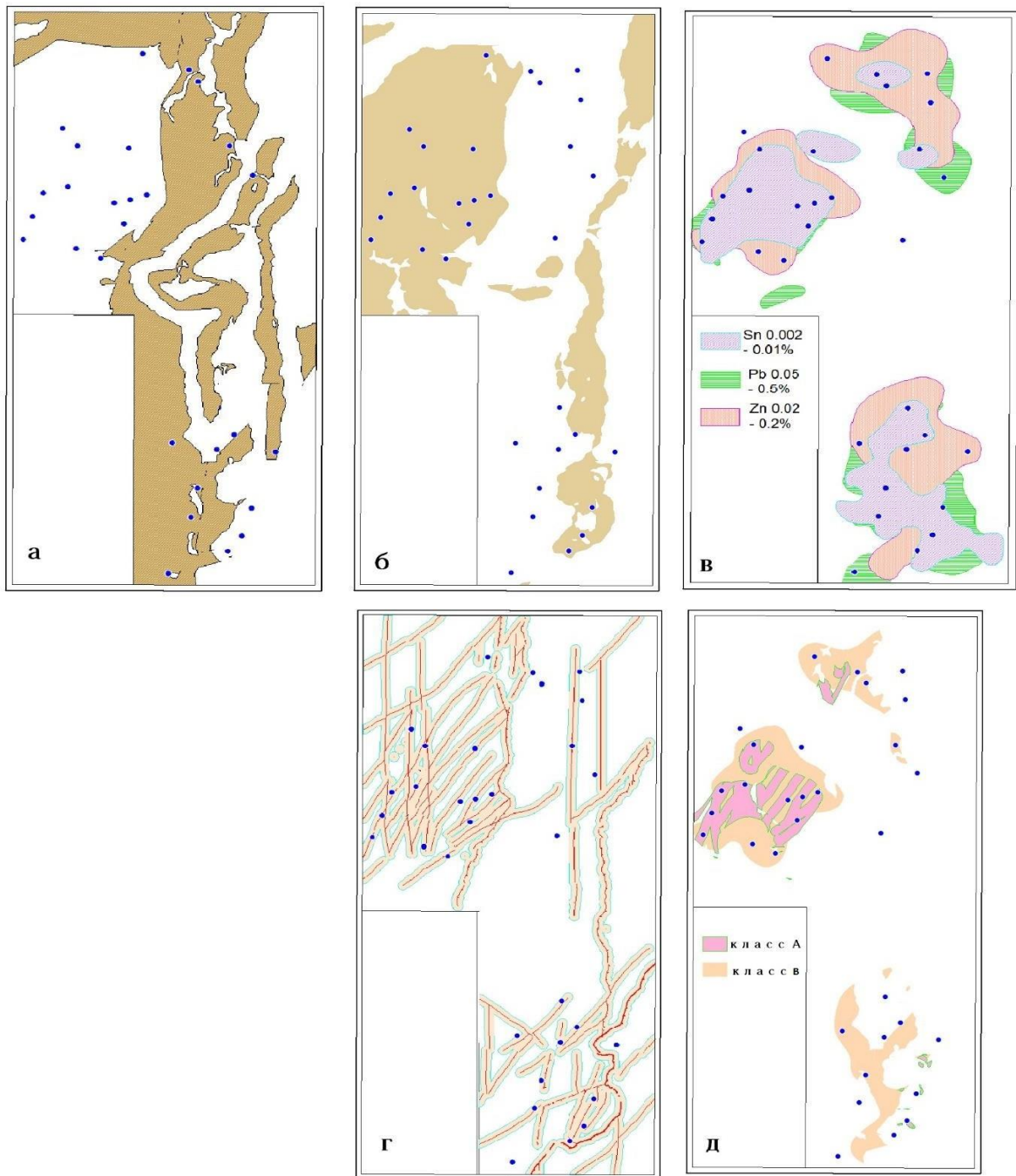


Рисунок 2. а, б: Литологическая карта; **в:** геохимические аномальные кольца Pb, Zn, Sn; **г:** зона влияния 200 м; **д:** потенциальные свинцово-цинковые рудные площади
ШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА ЛОС-ПАСОС. ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУБЫ

Де ла Нуэс Колон Д. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе), deysydelanuez2015@gmail.com),
Санта Крус Пачэко М. (Геологический и палеонтологический институт (IGP), mariadelasnieves@igp.minem.cu)*

Аннотация



Для мировой экономики колчеданные месторождения являются одним из важнейших источников Cu и Zn, на них приходится большая доля мировой добычи Pb, Ag, Au, Se, Te, Bi, Sb, а также небольшие количества многих других металлов.

Меловые вулканические отложения Центральной Кубы перспективны для обнаружения месторождений золота, серебра, меди, цинка и свинца. В породах меловой свиты Лос-Пасос известны колчеданные месторождения полиметаллов, которые в разной степени представляют экономический интерес.

В исследовании охарактеризованы колчеданные месторождения Сан Фернандо, Индэпэндэнсиа, Антонио, Лос-Серрос и рудопроявления Бока-дель-Торо и Эль-Соль, локализованные в свите Лос-Пасос. Описаны сходства и различия минерального и элементного состава, текстур и структур руд этих объектов, которые лежат в основе оценки их экономического значения.

Ключевые слова: природные типы колчеданных руд; Центральная Куба; геологическое строение; оруденение.

Породы вулканической дуги площадью около 2200 км², с возрастом от раннего (неоком) до позднего (кампан) мела, занимают большую часть Центральной Кубы. Район основных выходов свиты Лос-Пасос около 100 км² занимает субширотную дугу протяженностью 35-40 км и шириной 4-6 км [2, 3].

Оруденение рассматриваемых объектов представлено колчеданными рудами. Месторождения расположены: Сан-Фернандо в западной части рудного района в провинции Вилья-Клара, Антонио – на востоке в провинции Вилья-Клара, Лос-Серрос, находится восточнее в провинции Санти-Спиритус, Индепенденсия центре в 7 км к западу от месторождения Антонио. Месторождения имеют черты сходства и отличия, что важно для их геолого-экономической оценки и прогноза колчеданного и сопутствующего благородно-металльного оруденения. [4].

Имеющиеся данные показывают, что колчеданные руды рассмотренных объектов имеют сходный минеральный состав и текстуры. Надо отметить в кристаллически зернистые пиритовые руды месторождения Сан Фернандо и колломорфные – Антонио.

Есть сравниваемые объекты существенно различаются по содержанием основных и попутных компонентов Cu, Zn, Au и Ag. Для рудопроявлений характерны низкие содержания благородных металлов, составляющие до 1 г/т Ag и Au и бедные руды Cu и Zn. Для месторождения Антонио и Индепенденсия характерны средние содержания серебри и низкие концентрации Au.

Необходимо отметить заметные колебания Au/Ag для разных объектов. Закономерно, что для Сан Фернандо и Индепенденсия Au/Ag близкие и относительно высокие, а для Антонио и Лос-Серрос не порядок меньше.

Для сравнение проведен корреляционный анализ, получено корреляционное матрице медь-цинк-свинце-золото-серебро.

Не смотря на небольшое число анализов по Индепенденсия и Лос-Серрос, можно отметить некоторые геохимические закономерности. На месторождениях Сан Фернандо, Антонио и Лос-Серрос установлена высокая положительная корреляция Pb и Zn (Кк 0,7), а для Сан Фернандо, Индепенденсия и Антонио также высокая положительная связь Zn и Au (Кк 0,7). Руды Индепенденсия отличаются практически отсутствием и даже обратными связями Zn и Pb с Au. Для других объектов имеется положительная связь Zn с Au.



Относительно высокое Au/Ag отношение и отсутствие корреляции Au с Zn на месторождениях Сан Фернандо и Антонио возможно, указывают на перераспределение и концентрацию благородных металлов после формирования колчеданных руд. В какой-то мере Au и Ag минерализация напоминает месторождения Венесуэлы. [1].

В целом распределение свинца, цинка, меди, золота, серебра в районе центральной Кубы отражают широтную металлогеническую зональность. С запада на восток имеет место замещение цинково-медных колчеданных месторождений на медно-свинцово-цинковые. Присутствие барита на востоке существенно разные Au/Ag отношения в рудах Сан-Фернандо и Индепенденсия (западная и центральная части района) и Антонио и Лос –Серрос (восточный фланг). указывают либо на разный эрозионный срез или разные условия рудопроявления блоков района. Отсутствие связей благородных и халькофильных металлов в Сан-Фернандо, Антонио и Лос-Серрос, приуроченность золотой минерализации к тектоническим зонам в Сан Фернандо, присутствие на этом объекте жильных и штокверковых медно-рудных тел, явно указывают на присутствие самостоятельных золоторудных объектов. Следовательно, в районе можно предполагать наличие скрытого благороднометалльного оруденения.

Литература

- 1.Акимов Г.Ю. Метасоматические кварциты золоторудных полей и их рудоносность // Геологический вестник. Электронный журнал компании «Полиметалл». 2018. № 4 (декабрь). С.30-36.
- 2.Гальардо Эупиерье Э., Родригес, Г. и др. Геологическое обобщение и металлогенический прогноз свита Лос-Пасос//Итоговый отчет// Неопубликованные. Национальное управление минеральных ресурсов. 2002 г. 81 с.
- 3.Зелепугин В. Н., Диас де Бийальбья Л. Петрология вулканических пород в центре Кубы. 1982. г. 125 с.
- 4.Лаверов Н. П., Бугельский Ю.Ю., Васкес О., Григорьев И.И., и др. Рудные месторождения Кубы. М.: Наука, 1985. 245 с.

К ВОПРОСУ УНИФИКАЦИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ЗАПАСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Халматов У.А. (Ташкентский государственный технический университет, Ubaydulla 4385@mail.ru)

Жураев М.Н., Мирходжаев Б.И. (Ташкентский государственный технический университет, Ubaydulla 4385@mail.ru)

Аннотация. В статье рассмотрены принципы классификации запасов полезных ископаемых, по системы международной их унификации, факторы, экономического и



технического характера, послужившие основой разделения запасов по категориям, методика перевода запасов в странах СНГ – как отличительная черта классификации, также вопросы подсчета и создания экономической модели месторождений. Проведена сравнительная характеристика данного круга рассматриваемых вопросов.

Ключевые слова: запасы, ГКЗ – государственная комиссия по запасам, ресурс, категория, классификация, кондиция, предприятия, горнодобывающий, геология-разведка, международная система JORC, баланс, забаланс, подсчет запасов, минеральные ресурсы.

Проблемы классификации запасов полезных ископаемых и стандартизации их разных типов в последнее время весьма актуальны для горнодобывающих предприятий и геологоразведочных организаций.

До недавнего времени во всех горнорудных предприятиях и геологоразведочных организациях использовалась система классификации и учета запасов, разработанная СССР [1]. До сих пор данная система является внутри страны официальной, используется Государственной комиссией по запасам (ГКЗ) при Государственной оценке промышленной значимости месторождений.

В то же время все большее распространение принимает утверждение горнорудными компаниями (государственными и частными) собственных запасов по международным стандартам. Особенно популярной стала австралийская, международно-признанная, классификация JORC. Эта процедура не является обязательной, однако большинство компаний особенно тех, акции которых торгуются на зарубежных площадках или планируют IPO – предпочитают посчитать запасы своих месторождений не только по российской системе [5].

По сути, сформировались две точки зрения. Согласно **первой**, бывшая советская и система JORC отличаются друг от друга несущественно и не принципиально. Однако международные системы оценки запасов месторождений более привычны и понятны зарубежному инвестору и упрощают процедуры подсчета реальных запасов компаний, что позволяет определить риски для инвесторов при предоставлении банковских кредитов.

Согласно **второй** точке зрения, российская система в существенной мере отличается от любой международной, и не может выступать как основа для определения реальных объемов запасов и соответственно, стоимости компании. Что не позволяет инвесторам реально и даже приблизительно оценить гарантии и возможные риски.

На основании имеющихся публикации (в основном в интернете) попытаемся проанализировать сущность этих двух взглядов на классификацию запасов полезных ископаемых.

При этом оба подхода согласны с тем, что необходима некая унификация при производстве подсчетов и признают необходимость приведения советской системы ГКЗ в соответствии с нормами международной практики. Кроме того, оба отмечают принципиальное значение использования системы международных стандартов при расчете инвестиционных затрат на основе месторождений.

В странах СНГ, включая Узбекистан, все еще используется советская система классификации запасов и ресурсов разработанная в 1960 и пересмотренная в 1981 г. По этой классификации запасы и прогнозные ресурсы могут быть отнесены к 7 категориям, 3 из которых (А, В, С) характеризуют полностью исследованные объекты, категория С₂ характеризует объекты с предварительно оцененными запасами или ресурсами категории Р₁, Р₂, Р₃ могут быть учтены только как потенциальные [2].



Существует также понятие как **«забалансовые руды»**, что соответствует низкосортным рудам, которые могут быть также добыты. Учет погашения **«забалансовых руд»** обычно используют при несоответствии условиям лицензионного соглашения по движению **«балансовых»** запасов. Запасы категорий А, В, С₁ и С₂, относящиеся к **«балансовым»**, является коммерческими, то есть их разработка экономически рентабельна. Запасы этих категорий, но отнесены даже к ресурсам, так как отработка их с экономической точки зрения нецелесообразна. Существует термин **«кондиционные»** запасы (синоним **«балансовые»**) и **«некондиционные»**, т.е. **«забалансовые»** запасы [3].

В отличие от советская, зарубежная классификация имеет явное разделение каждой категории запасов и ресурсов, основанное на экономических и технических факторах. В российской системе подсчета некоторую часть ресурсов категории Р₂ не трудно перевести в запасы категории С₂, часть запасов категории С₂ – в запасы категории С₁, часть запасов категории В – в запасы категории А. В зарубежной системе подсчета и классификации запасов такое невозможно.

По словам специалистов при определении запасов в любой системе преследуются общие цели: понимание ситуации относительно возможности промышленного освоения месторождения и принятие решений о целесообразности освоения определение уровня достоверности оценки его геологических запасов. При этом в советская, так и в зарубежной классификациях используются общие принципы оценки месторождений, которые предполагают сбор и оценку геологических данных, определение геометрии рудного тела, подсчет ресурсов и пригодных и добыче запасов, с одновременной проверкой достоверности получаемых данных [4].

Вместе с тем в качестве основных различий в системах подсчетов и классификации, указывается на то, что в проведении оценки ресурсной базы по JORC гораздо более эффективно используются современные технологические методы (в т.ч. компьютерный анализ), позволяющие более точно спроектировать и спрогнозировать структуру рудного тела, проработать детальный анализ допусков и детальную геологическую модель месторождения.

Использование таких технологий обеспечивает гибкость и скорость осуществления работ по анализу структуры рудного тела. В качестве отличительной особенности российской классификации запасов называется то, что она оказывается инструментом, позволяющим принимать решение об инвестициях на уровне государства (при распределении лицензий) именно данные этой классификации используются при составлении лицензионных соглашений.

Вместе с тем зарубежные классификации позволяют более точно определить экономическую модель освоения месторождений и обеспечить инвестору прозрачность его вложений. Именно это является основанием для принятия решений об инвестициях.

В качестве еще одного существенного отличия называется компетентность и ответственность экспертов при проведении оценки. Так, говоря о принятых в советская системе методах оценки запасов, отмечается, что они достаточно просты и их можно произвести вручную, без использования специальных компьютерных программ. И что «вне зависимости от авторства, не может быть больших различий в результатах, если подсчеты выполнены по инструкциям и требованиям ГКЗ».

В свою очередь ответственность по международным стандартам возлагается на компетенцию экспертного оценщика и выбранных им методом.

Окончательная ответственность за подсчет запасов может на аттестованных экспертах (компетентных специалистах), которые определяют, к какой категории запасов относятся представленные расчеты. Методика и процедура подсчета в самом документе детально описываются.



В качестве различий между системами (подхода) называют и задачи поставленные в разных системах классификаций. Если для системы ГКЗ на первый план выходит инвентаризация запасов, и их учет проводится, в том числе на основании сложности геологической структуры, то для международной системы (JORC) во главу угла ставится инвестиционная прозрачность экономическое обоснование эксплуатации месторождения.

В мировой практике используется четыре основных группы систем подсчета запасов: ГКЗ; система, принятая в ООН для инвентаризации международных минеральных ресурсов; индийская система 4P (основана на американской маркшейдерской системе и приземлена, главным образом для подземных работ; она учитывает разные размеры запасов на разных уровнях изученности объектов); а так же международные системы соответствующие Денверскому союзу 1997 г. В эту последнюю группу входят помимо уже названного австралийского JORC, системы Reporting Code (применяемая в Европе) канадская SME и южноафриканская SAMREC.

Проведение Переклассификации запасов (например ГКЗ) в международные системы последует, по мнению многих специалистов, две цели: во-первых, аудиторский процесс оценки ресурсов, во-вторых, использование результатов переклассификации на практике (при расчете инвестиций, составлении ТЭО, модели эксплуатации месторождения). В свою очередь полученная в результате переклассификации информация может использоваться как для определения качества и количества геологических данных для осуществления работ; так и для составления детальной компьютерной модели объекта по содержанию драгметаллов и т.д.

При принятии решения об участии в горнорудном проекте в России, западными инвесторами в расчет принимаются только запасы категорий А, В, С₁ и С₂, которым имеются эквиваленты в зарубежной классификации запасов.

Соответствие российской и зарубежной систем классификаций:

Российская (ГКЗ)	Зарубежная (JORC)
Запасы А и В	Доказанные запасы (Определенные ресурсы)
Запасы С ₁	Доказанные и вероятные запасы (Обозначенные ресурсы)
Запасы С ₂	Вероятные запасы (Обозначенные и Выведенные ресурсы)
Запасы Р ₁	Выведенные ресурсы
Запасы Р ₂	Прогнозные ресурсы
Запасы Р ₃	Нет эквивалентов

Отнести запасы, подсчитанные по Российской классификации, к категории Зарубежной классификации сможет компетентный специалист, имеющий специальную аттестацию по стандартам Международного кодекса стандартизации отчетности, который хорошо понимает обе системы подсчета и классификации запасов. Важно обратить внимание, что в зарубежных классификациях критериев отнесения таких запасов к категориям JORC нет.

Так что пока не будет точной методологии отнесения запасов, подсчитанных в разных странах с применением разных систем подсчета и классификаций, к эквивалентным категориям, приятным зарубежными финансовыми институтами убежден В.Рогальский, могут иметь место разночтение и как следствие – повод недоверия к исходным цифрам при привлечении зарубежных инвесторов в освоение горнорудных проектов в России.

В свою очередь Д.Пирс убежден, что все системы оценки ресурсов имеют одну и ту же основу, отличия заключаются в том, что зарубежные системы в гораздо большей степени используют компьютерные модели, уделяющие большее внимание деталям [6].



При этом Д.Пирс отмечает, что специалисты международной системы стандартизации и эксперты ГКЗ занимаются совместной разработкой унифицированного подхода к учету минерально – ресурсной базы.

Выводы:

Таким образом, сравнительный анализ классификации и учета запасов полезных ископаемых по международной и по странам СНГ, можно сделать вывод, что принципы существенно не отличаются друг от друга, различна лишь методика подхода к полученным результатам решение об инвестициях на уровне государств, т.е. выделение лицензий на разработку (СНГ), так и оценка ресурсной базы с помощью современных технологий (за рубежом).

Литература

1. Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. // Изд. Московского университета. 1954 г. 546 с.
2. Погребницкий Е.О. и др. Поиски и разведка полезных ископаемых // Изд. Недра. 1968 г. 460 с.
3. Коган И.Д. Подсчет запасов и геолого-промышленная оценка рудных месторождений // Изд. Недра 1974 г. 303 с.
4. Гудалин Г.Г. Предпроектная экономическая оценка рудных месторождений // Изд. Недра 1967 г. 326 с.
5. www/JORC.ru.
6. www/Praym-tass.ru

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ НОВОГО РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КВАРЦ-
ДИККИТОВОГО ТИПА В СЕЛЕЗНЕВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ (ДОНЕЦКИЙ
БАССЕЙН)**

*Крисак О.С. (Донецкий национальный технический университет «ДонНТУ»,
Донецкая Народная Республика, krisakoleg@gmail.com)*

Аннотация



Приведены результаты минералогических и геолого-структурных исследований нового ртутного оруденения кварц-диккитового типа в Донбассе. Установлена приуроченность оруденения к песчаникам в пределах брахиантиклиналей более высокого порядка в краевых частях Селезневской синклинали. Отмечена тесная связь ртути с углеводородами в рудоносных телах.

Ключевые слова: брахиантиклинали, песчаник, киноварь, кварц, диккит, углеводороды, щелочная среда.

Кварц-диккит-киноварный тип оруденения имеет довольно широкое распространение в Донбассе. Значительные скопления диккита в рудах отмечаются на месторождениях Никитовского рудного поля. В пределах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем диккит установлен в области пересечения Южно-Волновахского сброса с Александровским взбросом, а также в Восточно-Доломитном карьере (г. Докучаевск). Диккит в ассоциации с киноварью и битумами заполняет трещины и пустоты доломитов горизонта C_1^t . На Константиновском месторождении в состав диккит-киноварной ассоциации входит также кварц, барит и твердые битумы [1, 5].

Кварц с углеводородными включениями встречается в северной зоне мелкой складчатости Донбасса, в пределах Северной антиклинали и Чистяково-Снежнянской синклинали, а также установлен на Никитовском рудном поле, как один из наиболее поздних жильных образований [3]. Распространение кварца с углеводородными включениями пространственно совпадают с участками повышенного содержания ртути в углях и обильным выделением метана в угленосные толщи. Таким образом, устанавливается тесная связь ртутной минерализации с диккитом и кварцем, содержащих углеводородные включения. Поэтому зоны их распространения можно рассматривать как критерий перспективности площадей на выявление киновари [2].

Во время проведения полевых работ новое ртутное оруденение было установлено автором в пределах Селезневской синклинали, в административном отношении относящаяся к Перевальскому району Луганской Народной Республики.

Цель работы заключалась в установлении закономерности пространственного размещения и условий локализации оруденения. Для поставленной цели был проведен комплекс минералогических и геолого-структурных исследований.

В геологическом строении Селезневской синклинали принимают участие угленосные породы каменноугольной системы, перекрытые маломощным чехлом четвертичных отложений. Селезневская синклиналь вытянута в северо-восточном направлении с преимущественно крутым ($60-75^\circ$) северным и пологим ($8-20^\circ$) южным крылом. В свою очередь синклиналь осложнена дополнительными брахискладками более высокого порядка северо-восточного простирания, в краевых частях структуры развиты чешуйчатые надвиги соответствующие простиранию пород.

К рудоносным телам относятся межпластовые жилы в пластах песчаников, приуроченные к брахиантиклиналям краевых частей Селезневской синклинали. Также значительные скопления киновари отмечено в оперяющих трещинах песчаников в зонах развития взбросо-складок и чешуйчатых надвигов. Ниже приводится краткая характеристика и минеральный состав рудных тел.

Межпластовые жилы в грубослоистых песчаниках имеют клиновидную или линзообразную форму. По простиранию являются довольно выдержанными и прослеживаются на расстоянии от 0,5-1 до 3 м; по падению крайне невыдержанные, резко выклиниваются и переходят в тонкие прожилки. Жильные тела имеют друзовую текстуру и сопровождаются остаточными полостями эллипсоидной формы, вытянутой вдоль простирания. Мощность раскрытия полостей от 2-10 см реже более 20 см. Зальбанды жил сложены щетками горного хрусталя, на которые нарастают



двухголовые кристаллы дымчатого кварца и горного хрусталя (рис. 1 а). По типоморфным признакам кварц последних генераций относится к «диамантам Донбасса» характеризующийся наличием углеводородных включений. Центральная часть полостей не редко полностью сложена глиной ярко-оранжевого цвета, местами со скоплениями диккита, а также окислов и гидроокислов марганца.



Рисунок 1. Кристаллы дымчатого кварца из жил пластов песчаников: а – двухголовый кристалл на щетке горного хрусталя, высота кристалла 3 см; б – индивид искаженного облика со скелетным строением, высотой 8 см.

Кристаллы дымчатого кварца представлены хорошо образованными индивидами ромбоэдрического габитуса и их сростками. В преобладающем количестве кристаллы имеют искаженный облик, связанный с преобладающим развитием трех граней ромбоэдров на каждой вершине. Кристаллы кварца в основном имеют скелетное строение с неравномерной дымчатой окраской (рис. 1 б). Размер индивидов от 0,8-2,2 см, реже до 7-8 см. Поверхность кристаллов характеризуется сильным блеском и наличием в центральной части глубоких каверн, повторяющих форму граней. Обособленные и изолированные слоями нарастания грани ромбоэдров покрыты множественными слоисто-ступенчатыми вициналями роста.

К наиболее поздней генерации кварца относятся отдельные двухголовые кристаллы горного хрусталя дипирамидального облика, у которых грани призмы в основном представлены в виде узких полосок. Размер кристаллов не превышает 1,2 см. Индивиды характеризуются исключительной прозрачностью, сильным блеском граней и отсутствием видимых скульптур роста.

Кристаллы дымчатого кварца и горного хрусталя содержат большое количество включений минералообразующей среды. По условиям образования они являются первичными и первично-вторичными. Первичные включения в дымчатом кварце представлены крупными (до 5 см) полостями сложного строения, преимущественно уплощенной формы, параллельной граням. Состав включений однофазный (жидкий). Также в кварце встречаются первичные включения в виде отрицательных кристаллов размером от 0,2 до 3 мм. Состав включений однофазный (жидкий) и двухфазный (газово-жидкий), реже проявлены включения трехфазного состава (газ-жидкость твердые включения), при этом минералом «узником» является тонкочешуйчатый антрасколит. Помимо флюидных включений в дымчатом кварце местами проявлена тонкая рассеянность антраколита. Первично-вторичные включения в кристаллах встречаются редко, приурочены к сети волнисто-изгибающихся трещинок. Включения размером менее 0,1 мм имеют форму отрицательных кристаллов и по составу являются однофазными (жидкими). По данным Б.В. Зацхи [2] в Донбассе кристаллизация этого типа кварца происходила из гетерогенных систем метаново-водных растворов в



щелочных условиях при температуре 160-140 °С и давлении 30-40 МПа. Таким образом, образование кристаллов кварца из жил пластов песчаников связано с низкотемпературным однонаправленным потоком движущегося раствора перенасыщенного кремнеземом в щелочной среде при активном привносе углеводородов.

Диккит в жилах имеет широкое распространение, совместно с почковидными агрегатами окислов и гидроокислов марганца, а также глиной ярко-оранжевого цвета выполняет центральную часть полостей. Диккит также установлен в песчаниках призальбандовой части жильных тел. Нередко скопления диккита отмечаются и в тектонических трещинах. В сплошных массах диккит с перламутровым блеском белого цвета местами с желтоватым оттенком. Под микроскопом в проходящем свете диккит представлен удлиненными, реже изометрическими пластинками шестиугольного очертания размером менее 0,1 мм.

Для получения количественной характеристики рудных минералов была проведена промывка протолок из жильных тел и материала зон дробления тектонических трещин. На основании минералогического изучения проб наибольшее количество киновари (более 1000 знаков) было установлено в оперяющих трещинах чешуйчатых надвигов в пределах присводовой части брахиантиклинали южной части Селезневской синклинали. Киноварь в основной массе представлена относительно крупными (0,5-0,7 мм) слабоокатанными и неокатанными зернами от бледно-розового до насыщенно красного цвета. В основном зерна наблюдаются в сростании с диккитом желтоватого цвета. Киноварь мелких размеров (0,2-0,4 мм) представлена неокатанными кристаллами, по форме соответствующая призматическому габитусу. Кристаллы полупрозрачные и непрозрачные характеризуются насыщенным рубиновым цветом. Наряду с киноварью в пробе также имеется большое количество (более 100 знаков) хорошо окатанных зерен пирролюзита размером от 0,1-0,2 до 0,5 мм.

Из протолок материала жильных тел брахиантиклиналей как северной, так и южной части синклинали наблюдаются значительные содержания киновари (несколько сотен знаков). По морфологическим свойствам киноварь подразделяется на два типа. Первый тип киновари наиболее распространенный, представлен относительно крупными (0,5-0,7 мм) слабоокатанными и неокатанными зернами изометрической или округлой формы, а также резко угловатыми обломками. Зерна бледно-красного и красного цвета, значительно реже с насыщенным темным оттенком. В пробе именно киноварь темно-красного цвета наблюдается в сростании с диккитом желтовато-белого цвета. Нередко темно-красная киноварь имеет изометрическую форму, соответствующая ромбоэдрическому габитусу. Второй тип киновари в пробах встречается реже, представлен неокатанными зернами вытянутой формы. По своим очертаниям киноварь этого типа относится к кристаллам призматического габитуса. Кристаллы киновари характеризуются мелкими размерами (0,25-0,5 мм), окраска темно-красная и насыщенно рубиновая, реже проявлена бледно-красная и розовая. В ассоциации с киноварью встречается псиломелан и гетит (более 100 знаков). Также в пробах был установлен апатит (более 100 знаков). В основном минерал прозрачный и бесцветный, реже с желтоватым и красноватым оттенком, представлен в виде не окатанных кристаллов длиннопризматического габитуса размером до 0,5-1 мм.

Во время изучения протолок межпластовых жил, сложенных щетками горного хрусталя и диккитом в пределах брахискладок центральной части Селезневской синклинали были установлены только зерна псиломелана.

На основании изучения материала протолок жильных тел и тектонических трещин Селезневской синклинали установлено две генерации киновари, представленные ромбоэдрическим и призматическим габитусом. На ртутных



месторождениях и проявлениях Донбасса наиболее ранняя генерация киновари представлена ромбоэдрическим габитусом, более поздняя в основном кристаллами с гранями призмы или плоского ромбоэдра. Изменения габитуса кристаллов связано с понижением температуры и увеличением щелочности минералообразующей среды [5].

Для определения возраста оруденения была проведена реконструкция параметров тектонических полей напряжений кинематическим методом с использованием замеренных зеркал скольжения в горных породах. В результате выполненных реконструкций в Селезневской синклинали установлен взбросовый тип поля напряжений с субвертикальным положением оси растяжения σ_1 в юго-западном направлении и субгоризонтальным положением оси сжатия σ_3 в северо-западном направлении. Восстановленное поле напряжений по своим параметрам датируется альпийской фазой тектоногенеза [4].

Таким образом, на основании проведенных исследований установлено, что ртутное оруденение кварц-диккитового типа в структурном отношении приурочено к брахиантиклиналям более высоких порядков только в краевых частях Селезневской синклинали. К рудным телам на оруденении относятся межпластовые жилы с друзовой текстурой и оперяющие трещины в зонах развития взбросо-складок и чешуйчатых надвигов. Возраст оруденения относится к альпийской фазе тектонической активизации района. Подобные факторы локализации проявлены на многих ртутных месторождениях и проявлениях Донбасса. Ассоциация киновари с углеводородными соединениями низкотемпературного генезиса на оруденении Селезневской синклинали во многом сходна с рудопоявлениями северо-западных окраин Донбасса (Дружковско-Константиновское рудное поле, Славянский купол, Бантышевское проявление), а также с Докучаевском рудопоявлением в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем [2], что может указывать на некоторое подобие условий их образования.

Литература

1. Багатаев Р.М. Геологическое изучение и освоение Никитовских ртутных месторождений Донбасса (Украина) / Р.М. Багатаев, В.М. Роговой. – М: Научный мир, 2011. – 182 с.
2. Зациха Б.В. Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины / Б.В. Зациха. – К.: Наукова думка, 1989. – 192 с.
3. Зинчук И.Н. Флюидный режим гидротермального минералообразования Центрального Донбасса / Зинчук И.Н., В.А. Калюжный, А.С. Щирица. Киев: Наук. думка, 1984. – 104 с.
4. Корчемагин В.А. Тектоника и поля напряжений Донбасса / В.А. Корчемагин, Ю.С. Рябоштан // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 164-170.
5. Лазаренко Е.К. Минералогия Донецкого Бассейна / Е.К. Лазаренко, Б.С. Панов, В.И. Груба. – К.: Наукова думка, 1975. – Ч. I. – 252 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАЛАРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

*П.Н. Лейбгам (ФГБУ «ЦНИГРИ»), ФГБОУ «МГРИ», leibham@tsnigri.ru),
Брысин М.П. (ФГБУ «ЦНИГРИ»), brysin@tsnigri.ru)*

Аннотация

В результате проведенных работ получены новые данные по минералогии руд



Каларского проявления. Установлена прямая связь элементов спутников золота по данным ICP-MS анализа руд с элементами комплексной геохимической аномалии, значения которой определены ионно-сорбционным методом.

Ключевые слова: каларское проявление, золото, ионно-сорбционный метод, горная шория

Каларское рудопроявление находится в Таштагольском районе в Кемеровской области. Оно было выделено в северо-восточной части Кабурчакского узла при проведении ГМК-500 [1]. Рудный узел приурочен к одноименной девонской вулканотектонической структуре в пределах Тельбесского прогиба. Вмещающие толщи представлены преимущественно ранне-среднедевонскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами учуленско-казанкольского вулканического комплекса, прорванного комагматичными интрузивами кистальского комплекса. Помимо эффузивов среднего-основного состава учуленско-казанкольской свиты, в пределах рудопроявления также присутствуют кислые субвулканиты кабурчакского комплекса. Золоторудное оруденение Каларского проявления парагенетически связано с образованиями учуленско-казанкольского вулканического и кабурчакского субвулканического комплексов [2].

В метасоматически измененных и брекчированных вулканитах, субвулканических дацитовых порфирах развита густая сеть кварцевых жил и прожилков с сульфидной минерализацией. По данным ранее проведенных поисковых работ широко распространёнными минералами в рудах являются пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит. Помимо этого, были отмечены золото, электрум, серебро, марказит, мельниковит, пирротин, леллингит, молибденит, реальгар, киноварь, аргентит, акантит, висмутин, борнит, калаверит, гессит, алтаит, тетрадимит, тетраэдрит, теннантит, буланжерит, барит, алунит, маухерит, магнетит, гематит. Содержания золота в рудах меняется от 0,7 г/т до 5,6 г/т, серебра – от 0,2 до 570 г/т. Около 75% золота связано с золото-арсенопирит-пиритовой ассоциацией [2].

На площади рудного поля проводились опытно-методические работы ионно-сорбционным методом. В результате этих работ было установлено, что золоторудное Каларское проявление сопровождается геохимическими аномалиями элементами-спутниками золота: серебра, мышьяка, свинца, сурьмы, висмута [3].

Нами были изучены образцы керна поисковой скважины С-2, пройденной в северном фланге Каларского рудопроявления, из которых были изготовлены и изучены шлифы и аншлифы. Оставшаяся часть была раздроблена и проанализирована методом ICP-MS с целью определения концентрации рудных элементов на масс-спектрометре ELAN-6100 в лаборатории ФГБУ «ИМГРЭ». Аншлифы из интервалов с повышенными содержаниями золота изучены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LV (JeolLtd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80 в ИГМ СО РАН.

В результате ICP-MS анализа установлено, что в пробах с повышенным содержанием золота (более 0,2 г/т) отмечается устойчивая положительная его корреляция с такими элементами как Ag, As, Pb, Bi, Sb. (Таблица 1).

Таблица 1. Результаты ICP-MS анализа пород и руд Каларского рудопроявления (скв. С-2, инт. 43,5–157.6 м). Выделены анализы с концентрацией золота более 0,2 г/т.



	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sb	W	Au	Pb	Bi
Номер пробы	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$	масс. доля, $n \cdot 10^{-4}, \%$
C-2-43,5	59949	26	22,5	60	>500	909	0,177	>1	5,8	0,54	<0,001	31	0,52
C-2-79,7	43507	14,2	14,2	72	>500	633	0,129	<0,1	6,5	0,67	<0,001	12,9	0,48
C-2-82,5	77078	16,9	15,8	27	164	564	0,089	0,15	8,2	0,37	<0,001	7,2	0,89
C-2-83,6	39130	4,7	9,1	156	87	3476	1,67	0,51	18,6	0,86	<0,001	102	>10
C-2-84,0	>100000	67	13,6	366	366	>10000	10,0	>1	56	<0,1	1,39	315	>10
C-2-84,8	55924	11,7	12,4	175	31	6228	2,41	0,15	23	0,91	0,055	66	>10
C-2-88,0	62617	8,3	15,5	198	375	1657	0,68	<0,1	18,9	0,63	0,0107	24	>10
C-2-90,6	52186	17,0	13,6	42	38	4177	0,31	<0,1	14,3	0,66	0,0103	35	1,22
C-2-132,5	75391	16,5	12,5	118	90	5298	0,38	0,15	24	0,86	0,0145	11,7	5,5
C-2-134,4	87518	18,9	16,5	70	33	4195	1,81	0,21	59	2,2	0,23	45	>10
C-2-134,6	84120	8,0	4,7	21	34	4856	3,57	0,19	37	>10	0,137	419	>10
C-2-135,4	92000	4,3	8,5	43	25	3249	3,21	0,16	49	2,1	0,067	318	7,4
C-2-135,6	>100000	3,1	5,0	586	129	>10000	>30	>1	>200	9,6	0,76	>500	>10
C-2-136,2	>100000	3,3	4,3	207	79	8668	25,6	>1	>200	7,8	0,48	>500	>10
C-2-137,1	91282	7,3	11,0	26	67	4609	2,99	0,46	45	>10	0,35	205	>10
C-2-140,5	>100000	60	14,8	63	67	>10000	12,4	>1	197	>10	1,38	>500	>10
C-2-146,8	28052	8,1	10,6	14,4	77	2713	0,64	<0,1	11,5	0,69	0,058	20	2,6
C-2-151,4	61356	25	9,2	25	>500	1940	2,40	>1	14,6	1,39	0,107	>500	3,2
C-2-152,3	63359	35	8,4	12,2	>500	3495	0,36	>1	12,1	0,55	0,0120	74	1,31
C-2-154,4	>100000	5,0	12,2	232	229	9434	19,1	>1	80	1,98	0,88	>500	>10
C-2-156,3	90906	48	25,1	345	143	720	6,9	0,78	58	1,02	0,028	371	9,4
C-2-157,6	72565	25	7,1	14,9	132	446	0,203	<0,1	5,4	0,91	0,026	22	0,96

В результате изучения шлифов и аншлифов скважины С-2 и с учётом описаний предшественников были выделены следующие метасоматические зоны:

- **Верхняя зона (А)** представлена изменёнными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с сохранённой порфировой структурой; вкрапленники плагиоклаза размером до 2-3 мм частично замещены хлоритом и в меньшей степени карбонатом; рудная минерализация 0-3%;
- **Умеренно изменённая зона (Б)** представлена изменёнными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с сохранённой порфировой структурой; вкрапленники плагиоклаза размером до 3-4 мм замещены серицитом, кварцем, карбонатом, в значительно меньшей степени хлоритом; рудная минерализация 3-5 %;
- **Значительно изменённая зона (В)** представлена метасоматитами, сложенными серицитом, кварцем, карбонатом; рудная минерализация 3-5 %;
- **Рудная зона (Г)** представлена брекчированными породами с густой сетью серицит-кварц-карбонатных жил и прожилков; рудная минерализация до 20-30 %, в редком случае до 65-70%;
- **Подрудная зона (Д)** представлена породами, схожими по составу с породами зоны В, но отличающимися сохранением первоначальной порфировой структуры; рудная минерализация 3-5 %.

При изучении аншлифов из рудного тела с отметки 140,5 м на сканирующем электронном микроскопе были установлены следующие минералы: преобладающие пирит и арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блёклые руды, висмутин. Впервые на рассматриваемом объекте авторами обнаружены яскольскиит $Pb_{2+x}Cu_x(Sb,Bi)_{2-x}S_5$, $x=0,2$, козалит $Pb_2Bi_2S_5$, твиннит $Pb(Sb,As)_2S_4$, павонит $AgBi_3S_5$, арамайонит $Ag(Sb,Bi)S_2$, гиссенит $Pb_{27}Cu_2(Bi,Sb)_{19}S_{57}$, слагающие менее 1 % от общего объема сульфидов (Рисунок 1). В аншлифах рудных интервалов с повышенным содержанием золота (до 1,39 г/т) не удалось установить самородное золото размерностью более 1 мкм.

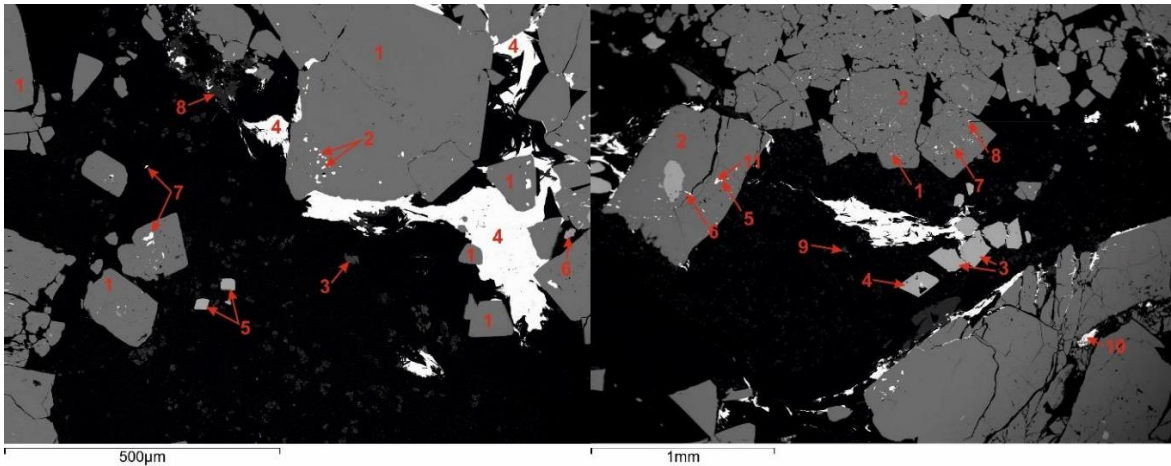


Рисунок 1. Микрофотографии анилифовско сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LV (JeolLtd). **А** (слева): 1 – пирит, 2 – павонит, 3 – рутил, 4 – висмутин, 5-арсенопирит, 7 – яскольскит, 8 – сидерит, 9 – апатит; **Б** (справа): 2 – пирит, 3 – арсенопирит, 4 – висмутин, 5 – арамайюит, 7 – галенит, 8 – козалит, 9 – рутил, 10 – гиссенит, 11 – павонит.

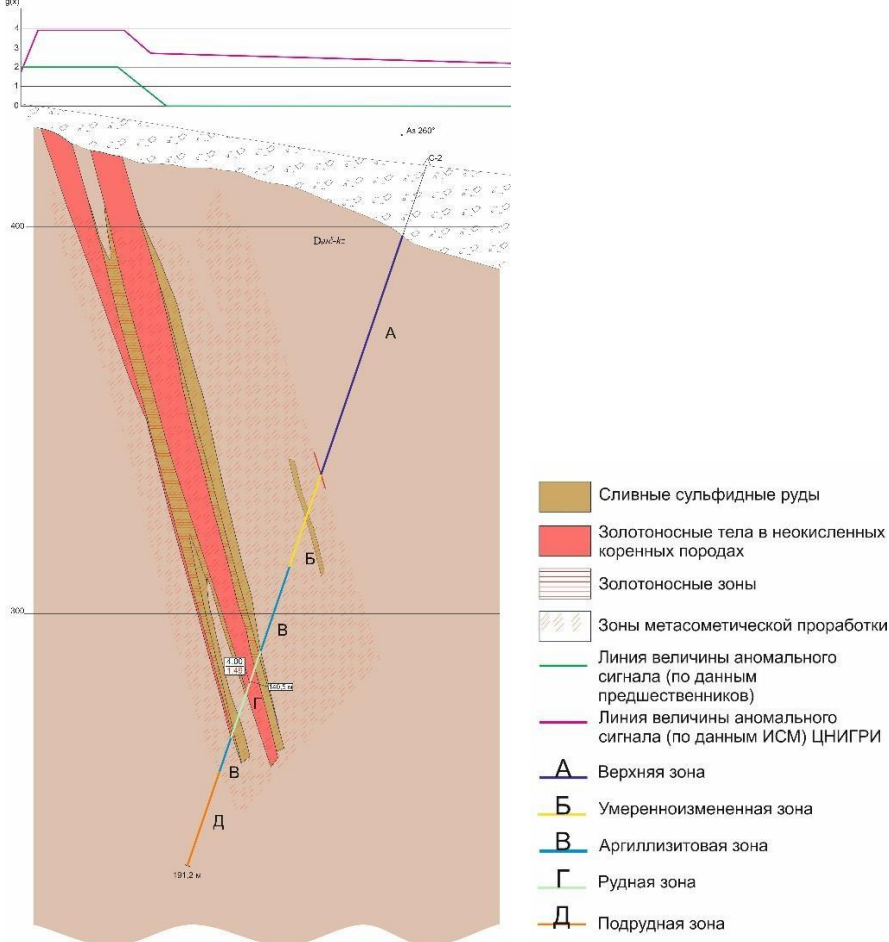


Рисунок 2. Разрез по скважине С-2. Графики значений комплексной геохимической аномалии, полученные ионно-сорбционным методом и по данным предшественников.

Исходя из вышеописанных результатов в общей массе руды менее 1 % (от общего количества сульфидов) минералов, содержащих Ag, Bi, Pb, Sb, As, однако, этого количества достаточно для формирования отчетливых аномалий, фиксируемых ИСМ (Рисунок 2). Пик значений аномалии геохимического поля отражает выход руд на поверхность, а постепенное снижение этих значений указывает на направление падения рудного тела. Другими словами, проекция места пересечения скважиной С-2 рудного



тела (на глубине 120-140 м) попадает в поле высоких значений комплексной геохимической аномалии ИСМ.

В результате проведенных работ получены новые данные по минералогии руд Каларского проявления. Установлена прямая связь элементов спутников золота по данным ICP-MS анализа руд с элементами комплексной геохимической аномалии. Подтверждено, что даже незначительное количество минералов элементов-индикаторов в рудах (менее 1%) могут обеспечивать геохимические аномалии ИСМ для глубин до 150 метров.

При изучении руд с повышенным содержанием золота (до 1,39 г/т) не удалось установить самородное золото размерностью более 1 мкм. Предположительно субмикроскопическое золото входит в арсенопирит. Изучение данного вопроса планируется продолжить.

Литература

1. Черных А.И. Геолого-минерагеническое картирование на золото масштаба 1:500000 северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (задачи, методика, результаты) // Известия Томского политехнического университета. 2008. Т. 314. № 1. С. 16-22.
2. Черных А.И., Неволько П.А., Борисенко А.С. Эпитермальное золотосеребряное оруденение Кабурчакского рудного узла (Горная Шория) – особенности локализации, минералогия и возраст // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 3 (15). С. 76-82.
3. Черных А.И., Миляев С.А., Брысин М.П., Гвоздева И.А., Арсентьева И.В. Опыт применения ионно-сорбционного метода для выявления эпитермального золотосеребряного оруденения (Каларское рудное поле, Горная Шория) // IX научно-практическая конференция. 17–19 апреля 2019 г., Москва, ФГУП ЦНИГРИ. М.: ЦНИГРИ. 2019. С. 152-153.



**О РОЛИ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ СТРУКТУР В ЛОКАЛИЗАЦИИ
НЕСКАРНОВОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
(на примере МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРЫКУЛЬ)**

*Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет,
j.mexroj@yandex.ru)*

*Садиков С.С. (Ташкентский государственный технический университет,
j.mexroj@yandex.ru)*

*Мухаммадиев Б.У. (Национальный Университет Узбекистана,
svatic123@gmail.com)*

Аннотация. В статье рассмотрена роль дизъюнктивных структур в локализации нескарнового вольфрамового оруденения, приуроченного к фрагменту троговой структуры, выполненной породами олистостромового комплекса. Оруденение сформировано по породам грубого флиша, преобразованного в контактовой зоне гранитоидного интрузива, геохимически специализированного на вольфрам, в сланцевые породы, по которым образованы рудоносные метасоматиты. Шеелитовая минерализация, наложенная на метасоматиты, сопровождается обильной вкрапленностью дисульфидов железа.

Ключевые слова: дизъюнктивные структуры, Каратюбе-Чакылкалянский горно-рудный район, Апометатерригенное вольфрамовое оруденение, троговая структура, олистостромовый комплекс, рудоносные метасоматиты, типоморфный геохимический комплекс, шеелит, дисульфиды железа.

Каратюбинское рудное поле расположено в западной части Каратюбинских гор и приурочено к фрагменту Центрально-Гиссарского трогообразного прогиба. Рудное поле объединяет два объекта с различной рудно-формационной природой (месторождение Каратюбе – скарново-шеелитовой формации и месторождение Сарыкуль с новым для региона апометатерригенным вольфрамовым оруденением).

Своеобразие геологического строения района заключается в приуроченности зон минерализации к фрагменту троговой структуры, выполненной породами олистостромового комплекса [1, 3].

Скарноворудные тела на месторождении Каратюбе прослеживаются изгибающейся полосой северо-западного направления в юго-западной экзоконтактовой зоне Сарыкульского интрузива, развиты по карбонатным олистолитам олистостромового комплекса и приурочены в основном к их межпластовым и межформационным отслоениям. Морфология скарноворудных тел разнообразная, но существенно преобладают межпластовые тела пластообразной и линзообразной формы. По составу наиболее распространены гранатовые, гранат-везувиановые, везувиановые и гранат-пироксеновые ассоциации скарнов. Наиболее богаты вольфрамом везувиан-гранатовые скарны. Шеелит в скарново-рудных телах встречается в виде неравномерной вкрапленности размером от долей миллиметра до первых сантиметров.

Рудные тела месторождения Сарыкуль локализованы в северной экзоконтактовой зоне Сарыкульского интрузива сложного породами диоритовой, гранодиоритовой, гранитовой и аляскитовой формаций.

На генетическую связь месторождения Сарыкуль с биотитовыми и лейкократовыми гранитами указывает один и тот же состав элементов-примесей; высокие содержания вольфрама в биотитовых гранитах и лейкократовых гранитах, а также присутствие акцессорного шеелита в продуктивных на вольфрам гранитоидах [4, 5].



Структурная позиция рудного поля характеризуется его приуроченностью к северному экзоконтакту Сарыкульского интрузива биотитовых и лейкократовых гранитов ($C_3 - P_1$) и вытянута вдоль него в виде полосы интенсивно метаморфизованных пород шириной до 500-800 м. и протяженностью до 2,5 км.

В формировании структуры месторождения решающая роль принадлежит разрывной тектонике. Главной рудоконтролирующей структурой является продольная тектонически-ослабленная зона, представленная многочисленными линейно - вытянутыми слабоизвилистыми разрывами согласными с направлением основной складчатости и простираем пород площади. Внутреннее строение структур этого плана характеризуется разной степенью дробления, иногда сопровождается кварцевым жильно-прожилковым выполнением, чаще фиксируется по субпараллельному расщеплению вмещающих пород. Общее падение крутое на север-северо-запад ($65^\circ - 85^\circ$), суммарная мощность достигает первых сотен метров. Мощность составляющих зону разрывов от первых метров до первых десятков метров.

Поперечные разрывные нарушения СВ и ВСВ направлений в значительной мере дополняют структурный план, формируя каркасно-блоковое строение месторождения Сарыкуль. Наиболее распространенными является группа нарушений ВСВ направления. Падение разломов в ССЗ направлении под углами $50^\circ - 70^\circ$. Внутреннее строение зон характеризуется линейной трещиноватостью, реже ориентированным дроблением. Данные нарушения являются наиболее поздними и по отношению к другим носят секущий характер.

По времени формирования тектонические нарушения северо-восточного простираения отчетливо послепостинтрузивные, о чем однозначно свидетельствует смещение по ним контактов Сарыкульского интрузива.

Продольный разлом и его системы на месторождении Сарыкуль являются рудолокализирующими и вмещают практически все основные промышленные рудные тела (рис.1).

Особенностями исходных пород (дометаморфического субстрата) на месторождении Сарыкуль являются их характеристики, связанные с условиями формированиями грубого флиша. Эта фация олистостромового комплекса формируется в обстановке интенсивно проявленных обвально-оползневых процессов в бассейне осадконакопления, приводящих к интенсивному перемешиванию нелигитированного осадка и формированию пород с сочетанием пелитовых, алевролитовых и псаммитовых частиц и неравномерным распределением карбонатного вещества [2].

Поликомпонентный состав метаморфических пород, унаследованный от гетерогенного матрикса олистостромовой толщи, и структуры, подчеркивающие ее неоднородность, являются условиями для формирования трещинно-пористых пород при приложении к ним стресс-деформаций, что в итоге определяет благоприятные возможности для протекания метасоматических процессов в рудоносной зоне месторождения Сарыкуль.

Постмагматические процессы гидротермального воздействия на сформированные метаморфические сланцы в тектонически-ослабленной зоне северо-западного простираения, приводят к перегруппировке минеральных компонентов и появлению новых минеральных ассоциаций, формирующих разнообразные породы ряда скарноиды – биотит-полевошпат-кварцевые метасоматиты – серицит-хлорит-кварц-полевошпатовые метасоматиты (рис.1).

Указанные продукты метасоматоза вероятно образуют единый ряд с нечеткими границами между ними и большой группой сквозных минералов (кварц – плагиоклаз – серицит – кальцит и возможно амфибол). Появление различных образований в этом ряду возможно связано с соотношением карбонатной, пелитовой и псаммитовой



«Молодые - Наукам о Земле»

компонент в дометаморфическом субстрате и унаследованности процесса от ранних метаморфических стадий до позднего метасоматоза.

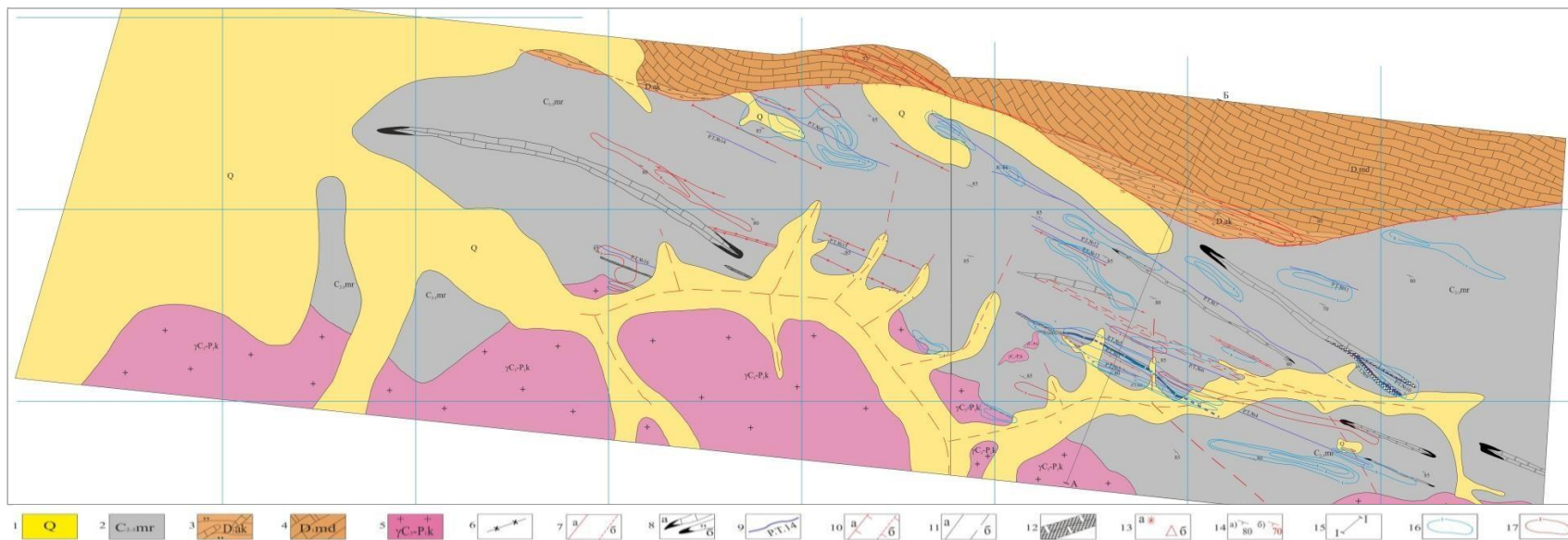
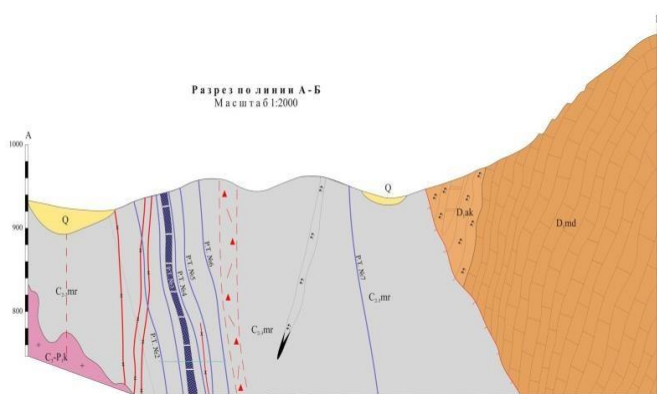


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта месторождения Сарыкуль и геологический разрез по линии А-Б (по материалам Б. Гаппарова).



1-Четвертичная система нерасчлененная. Супеси; 2-Каменноугольная система. Средний-верхний отделы. Маргужурская свита. Сланцы с олистолитами и олистоплаками разновозрастных карбонатных и кремнистых пород; 3-Девонская система. Акбасайская свита. Кремнистые аргиллиты с линзами известняков; 4-Девонская система. Мадмонская свита. Мраморизованные известняки; 5-Кетменчинский субкомплекс. Граниты мусковитовые и мусковит-биотитовые; 6-Гранит аплиты; 7-Разломы: а) прослеженные, б) предполагаемые; 8-Олистолиты: а) известняков б) кремней; 9-Вольфрамового рудное тело; 10-Надвиги: а) прослеженные, б) предполагаемые; 11-Геологические границы: а) достоверные б) предполагаемые; 12-Зона сканирования по мраморизованным известнякам; 13-Зоны: а) ожелезнения б) брекчирования; 14-Элементы залегания: а) пород б) разрывных нарушений; 15-Линии разреза; 16-Изолинии литохимических аномалией вольфрама; 17-Изолинии литохимических аномалией меда.



Скарноиды со значительными вариациями минерального состава от разностей, где ведущей является минеральная ассоциация кварц-плагиоклаз-серицит до породы полевошпат-карбонат-амфиболового состава. Повсеместно в различных количествах присутствует пироксен (геденбергит), который встречается в виде гнезд и агрегативных скоплений совместно с кварцем, хлоритом, амфиболом и пиритом.

Особую группу вольфрамсодержащих пород на месторождении Сарыкуль образуют метасоматически измененные известняки, которые при относительно низкой степени мраморизации содержат рассеянное в массе породы углисто-графитистое вещество и алюмосиликатную примесь. Некарбонатная примесь известняков подвергается интенсивным метасоматическим изменениям (до образования альбит-кварцевых сегрегаций) и является в них основной средой для осаждения шеелита. При уменьшении альбитовой составляющей, новообразованные участки в известняках имеют кварц-карбонатный состав, при различных соотношениях кварца и метасоматического кальцита (до образования практически мономинеральных гнезд). Интенсивность метасоматического преобразования известняков приводит к существенному понижению в их составе карбонатов, появлению MgO в количестве до 1,2 % и увеличению в объеме породы кварца (до 12 %).

Рудный процесс имеет углекислую специфику (более чем трехкратный привнос кальция), сопровождается существенным накоплением фосфора и незначительным привнесом железа. На предрудной стадии формирования метасоматитов наблюдается вынос из околорудного пространства натрия, магния и алюминия.

Особенностью рудной минерализации месторождения Сарыкуль является обилие в минерализованных зонах сульфидов железа, которые в результате внутрирудных процессов формируют цепочку от исходного пирротина до конечного пирита, с промежуточными продуктами в виде мельниковита и марказита.

Резюмируя материалы статьи, можно сделать следующие **выводы**:

- наличие мощной и протяженной продольной рудо локализирующей тектонически-ослабленной зоны, осложняющей строение троговой структуры;
- широкое распространение на площади глубоко преобразованных метаморфическими процессами осадков матрикса песчано-аргиллитового комплекса олистостромовой толщи, характеризующихся высокой гранулометрической дисперсией, обеспечивающей значительную исходную пористость рудовмещающей среды и являющихся субстратом для формирования рудоносных метасоматитов;
- особенности рудной минерализации, выраженные значительными объемами в минерализованных зонах сульфидов железа (пирротин, мельниковит, марказит, пирит); широким распространением группы минералов, встречающихся в рудах в малых количествах (халькопирит, касситерит, сульфосоли) и минералов, образующих микровключения (сфалерит, висмутин, висмут самородный, галенит).

Литературы

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. – М.: Геос. 2006.
2. Кухтиков М.М., Черенков И.Н. Олистостромы вулканогенно-осадочной формации Гиссаро-Алая и Дарваза. – Сов.геология. – 1984. - №3.
3. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М. – Наука. - 1984.
4. Отрощенко В.Д., Крикунова Л.М. Геология скарново-шеелитовых формаций и перспективы Каратюбинского вольфрамносного района. Т. -1974.
5. Хамрабаев И.Х. Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса. Т. «Геология и минеральные ресурсы». - 2000. - № 2.



**ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ АПОМЕТАТЕРРИГЕННОГО
ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (САРЫКУЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВ)**

*Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет,
j.mexroj@yandex.ru)*

*Хасанова М.Р., Юлдашева Д.Г. (Ташкентский государственный технический
университет, j.mexroj@yandex.ru).*

Аннотация. В статье рассмотрены некоторые особенности пород Сарыкульского интрузивного комплекса и его роль в рудолокализации апометатерригенного вольфрамового оруденения. Интрузивные породы Каратюбинских гор занимают преобладающую часть одноименной площади, слагая серию разновозрастных интрузивов. Все интрузивы входят в состав Южно-Тяньшанского коллизионного гранитоидного пояса. Апометатерригенное вольфрамовое оруденение развито на площади, которая своей южной частью охватывает эндоконтактовую зону Сарыкульского интрузива, который представляет собой тело овальной формы, вытянутое в широтном направлении. Интрузив формировался в сложных тектонических условиях, прорывая ядерную часть антиклинали, сложенную породами олистостромовой толщи.

Ключевые слова: Интрузив, вольфрам, апометатерриген, Каратюбе, Сарыкуль, Тянь-Шань, олистостром, порода, минерал, месторождения, скарн, гранодиорит, шеелит.

Узбекистан является территорией детально изученных многочисленных промышленных месторождений вольфрама скарново-шеелитовой формации (Койташ, Лянгар, Ингичке, Яхтон, Каратюбе, Саутбай и др.). Однако основные запасы этих объектов либо отработаны, либо представлены бедными рудами. Долгие годы продолжались поиски новых объектов скарново-шеелитовой формации, которые позволили выявить лишь рудопроявления, не перешедшие в ранг промышленных месторождений.

К началу нового этапа работ потенциал Южного Узбекистана на вольфрам считался ограниченным, однако геологоразведочные работы, проведенные сотрудниками ГУП «Гиссаргеология», позволили выявить промышленное вольфрамовое оруденение новых рудно-формационных типов. Основными из них являются вольфрамоносные зоны минерализованных гранитоидов (апогранитоидный тип) и вольфрамоносные поликомпонентные метасоматиты по алюмосиликатным породам (апометатерригенный тип).

Субстратом для формирования рудоносных метасоматитов апометатерригенного типа, развитого в Каратюбинском секторе, явились глубоко преобразованные метаморфическими процессами осадки матрикса олистостромовой толщи S_{2-3} , относимые в последние годы к маргузорской свите. В результате регионального, контактового и динамометаморфизма, первичные осадочные породы преобразованы в разнообразные сланцы, основой которых являются кварц-полевые шпаты-слюды (биотит, мусковит, серицит, хлорит) и амфибол [2].

Сарыкульская рудная зона охватывает крайние северо-западные палеозойские сооружения гор Каратюбе. – распространение пород гранодиоритовой и гранитовой интрузивных формаций.



Интрузивные породы в районе Каратюбинских гор занимают преобладающую часть площади, слагая серию разновозрастных интрузивов. Крупнейшим из них является Каратюбинский, вокруг которого располагаются Сарыкульский, Аксайский, Аткамарский, Гурмакский и Лолабулакский интрузивы. Все интрузивы входят в состав Южно-Тяньшанского коллизионного гранитоидного пояса [1].

Морфология подошвы отдельных интрузивов, отстроенная по результатам интерпретации аномалий гравитационного поля, свидетельствует о внедрении их вдоль ослабленных зон ортогональной сети разломов с разобщенными корневыми частями для гранодиоритов и гранитов различных интрузивов.

Апометатерригенное вольфрамовое оруденение сформировано по породам грубого флиша, преобразованного в контактовой зоне гранитоидного интрузива, геохимически специализированного на вольфрам, в сланцевые породы, по которым образованы рудоносные метасоматиты.

Апометатерригенное вольфрамовое оруденение развито на площади, которая своей южной частью охватывает эндоконтактовую зону Сарыкульского интрузива, который представляет собой тело овальной формы, вытянутое в широтном направлении. Площадь его составляет около 15 км². Плоскость северного контакта интрузива падает круто (65-80°) на юг, а южного – в том же направлении, но более полого – до 40°. Этот массив относится к гипабиссальным интрузиям. Интрузив формировался в сложных тектонических условиях, прорывая ядерную часть антиклинали, сложенную породами олистостромовой толщи.

Сарыкульский интрузив сложен серыми и розовато-серыми средне- и крупнозернистыми слабопорфировидными двуслюдяными гранитами, относимыми к позднекаменноугольно-раннепермскому кетменчинскому субкомплексу (γC_3-P_1k) каратюбе-зирабулакского адамеллит-гранитового комплекса.

Каратюбе – зирабулакский (C_3KZ) комплекс имеет следующее строение:

- 1) крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты-адамеллиты, в краевой части постепенно переходящие в биотитовые лейкократовые граниты;
- 2) средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые адамеллиты и гранодиориты; жильные породы - мелкозернистые биотитовые и двуслюдянные граниты, аплиты, пегматиты.

Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты-адамеллиты главной фазы и среднезернистые порфировидные биотитовые адамеллиты дополнительной фазы сложены одними и теми же минералами, но в разных соотношениях.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые и призматические зональные зерна, часто мирмекитизированные (в центре An_{41-42} , в промежуточных зонах An_{38} , в краевых частях An_{32-24}).

Каликатровый полевой шпат присутствует в основной массе и в порфировидных выделениях размером до 1,5 x 4,5 см, обычно 1,0 x 2,0 см.

Вкрапленники принадлежат максимальному микроклину (альбитового компонента 18-25 %). Калишпат основной массы соответствует промежуточному микроклину – промежуточному ортоклазу. Интенсивно пертитизирован (пертиты шнуровидные).

Биотит темно-красно-коричневый и соответствует лепидомеллану с 55 % антитовой составляющей.

Структура гипидиоморфнозернистая, участками мирмекитовая.

Граниты краевой фации отличаются от гранит-адамеллитов центральной увеличенным содержанием кварца и пониженной концентрацией анортитового компонента в плагиоклазе (ядро An_{26} , краевая зона An_{14}) и биотита.



Жильные аплиты и пегматиты содержат турмалин, гранат, флюорит, протолиитонит, касситерит.

Метасоматиты: хлорит-эпидотовые альбититы в фазовых образованиях окварцевания и турмалинизации в жильных аплит-гранитах и пегматитах.

Породы немагнитны ($1-13 \times 10^{-6}$ СГС). Содержания Rb – 205-210 г/т, Sr – 290-330 г/т. Повышенные содержания вольфрама, лития, цезия, фтора, свинца, олова особенно характерны для жильных пород и зон метасоматической проработки. С комплексом связаны вольфрамоносные поликомпонентные метасоматиты по метатерригенным породам, шеелитоносные скарны и проявления олова в литий-фтористых жильных гранитах и зонах микроклинизации, турмалинизации и окварцевания фазовых гранитоидов. Радиологические данные 272 млн. лет (биотит, K-Ar метод).

Структура основных пород кетменчинского субкомплекса (двуслюдяных и лейкократовых гранитов) аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, изредка порфириовидная, с элементами гипидиоморфнозернистой.

Ассоциация жильных пород, сопровождающих граниты кетменчинского субкомплекса, преимущественно кислого состава и представлена аплитами и аплитовидными гранитами, микрогранитами и т/з лейкогранитами, пегматитами и пегматоидными гранитами.

Химический состав гранитоидов сарыкульского интрузива и петрохимические коэффициенты приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Химический состав гранитоидов сарыкульского интрузива и петрохимические коэффициенты

Компонент	1	2	3	Ср.	Коэффициент (К)	Значение К
SiO ₂	71,50	71,86	71,54	71,63	al ¹	14,0
TiO ₂	0,30	0,08	0,15	0,18	f	1,32
Al ₂ O ₃	14,28	16,43	15,60	15,44	Kф	96,3
Fe ₂ O ₃	0,41	0,01	0,27	0,23	Na ₂ O+ K ₂ O	8,62
FeO	2,15	1,39	0,43	1,32	Na ₂ O/ K ₂ O	1,23
MnO	0,05	0,01	0,06	0,04	K ₂ O/ TiO ₂	21,5
MgO	0,70	0,60	0,40	0,06	Ka	0,55
CaO	1,19	1,54	1,96	1,56	Fe ₂ O ₃ / FeO	0,17
Na ₂ O	3,70	4,71	5,83	4,75		
K ₂ O	4,52	4,08	3,02	3,87		

Петрохимические коэффициенты:

- al¹ – глиноземистость - $Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$;
- f – фемичность - $Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + TiO_2$;
- Kф – железистость - $(Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) \times 100$;
- Na₂O + K₂O – ряд щелочности;
- Na₂O/ K₂O – тип щелочности, серия;
- Fe₂O₃/ FeO – степень окисленности железа;
- Ka – агаитность - $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$.

Гранитоиды Сарыкульского интрузива относятся к умеренно щелочному ряду, кали - натриевой серии, в основном, высокоглиноземистые, с очень низкой степенью фемичности, средней и высокой степенью железистости. Для пород комплекса характерна очень низкая степень окисленности железа.



Геохимический профиль: литий, цезий, олово, вольфрам, висмут, бериллий. Содержания рубидия – 248 г/т, стронция – 136 г/т. Тип акцессорной минерализации шеелит-апатит-сфеновый.

В составе акцессорных минералов, занимающих около 1 % породы, присутствуют сфен (0,1-0,5 %), апатит (0,1-0,3 %), ильменит (0,03-0,05 %), ортит и рутил (0,04-0,05 %), магнетит (0,05-0,1 %).

На генетическую связь апометатерригенного вольфрамового оруденения с биотитовыми и лейкократовыми гранитами указывает один и тот же состав элементов-примесей; высокие содержания вольфрама в биотитовых гранитах (до 100 г/т) и лейкократовых гранитах (до 250 г/т), а также присутствие акцессорного шеелита в продуктивных на вольфрам гранитоидах.

Повышенная вольфрамоносность гранитоидов (содержание вольфрама достигает иногда 60 г/т, что в десятки раз превышает кларковые количества). В контактовом ореоле гранитоидов развиты процессы окварцевания, микроклинизации, грейзенизации, турмалинизации (в гранитах) и биотитизации, амфиболизации, грейзенизации, альбитизации (в гранодиоритах).

Гранитоидные интрузии, продуктивные на вольфрамовое оруденение в скарнах, бедны известью, магнезией, железом и насыщены кремнеземом и глиноземом.

Важнейшими характеристиками продуктивных на вольфрам гранитоидов является насыщенность их кремнеземом и глиноземом; незначительные количества извести, железа; примерно равное количество натрия и калия, некотором преобладании в отдельных случаях натрия над калием (изменение щелочного параметра калий / натрий в пределах половины или одного порядка – 0,04 – 0,11 – 0,46); повышенная в большинстве случаев вольфрамоносность (50-200 г/т).

Высокие значения среднеквадратичного отклонения, асимметрии и дисперсии содержаний вольфрама является показателями обогащения летучими компонентами и вольфрамом апикальных участков интрузивных тел, а также поздних дифференциатов расплава, с которым ассоциируется оруденение.

Для рудогенерирующих гранитоидов, специализированных на вольфрам, величина среднеквадратичного отклонения в большинстве случаев выше, чем средние содержания вольфрама в породе.

Неравномерное содержание вольфрама в различных типах гранитоидов этих формаций обусловлено неодинаковым его распределением в породообразующих минералах, их количественными соотношениями в породах и присутствием акцессорного шеелита.

В гранодиоритах и гранитах Сарыкульского интрузива вольфрам находится также в виде шеелита, что наряду с вольфрамоносностью породообразующих и акцессорных минералов является показателем рудогенерирующих свойств таких гранитоидов. Однако, если в рудогенерирующих гранодиоритах шеелит эпигенетический, то в аплитах и лейкократовых гранитах он сингенетический. В гранодиоритах и биотитовых гранитах шеелит встречается в виде жилков, скоплений, то в породах лейкократового состава – в виде равномерно рассеянной вкрапленности.

Таким образом, интрузии Каратюбинской площади являются, потенциально вольфрамоносны, т.е. с начала интрузивной деятельности участвовал вольфрам преимущественно магматического происхождения. В связи с тем, что менее контаминированные интрузии Западного Узбекистана более способны к выделению элементов-минерализаторов, в частности бора, магматический вольфрам в основном концентрировался в породах поздних фаз интрузии – гранодиоритовой и гранитовой формаций.



Литература

1. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Основные этапы магматизма и геодинамического развития Тянь-Шаня в фанерозое // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. – Россия. Сыктывкар. 2000. – Т. II. – С. 28-29.
2. Жўраев М.Н., Тураев Т.Н. Новые типы вольфрамового оруденения Каратюбе-Чакылкалянского рудного района // Научно-производственный журнал «Горный вестник Узбекистана». – Навои, 2017. - № 3. – С. 63-67.



ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК НОВЫЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН

Мансуров Р.Х. (ФГБУ «ЦНИГРИ», mansurov@tsnigri.ru)

Аннотация: На Енисейском кряже актуальным вопросом является расширение минерально-сырьевой базы золота за счет новых нетрадиционных для региона месторождений. Ресурс золото-кварцевых месторождений, а также богатых россыпей золота, долгое время являвшихся главным источником золота, практически исчерпан. В этой связи определяющее значение имеет вовлечение новых крупных долгосрочных золотодобывающих проектов, к которым относятся крупнообъемные месторождения, образующие мощные и протяженные зоны-залежи золото-сульфидных вкрапленно-рассеянных руд. По результатам недавних поисковых и прогнозно-ревизионных работ ФГБУ «ЦНИГРИ» выявлена серия новых перспективных рудопроявлений такого типа в пределах восточного склона Енисейского кряжа.

Ключевые слова: восточный склон Енисейского кряжа, крупнообъемные золото-сульфидные месторождения и проявления, вкрапленно-рассеянный тип золотой минерализации.

В результате недавних поисковых и прогнозно-ревизионных работ ФГБУ «ЦНИГРИ» на восточном склоне Енисейского кряжа выявлена серия перспективных рудопроявлений – Южное, Буреминское, Магдококское [4], характеризующихся рядом общих геологических особенностей. Рудопроявления приурочены к ССЗ полосе (рис. 1) вдоль системы рудоконтролирующего Ишимбинского разлома и расположены на удалении от его осевой части на расстоянии 5-7 км восточнее.

Важным прогнозно-поисковым признаком вновь выявленных проявлений является отсутствие четкого литолого-стратиграфического контроля, поскольку золотоносными являются как известные «благоприятные» для формирования золотой минерализации уровни разреза (Буреминское, Магдококское – удерейская (R_{2ud}) свита), так и «нетрадиционные». К последним относится рудопроявление Южное, локализованное в углеродсодержащих терригенно-карбонатных отложениях свит аладьинской и карточки (R_{2al+kr}) [3].

Особенностью вновь выявленных рудопроявлений является отсутствие пространственной связи с интрузивными образованиями – все объекты расположены на удалении (5-7 км) от выходов на поверхность гранитоидных массивов Татарско-Аяхтинского комплекса. В отличие от большинства золоторудных месторождений Енисейского кряжа изученные рудопроявления приурочены к области развития низких ступеней метаморфизма (хлорит-серицитовая субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма). Эти факторы существенно расширяют прогнозно-поисковые построения и позволяют вовлекать в ГРР новые малоизученные перспективные площади [1, 2].

Гидротермально-метасоматические признаки характеризуются отсутствием четко проявленной зональности, поскольку основными признаками являются широкие и протяженные ореолы (прожилково)-вкрапленной железо-магнезиальной карбонатизации и вкрапленно-рассеянной сульфидизации при неравномерно проявленных околорудных кварц-серицитовых изменениях. Крупнообъемные золотоносные минерализованные зоны изученных проявлений представляют собой участки обильной (до 5-7%) вкрапленности сульфидов (мышьяковистый пирит, арсенопирит), а также интенсивно проявленной железо-магнезиальной карбонатизации – содержание вторичных анкерита, в меньшей степени сидерита достигают 50-60%.



Рисунок 1. Обзорная схема центральной и восточной частей Енисейского кряжа:
 1–7 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенный известковисто-доломито-алевритопесчанистый пестроцветный комплекс (немчанская (*Vnm*), подъемская (*Vpd*), суворовская (*Vsv*), мошаковская (*Vms*), чистяковская (*Vcv*), аleshинская (*Val*) свиты);



3 – карбонатно-терригенный известковисто-песчано-алеврито-сланцевый комплекс (чивидинская (R_{3cv}), карьерная (R_{3krr}), лопатинская (R_{3lp}) свиты); 4 – флишиодный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известковисто-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (R_{3sh}), горевская (R_{3grv}), морянихинская (R_{3mr}), дашкинская (R_{3ds}), нижнеангарская (R_{3na}), мокринская (R_{3mk}), рыбинская (R_{3rb}), бореминская (R_{3br}), удоронская (R_{3ud}) свиты); 5 – углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская (R_{3sn}), потоскуйская (R_{3pt}), аладьинская (R_{2al}), карточки (R_{2kr}) свиты); 6 – углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (удерейская (R_{2ud}), горбилоская (R_{2gr}), кординская (R_{2kd}) свиты); 7 – карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенченгинская свита (PR_{2pn})); 8 – интрузивные образования: плагиогранодиоритовый комплекс (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый (R_{3ta}), тейский гнейсогранитовый (R_{2te})); 9–10 – разрывные нарушения: 9 – региональные зоны разломов: а) Татарского, б) Ишимбинского; 10 – прочие; 11 – промышленные линейные россыпи золота (разведываемые, разрабатываемые, отработанные); 12 – контуры золоторудно-россыпных узлов; 13 – месторождения и проявления коренного золота: а) крупные месторождения, б) перспективные рудопроявления, в) мелкие проявления и пункты минерализации.

В пределах минерализованных зон выявляются маломощные потенциально рудные зоны, представленные жильно-прожилковыми зонами существенно кварц-серцитового состава с вкрапленностью сульфидов около 2-3%.

Морфологически золотоносные минерализованные зоны вновь выявленных проявлений представляют собой крупнообъемные согласные или субсогласные зоны-залежи с низкими средними содержаниями золота, которые могут быть пригодны для открытой отработки. Концентрации золота в пределах выявленных золотоносных минерализованных зон составляют, в среднем, 0,3 г/т (по данным бороздового, сколкового и штучного опробования). Выделяются маломощные потенциально золотоносные минерализованные зоны содержаниями более 0,1 г/т. На рудопроявлении Южное содержания металла в первичных ореолах достигает 6,5 г/т (по данным бороздового опробования).

Крупнообъемные рудопроявления образуют слабоконтрастные шлиховые и литохимические ореолы. Шлиховое золото характеризуется мелкой и тонкой размерностью (не более 0,3 мм, в основном менее 0,1 мм), что указывает на существенно золото-сульфидный источник. В аномальных геохимических полях минерализованные зоны отвечают широким слабоконтрастным линейно-изометричным ореолам золота (по данным литохимического опробования по ВОР). С ореолами золота сопряжены аномальные поля марганца, природа которых наиболее вероятно связана с широко проявленной марганецсодержащей железо-магнезиальной карбонатизацией [4].

В геофизических полях одним из наиболее характерных признаков является приуроченность рудопроявлений к областям «распада» (разрушения) структуры рисунка аномального градиентного поля, обусловленного разрушением первично-осадочного пирротина и его преобразования в пирротин.

Проведенные исследования позволяют выделить основные прогнозно-поисковые признаки вновь выявленных рудопроявлений на восточном склоне Енисейского кряжа:

- 1) приуроченность к опережающим к Ишимбинской системе разломов продольным ССЗ разрывным нарушениям в зонах их пересечения или сочленения с СВ и субширотными разломами высоких порядков;
- 2) среднерифейский литолого-стратиграфический уровень разреза, представленный углеродсодержащими карбонатно-терригенными отложениями;
- 3) отсутствие выходов на дневную поверхность интрузивных образований; возможно наличие интрузивных массивов на глубине до 2-х км;



- 4) отсутствие четко выраженной гидротермально-метасоматической зональности, преобладание процессов железо-магнезиальной карбонатизации и рассеянно-вкрапленной сульфидизации, образующих крупнообъемные слабоконтрастные ореолы;
- 5) формирование крупнообъемных зон-залежей золото-сульфидных минерализованных зон с существенно вкрапленным характером минерализации;
- 6) низкие средние содержание золота в первичных ореолах;
- 7) формирование слабоконтрастных вторичных ореолов рассеяния золота и элементов-спутников, сопряженные с ними ореолы развития аномальных полей марганца;
- 8) формирование слабоконтрастных шлиховых ореолов золота с тонкой и мелкой размерностью металла;
- 9) приуроченность к зонам «распада» структуры аномального магнитного поля.

Литература

1. Иванов А.И. Роль метаморфизма в золотом рудообразовании в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах на примере Байкало-Патомской металлогенической провинции и его отражение в прогнозно-поисковых моделях // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов – состояние и перспективы: Сборник тез. докл. научно-практ. конф. М.: ЦНИГРИ. 2015. С. 61–62.
2. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ЦНИГРИ. 2017. 215 с.
3. Мансуров Р.Х., Кряжев С.Г., Зеликсон Б.С. Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 55-66.
4. Мансуров Р.Х. Новый тип крупнообъемной золотой минерализации на Енисейском кряже // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 24-36.



СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ПО ЗАПАСАМ УГЛЯ И ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ НА ШАХТЕ «ХЕЧАМ I-II-IV» ВО ВЬЕТНАМЕ

Ле Куанг Фук

(Санкт – Петербургский Горный университет, lequangphuc68@gmail.com)

Аннотация: В статье обобщены результаты разведки и оценки угольных запасов на угольной шахте «Хечам I-II-IV». Классификация угольных пластов и характер горных пород, окружающих их, является основой для выбора технологических решений для горных работ. Эта база данных также является важным документом управления и планирования добычи полезных ископаемых.

Ключевые слова: угольные запасы, угольная шахта «Хечам I-II-IV» Куангниньский угольный бассейн, кровля и почва угольных пластов, ВИНАКОМИН.

Угольная шахта «Хечам I-II-IV» имеет площадь около 12,6 км², принадлежащую угольной месторождению «Хечам» Куангниньского угольного бассейна. Шахта «Хечам I-II-IV» расположена в гористой местности со средней высотой +437,80 м и, в особенности, имеет много карьеров и горных отвалов выше. В целях базы данных по запасам угля и горно-геологическим условиям на угольной шахте «Хечам I-II-IV», вьетнамская угольно-минеральная промышленная корпорация «ВИНАКОМИН» осуществила плана разведку и поиск полезных ископаемых в этой области, а именно: следующим образом:

Горные породы слои относятся к осадочной формации «Хонгай» (Т3п - rhg) со скалами, в том числе: конгломерат с толстой слоистой структурой (составляющая 15,3%); песчаник, смешанный со слоистой или кубической структурой (что составляет 47,7%); алевролит с тонкой или средней слоистой структурой (на 25,4%), аргиллит с тонкой слоистой структурой (на 3,4%); глинистый уголь с тонкой слоистой структурой и мягкими характеристиками (на которую приходится 0,5%) и угольные пласты, в том числе от пл.22 до пл.1. Глубина литологического колонки шахты «Хечам I-II-IV» составляет около 1800 метров [1,2,3]. Механические и физические свойства горных пород приведены в таблице 1.

В области шахты «Хечам I-II-IV» имеются системы геологических нарушений, типичные для всей области Хечам, с двумя основными системами. Система состоит из небольших геологических нарушений, таких как разломы F.L, F.E, F.D3 и F.I, которые совпадают с направлением региональной системы складок.

Таблица 1

Механико-физические свойства горных пород [2,3]

Горные породы	Напряжение при сжатии (кгс/см ²)	Напряжение при растяжении (кгс/см ²)	Объёмный вес (г/см ³)	Удельный вес (г/см ³)	Сила сцепления (кгс/см ²)	Угол внутреннего трения (φ°)
Конгломераты	$\frac{1785 - 178}{966,88}$	$\frac{258 - 208}{233}$	$\frac{2,79 - 2,4}{2,56}$	$\frac{2,87 - 2,56}{2,67}$	$\frac{900-93,0}{438,258}$	34°24'
Песчаники	$\frac{1778 - 111,8}{776,48}$	$\frac{223 - 1,16}{97,31}$	$\frac{2,85 - 2,51}{2,64}$	$\frac{2,93 - 2,69}{2,72}$	$\frac{1128,0-68,0}{370,987}$	34°27'
Алевролиты	$\frac{1086 - 114}{966,88}$	$\frac{171 - 36}{233}$	$\frac{2,84 - 2,5}{2,56}$	$\frac{2,92 - 2,1}{2,67}$	$\frac{1035-38,0}{438,258}$	33°22'



	448	87,5	2,65	2,73	147,148	
Аргиллиты	<u>204 -124</u> 168,41	<u>165,03-11,36</u> 45,97	<u>2,65 – 2,4</u> 2,52	<u>2,59- 2,52</u> 2,56	<u>335,0-27,0</u> 87,156	31°26'

Примечание: приведённые в таблице численные значения отвечают: $\frac{\text{макс} - \text{мин}}{\text{сред}}$

Угольные пласты на шахте, которые считаются имеют промышленные запасы с Механико-физическими свойствами породы кровли и почвы угольных пластов, показаны в таблице 2.

Таблица 2

Механико-физические свойства породы кровли и почвы угольных пластов [2,3]

Наименование пласты	Объёмный вес (г/см ³)	Удельный вес (г/см ³)	Напряжение при сжатии (кгс/см ²)	Сила сцепления (кгс/см ²)	Угол внутреннего трения (φ°)	Коэфф. крепост и пород (по шкале проф. Протодеяконова), f
<i>кровля/почва</i>						
13-2	2,65/2,65	2,71/2,73	625/456	100/175	34,7/35,1	6,20/4,5
13-1	2,60/2,67	2,72/2,73	808/654	296/258	32,7/34,7	8,00/6,5
12	2,67/2,67	2,76/2,76	823/689	251/300	33,8/34,8	8,20/6,9
11	2,60/2,68	2,69/2,74	1054/494	300/152	33,5/33,5	10,50/4,9
10	2,65/2,60	2,73/2,70	808/652	234/220	31,7/30,6	8,10/6,5
9	2,65/2,64	2,72/2,73	643/593	204/238	33,1/33,8	6,40/5,9
8	2,68/2,65	2,73/2,69	727/1211	230/368	34,4/33,5	7,27/12,1

Общий геологический запас угольных пластов на шахте составляет 179,741 млн. тонн (см. таблицу 3).

Таблица 3

Геологические запасы угля в функции мощности пластов и углов их [2,3,4]

Мощ. пл., м. Угол пад., град.							Сумма (1000 Т.)
	<=0,7	0,71-1,2	1,21-2,2	2,21-3,5	3,5-5,0	> 5,0	
<=15	0,0	61,3	1.425,8	0,0	0,0	0,0	1.487,1
15,1-35	732,4	10.339,1	27.629,7	25.171,9	95.869,2	0,0	159.742,3
35,1-55	0,0	0,0	2.000,2	10.247,5	6.264,0	0,0	18.511,7
>55	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма (1000 Т.)	732,4	10.400,4	31.055,6	35.419,5	102.133,2	0,0	179.741,1

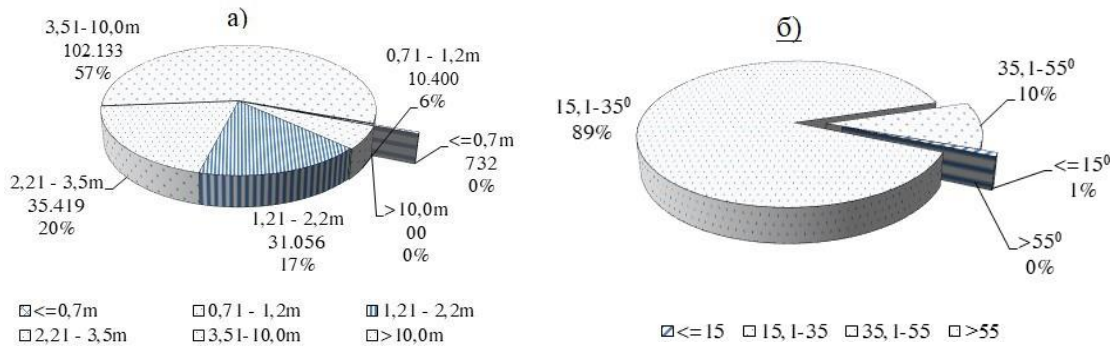


Рисунок 1. График распределения угольных запасов (единица 1000Т):
а) - по мощности пласта; б) - по углу падения пласта

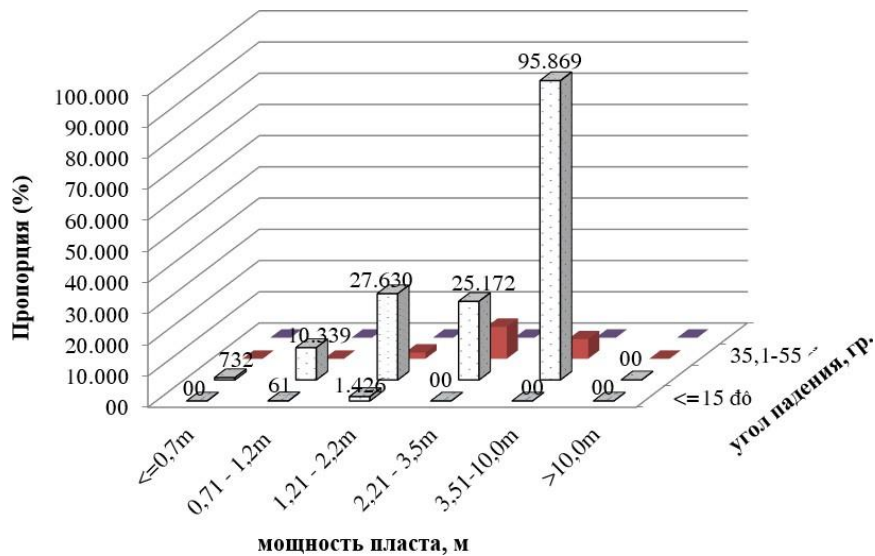


Рисунок 2. График запасов угля в функции мощности пластов и углов их

На основе результатов исследований «VINACOMIN», статья обобщает и создает базу данных по запасам угля и горно-геологическим условиям на шахте «Хечам I-II-IV» со следующими основными выводами:

- Большая часть запасов угля распределена в пластах толщиной 3,51 ÷ 10 м, угол падения 15,1 ÷ 35°;

- Непосредственная кровля пластов - алевролит по типу средней устойчивости. Основная кровля пластов – песчаник по типу среднего и устойчивого качества. Непосредственная почва пласта в основном из среднеустойчивого алевролита, но есть несколько областей, где слой аргиллиты появляется под угольным пластом.

- Большие запасы угля (около 180 миллионов тонн), которые распределяются под открытыми карьерами и горными отвалом со сложными условиями добычи. Тем не менее, необходимо изучить решения для безопасной и эффективной эксплуатации, уменьшить потери и расточительности ресурсов.



Литература

1. Report of Vietnam coal mine geological data / Vietnam national coal and mineral industries holding corporation limited (VINACOMIN), Hanoi, 2011 – 360 pp. (in Viet Nam).
2. Reports on the results of geological exploration at the Mao Khe, Hong Thai, Nam Mau, Vang Danh, Ha Lam, Duong Huy, Quang Hanh, Ha Long, Mong Duong, Khe Cham, Nui Beo and Thong Nhat, VINACOMIN VITE, Hanoi – 2014 – 887pp. (in Viet Nam).
3. Tran Xuan Hoa. Study to improve the level of mechanization and modernization of underground coal mining and application orientation for underground coal mines in Quangninh coal basin/ Hoa Tran Xuan, Hanoi – 2011, – 185pp. (in Viet Nam).
4. Ле Куанг Фук. Угледобыча на шахтах во Вьетнаме: проблемы, условия, перспективы / Ле Куанг Фук // Сборник научных трудов о геология в развивающемся мире: материалы XII Междунар. науч.-практ. конф. – Пермь, 2019. – С. 34-36.



ПРИМЕНЕНИЕ ПОРТАТИВНОГО ДИФРАКТОМЕТРА OLYMPUS TERRA ДЛЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ КАОЛИНОВЫХ ГЛИН

Чупаленков Н.М. (ФГБУ «ВИМС», chupalenkov@vims-geo.ru),
Морозов И.А. (ИГЕМ РАН, ivan.morozov@yandex.ru),
Рязанова Е.И. (ООО «Геоэлемент», lenabutler@mail.ru)*

Аннотация

Исследование посвящено оценке эффективности использования мобильной XRD/XRF-лаборатории Olympus Terra по сравнению с традиционными методами. Для апробации методики были проведены опытно-полевые работы на Коскольской площади, которая является перспективной для разработки высококачественных разновидностей каолина.

Ключевые слова: инструментальный метод, рентгенодифракционный анализ, рентгенофлуоресцентный анализ, огнеупорные глины, каолин

Площадь расположена в Оренбургской области в поле распространения гранитоидных пород Коскольского массива. Массив представляет собой полихронный плутон, приближенный к изометричной форме, вытянутый в субмеридиональном направлении и сложенный породами коскольского габбро-диорит-плагиогранитового и шелкарского гранодиорит-гранитного комплексов. Коскольский массив представлен среднезернистыми до крупнозернистыми гранодиоритами, биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами и лейкократовыми плагиогранитами. Темноцветные минералы достигают 8–12% в количественном отношении и представлены биотитом, редкими зернами роговой обманки. По породам кристаллического фундамента развивается мезозойская кора выветривания, в которой преобладают белые, светло-серые и желтые тона, реже красные, малиновые и бурые тона в виде пятен, гнезд и полос [1].

Минеральный состав, структурные и текстурные особенности коры выветривания зависят от субстрата. Каолинитовый тип коры выветривания развивается по тоналитам, гранодиоритам, биотитовым гранитам, микроклинсодержащим и двуслюдяным осветленным (мусковитизированным) гранитам и плагиогранитам.

В ходе опытно-полевых работ были проведены мероприятия по выделению природных разновидностей глинистых пород, проведению опробования керн скважин и фотодокументации каменного материала. Отобраный штучной материал прошел процесс сушки, дробления, квартования и истирания до аналитической крупности для проведения дальнейших аналитических исследований.

Анализ минерального состава проводился при использовании двух различных рентгеновских дифрактометров — мобильного дифрактометра Olympus Terra и лабораторного дифрактометра Rigaku Ultima-IV.

Портативный РФ анализатор Olympus Terra представляет собой комбинированный XRD/XRF анализатор, предназначенный для фазового анализа горных пород и минералов в полевых условиях (Рис. 1). Идентификация фаз осуществляется путем сравнения дифракционной картины образца с базой данных эталонных дифрактограмм отдельных минеральных фаз. Измерительный блок позволяет одновременно получать данные рентгеновской дифракции (XRD) и



флуоресценции (XRF). После проведения фазовой диагностики проводится количественный минералогический анализ.



Рисунок 1. Вид рабочего места при использовании портативного дифрактометра Olympus Terra

Применение портативного рентгеновского дифрактометра имеет свои ограничения ввиду конструктивной особенности, по сравнению с лабораторным стационарным оборудованием. В рамках опытно-методических работ были проведены сравнительные исследования результатов минерального анализа, полученные при использовании портативного и стационарного оборудования. Было показано, что для породообразующих минералов, таких, как каолинит, кварц и полевые шпаты получена достаточно высокая сходимость, что позволяет рекомендовать портативный дифрактометр Olympus Terra к использованию на стадии поисковых работ. Сходимость результатов определения содержаний каолинита показана на графике ниже, коэффициент достоверности аппроксимации $R^2=0,87$ (Рис. 2), что является достаточно хорошей величиной для результатов минерального анализа. Однако, для других минералов не было получено таких высоких значений сходимости.

Таким образом, можно с уверенностью сказать, что портативный рентгеновский дифрактометр может успешно применяться для выделения различных литологических или технологических разностей, но не может напрямую использоваться в качестве конечного источника информации о количественном минеральном анализе. Различия в содержаниях породообразующих минералов составили 3–7 %, что является достаточно хорошими значениями для минерального анализа. Однако, результаты сравнительно анализа выявили сложности в расчете содержаний иллита и смектита, что требует дополнительной проверки.

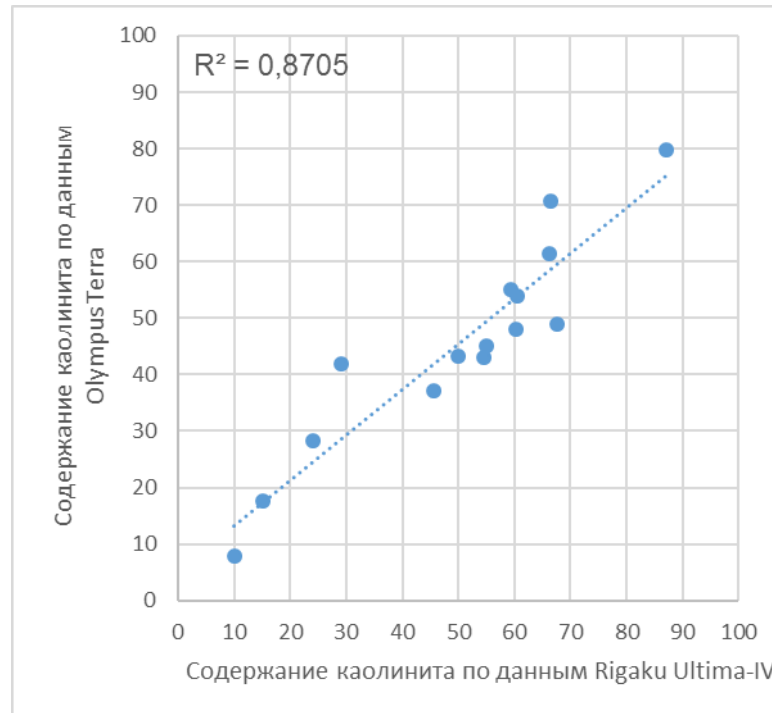


Рисунок 2. Пример сходимости результатов минерального анализа, полученных при использовании портативного дифрактометра Olympus Terra и стационарного Rigaku Ultima-IV

Литература

1. Горбачев Б.Ф., Васянов Г.П., Красникова Е.В. Каолины Орского Зауралья – сырьевая база для формирования в Приволжском федеральном округе специализированного горно-промышленного комплекса. Георесурсы. № 4(63) Т.1. 2015. С. 25-32.



ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ БАДИС (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС», devrich@mail.ru)

Аннотация: на основе уточненного комплекса поисковых критериев и признаков медно-молибден-порфирикового оруденения разработана прогнозная-поисковая модель рудного поля Бадис. Созданная модель позволила оценить перспективы увеличения рудного потенциала рудного поля Бадис и Чакатай-Бадисского рудного узла, расположенного на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью.

Ключевые слова: молибденовое рудопроявление Бадис, медно-молибден-порфириковое оруденение, поисковые критерии и признаки, прогнозная-поисковая модель, рудное поле Бадис, Алданский щит, Становая шовная зона.

Рудное поле Бадис с одноименным рудопроявлением находится в пределах Чакатай-Бадисского золото-молибденоворудного узла, расположенного на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью, в зоне пересечения Станового и Таксакандинского (Тыркандинского) глубинных разломов. Площадь рудного поля сложена протерозойскими гранитоидами, многофазным мезозойским порфириковым штоком и дайками гранодиорит-порфириков и диорит-порфириков раннемелового интрузивного комплекса. Медно-молибденовая минерализация ассоциируется с гранодиорит-порфирами второй фазы раннемелового штока [2, 5].

В основу многофакторной прогнозная-поисковой модели положен набор признаков и критериев: геолого-структурные, минералого-геохимические и геофизические характеристики разной информативности. Модель с учетом региональных, районных, локальных рудоконтролирующих факторов и критериев локализации проявлений медно-молибденовой формации [1, 4, 6] характеризуется следующими основными элементами-признаками.

1. Структурно-тектонические элементы модели. Рудовмещающей структурой является сочленение южной окраины архейского Алданского щита со Становой нижнепротерозойской складчатости по зоне Становой тектонической зоне северо-восточного простириания. Формирование Становой тектонической зоны сопровождалось неоднократной сменой плана деформаций, в результате чего сформировались три системы крутопадающих трещин северо-восточного, север-северо-восточного и север-северо-западного простириания. Основная система трещин имеет северо-восточное простириание, близко согласное с простирианием основных структур района (полосчатости бластомилонитов, пояса раннемеловых даек гранодиорит-порфириков, т.д.). Она же является рудоконтролирующей.

К локальным критериям относятся:

– соотношение фаз становления раннемелового интрузивного штока. Фаза роговообманково-биотитовых гранодиоритов локализуется по периферии, а фаза гранодиорит-порфириков, парагенетически связанная с оруденением, располагается ближе к центру, а в ядерной части штока — трубка эксплозивных брекчий, смещенная к северу. Предполагается наличие на глубине фазы «внутренних» лейкократовыхгранитов;

– соотношение морфологических типов молибденовых руд. Комбинированный рудный мегаштокверк, повторяющий очертания порфирикового интрузивного штока, представляет собой совокупность зон штокверкового окварцевания с линейными



«стержневыми» жильно-штоковковыми зонами северо-восточного простирания с богатой молибденитовой минерализацией. Наличие брекчиевого и вкрапленно-метасоматического типов руд.

2. Метаморфические элементы модели: мезозональный динамометаморфизм зеленосланцевой, амфиболит-зеленосланцевой фации. Процессы динамометаморфизма отразились в образовании многочисленных линейных тел бластомилонитов северо-восточного простирания с различной мощностью и протяженностью и в гнейсовидном, линзовидно-полосчатом, полосчатом облике гранитоидов за счет интенсивного бокового сжатия и одноосной ориентировки слюдистых минералов.

3. Метасоматические элементы модели: ареалы распространения, наиболее развитых гидротермальных и метасоматических изменений (от ранних к поздним): калишпатизация, биотитизация, объемное (метасоматическое) окварцевание, пропилитизация, карбонатизация и аргиллизация. Рудовмещающие измененные породы представлены кварц-полевошпатовыми метасоматитами, прожилково-жильными и штоковковыми линейно-вытянутыми зонами окварцевания.

4. Геофизические элементы модели:

- повышенные значения кажущегося сопротивления связаны с окварцеванием;
- аномальные значения вызванной поляризации в пределах рудных зон ассоциируются с повышенным содержанием пирита (5-7%);
- повышенные значений поля dT вне зоны развития рудной минерализации связаны с биотитизацией и дайками основного состава, а области отрицательного поля с областями развития гидротермальных процессов;
- оси положительных магнитных аномалий отвечают зонам бластомилонитов и дайкам основного состава;
- оси магнитных аномалий имеют северо-восточное простирания, подчеркивая преобладающую структуру рудного поля.

5. Геохимические элементы модели. Рудно-формационные ряды элементов-индикаторов оруденения и геохимические показатели интенсивности его проявления и уровня среза. Рассчитанный для общей выборки проб рыхлых отложений рудного поля Бадис (48,5 км², 1025 проб) геохимический рудно-формационный ряд химических элементов имеет следующий вид: $Mo_{1,73(146)} Bi_{1,58(122)} Cu_{1,43(99)} Pb_{1,39(83)} Ag_{1,32(114)} W_{1,18(76)} Ba_{1,18(42)} Zn_{1,14(71)}$ (индекс – коэффициенты концентрации относительно медианы выборки, в скобках – значения коэффициентов вариации в %). Положительные корреляционные связи меди и молибдена с их элементами-спутниками (Ag, W, Pb и др.). Комплексность состава АГП (более 5-6 элементов). Латеральный ряд зональности элементов-индикаторов $(Cu, Mo) \rightarrow W \rightarrow Bi \rightarrow (Pb, Zn) \rightarrow Ag \rightarrow Ba \rightarrow Au$. Полученный ряд, комплексность состава оруденения (Mo, Bi, Cu, Pb), геохимические параметры интенсивности (сумма коэффициентов концентрации в рудно-формационном ряду $\sum K_k = 10,95$) и дифференцированности (среднее значение коэффициента вариации в ряду $K_v \text{ ср} = 94\%$) свидетельствуют о специализации площади на рудную минерализацию медно-висмут-молибденового типа. Что позволяет отнести Бадис к группе месторождений медно-молибденовой рудной формации (по В.Т. Покалову) [7].

Прогнозно-поисковая модель, базирующаяся на установленных особенностях рудопроявления Бадис [2, 3], позволила оценить перспективы увеличения рудного потенциала Чакатай-Бадисского рудного узла, в том числе малоизученных аналогичных рудопроявлений Северный и Чопа, а также точек минерализаций, потоков и вторичных ореолов рассеяния в пределах рудного узла.



Разработанная прогнозно-поисковая модель рудого поля Бадис, может служить провинциальным эталоном для оценки аналогичных объектов на прилегающих площадях Южной Якутии, где проявились процессы мезозойской активизации.

Литература

1. Апельцин Ф.Р., Лугов С.Ф., Покалов В.Т., Фролов А.А. Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама и олова // М.: Недра, 1985. — 243 с.
2. Выдрич Д.Е. Новые данные о геологическом строении и промышленных перспективах рудопроявления молибдена Бадис (Южная Якутия) // Разведка и охрана недр. — 2016. — № 6. — С. 15–21.
3. Выдрич Д.Е., Белов С.В. Ресурсный потенциал и промышленные перспективы молибденового месторождения Бадис // Использование и охрана природных ресурсов России. — 2018. — №4. — С. 7–16.
4. Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. — М.: Недра, 1992. — 308 с.
5. Кастрькин Ю.П. Геологические особенности нового рудопроявления молибдена «Бадис» // Геология и геофизика. — 1978. — № 4. — С. 47–56.
6. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. — М.: Недра, 1972. — 272 с.
7. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992. — 288 с.



ТЕХНОГЕННЫЕ ЗАЛЕЖИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО СЫРЬЯ КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА

*Демченко О.С. (Криворожский национальный университет
o.s.demchenko121@gmail.com),*

*Евтехов В.Д. (Криворожский национальный университет,
evtekhov@gmail.com)*

Аннотация. Изложены результаты геологического, минералогического, технологического изучения шести видов природного и двух видов техногенного вторичного железорудного сырья. Охарактеризован его минеральный, химический состав, объемы складирования, минералогически обоснованные методы повторного обогащения.

Ключевые слова: железисто-кремнистая формация докембрия, природное сырье, техногенное сырье, технологическая минералогия.

За почти 140 лет эксплуатации железорудных месторождений Криворожского бассейна на его территории накопилось около 12 млрд. т отходов горнодобывающих и обогатительных предприятий. Актуальной проблемой является использование извлеченной из недр минеральной массы. Одно из направлений – повторная разработка техногенных залежей природного и техногенного железорудного сырья. Задачей авторов была классификация залежей, составление их общей характеристики и определение возможных путей использования.

К техногенным залежам природного железорудного сырья относятся следующие.

1. *Отвалы шахт и карьеров по добыче богатых железных руд.* Начиная с конца XIX в., в отвалах накапливаются, преимущественно, скальные вскрышные породы (разного состава сланцы и безрудные кварциты), а также рядовые и обогащенные гематитовые кварциты с общим содержанием железа менее 46 масс.%. Среднее содержание железа в составе гематитового сырья около 37 масс.%. Общее его количество в отвалах карьеров и шахт составляет 2-3 млрд. т. Результаты выполненных авторами лабораторных и полупромышленных испытаний показали, что с использованием гравитационной или комбинированной гравитационно-флотационной технологических схем из материала отвалов возможно производство концентрата с содержанием железа от 65-66 до 67-69 масс.%; выход концентрата, в зависимости от его качества, составит 30-38%.

2. *Отстойники-накопители тонкозернистых отходов обогащения гематитовых руд.* Образовались в связи с дообогащением низкокondиционных богатых гематитовых руд шахт Криворожского бассейна и Желтореченского железорудного района. Отстойники заполнены отходами магнитной или гравитационной сепарации руд. Накопленный материал характеризуется крупностью частиц менее 0,1 мм, общим содержанием железа от 25 до 50 масс.%. Продуктообразующими минералами являются гематит (мартит, железная слюдка, дисперсный гематит), кварц, каолинит. Материал не требует дробления и измельчения, более чем на 97% представлен раскрытыми частицами гематита и нерудных минералов. При участии авторов были проведены предпроектные изыскания, разработаны проекты и построены две обогатительные установки мощностью до 1 млн. т исходного сырья в год на базе хвостохранилищ обогатительных фабрик шахты Северная им. В.А.Валявко (Кривой Рог) и шахты Новая (Желтые Воды). Обе обогатительные установки показали высокую техническую, технологическую, экономическую эффективность, производили концентрат с содержанием железа 65-66 масс.%.



3. *Крупнозернистый отсев дробильно-сортировочных фабрик шахт.* Является отходом обогащения дробильно-сортировочных фабрик (ДСФ) всех семи действующих шахт Кривбасса. Размер частиц в его составе от 20 до 100 мм; содержание железа от 37 до 46 масс.%, средний показатель 43 масс.%. В настоящее время на складах ДСФ содержится 20-25 млн. т отсева, ежегодное поступление новых объемов составляет 1,5-2 млн. т. С участием авторов разработана основанная на гравитационной схеме технология производства из отсева ДСФ нескольких полезных конечных продуктов (в зависимости от глубины рудоподготовки): высококачественной агломерационной руды (содержание железа 62-64 масс.%), рядового гематитового концентрата (64-66 масс.%), высококачественного гематитового концентрата (67-69 масс.%) [2]. Позитив технологической схемы в том, что основные ее узлы апробированы на действующих обогатительных установках.

4. *Отвалы горнообогатительных комбинатов (ГОКов).* На обогатительные фабрики ГОКов Кривбасса поступают бедные магнетитовые руды (магнетитовые кварциты) с общим содержанием железа от 25 до 45 масс.% (средний показатель около 38 масс.%). Содержание железа в составе магнетита изменяется от 15 до 40 масс.%, в среднем составляет около 28 масс.%. Вскрышные горные породы (сланцы, силикатные кварциты, рыхлые породы осадочного чехла) складированы в отвалах, общее количество минеральной массы в которых превышает 5 млрд. т [1]. Около 10-15% этой массы составляют кондиционные магнетитовые руды. При условии выделения из дробленой скальной массы рудного материала (например, методом сухой магнитной сепарации) для каждого горнообогатительного комбината возможно дополнительно получить от 1 до 2 млн. т магнетитовых кварцитов. Локально в отвалах выделяются участки концентрации такого сырья, один из них в северном борту карьера №2 Новокриворожского ГОКа в настоящее время разрабатывается.

5. *Хвостохранилища ГОКов.* В процессе обогащения магнетитовых кварцитов получают магнетитовый концентрат и отходы, которые накапливаются в хвостохранилищах [3]. Среднее содержание железа в хвостах около 15 масс.%; среднее содержание железа, входящего в состав магнетита, 3 масс.%, в состав гематита – 4 масс.%. В процессе складирования происходит гравитационная дифференциация текучих хвостов, раскрытые частицы магнетита и гематита совместно с наиболее крупнозернистым нерудным материалом (кварц, силикаты, карбонаты) накапливаются в придамбовых частях хвостохранилищ – на расстоянии до 200-300 м от ограждающих дамб. В придамбовых участках общее содержание магнетита и гематита достигает 20 масс.%. Опыт работы действующих установок повторного обогащения лежалых хвостов в Кривом Роге и Желтых Водах показал, что экономически целесообразным является повторное обогащение лежалых хвостов с общим содержанием извлекаемых минералов (магнетита, гематита) не ниже 10 масс.%. Таким образом, придамбовые части хвостохранилищ обогатительных комбинатов являются перспективными техногенными залежами железорудного сырья.

6. *Аварийные емкости ГОКов* заполняются продуктами промежуточных стадий обогащения в случае аварийных ситуаций на обогатительных фабриках и пульпонасосных станциях. Материал характеризуется повышенным содержанием магнетита и гематита (суммарно до 30-35 масс.%). При перекачивании хвостов из аварийной емкости в основное хвостохранилище с использованием земснарядов происходит разделение накопленного материала на легкую фракцию, которая направляется в хвостохранилище, и тяжелую, которая концентрируется в донной части аварийной емкости. Содержание железа в составе последней достигает 64-66 масс.%. Количество такого своеобразного гравитационного концентрата, накопленного в



аварийных емкостях каждого ГОКа, ежегодно составляет 100-150 тыс. т. Разработана технология извлечения этого железорудного продукта.

К техногенным залежам техногенного железорудного сырья относятся следующие.

1. Шлаки сталеплавильного производства, содержащие разного размера (от более 1000 до менее 1 мм) частицы металла; общее содержание металла в среднем составляет 10-15 масс.%. На большинстве металлургических предприятий организовано извлечение частиц крупного (более 50 мм) и среднего (50-20 мм) размера. По данным минералогических исследований, более 65 масс.% металла, присутствующего в составе мелких частиц, остается в отходах сухой магнитной сепарации шлаков. Минералогически обоснована и в лабораторных условиях испытана технология получения дополнительных объемов металла – до 80% от его исходного содержания в шлаке [4].

2. Шламы металлургических комбинатов являются пылевидным материалом, который смывается с фильтров и технологических поверхностей металлургических агрегатов. Размер частиц обычно не превышает 1 мм. Содержание железа колеблется от 20 до 50 масс.%, средний показатель около 35 масс.%. Железо входит в состав многих минеральных фаз: металла, оксидов, гидроксидов, силикатов, карбонатов железа, ферритов кальция, магния. С участием авторов разработана и внедрена в производство на комбинате АрселорМиттал Кривой Рог технология гравитационного обогащения лежалых шламов, которая обеспечивает производство концентрата с содержанием железа 65-68 масс.%, при выходе до 60 масс.%.

Значительная часть отходов горнодобывающей, обогатительной, металлургической промышленности может быть использована со большим экономическим, техническим, технологическим, экологическим, социальным эффектом в качестве вторичного железорудного сырья.

Литература

1. Губина В.Г. Железо-содержащие отходы предприятий горно-металлургического комплекса Украины // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.– 2010.– №1-2 (23-24).– С. 97-100.
2. Демченко О.С., Євтехов В.Д., Євтехова А.В., Георгієва Е.П. Пошук ефективної технології повторного збагачення крупнозернистого відсіву дробильно-сортувальних фабрик Криворізького басейну // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.– 2018.– №1 (80).– С. 69-73.
3. Евтехов В.Д., Федорова И.А. Топоминералогия отходов обогащения бедных железных руд Кривбасса как техногенного железорудного сырья // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.– 2001.– №2.– С. 83-89.
4. Евтехов В.Д., Филенко В.В., Тихливец С.В., Демченко О.С. Минеральный состав и обогатимость мелкозернистой фракции сталеплавильного шлака Енакиевского металлургического завода // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.– 2012.– №28.– С. 15-26.



**МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ «УТРАЧЕННЫХ» ЗАЛЕЖЕЙ
БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВБАССА**

*Евтехов В.Е. (Криворожский национальный университет,
vladimir.evtekhov@gmail.com),
Демченко О.С. (Криворожский национальный университет,
o.s.demchenko121@gmail.com),
Евтехов В.Д. (Криворожский национальный университет,
evtekhov@gmail.com)*

Аннотация. Охарактеризована горизонтальная и вертикальная зональность «утраченных» рудных залежей богатых руд Криворожского бассейна на примере Ингулецкого месторождения. Показано, что руды наследовали состав исходных магнетитовых кварцитов пятого и шестого железистых горизонтов саксаганской свиты. После насыщения атмосферы кислородом магнетитовые руды и вмещающие магнетитовые кварциты подверглись гематитизации. В связи с ослаблением действия гипергенных факторов с глубиной сформировалась вертикальная минералогическая зональность рудных залежей. Выделены и охарактеризованы пять зон в горизонтальном и четыре зоны в вертикальном разрезах рудных тел.

Ключевые слова: железисто-кремнистая формация, богатые руды, минералогическая зональность.

В процессе добычи богатых железных руд, которая в Кривбассе производится семью шахтами, часть рудных залежей вследствие удаленности от основного фронта добычных работ или малого размера остается в недрах [1]. В настоящее время они экспонированы в бортах нескольких крупных карьеров по добыче бедных магнетитовых руд (магнетитовых кварцитов). В карьере Ингулецкого горнообогатительного комбината тела богатых железных руд вскрыты в северном борту. Предварительные подсчеты показали, что в границах горного отвода карьера содержится около 5 млн. т этого вида железорудного сырья. Мощность рудных залежей от 10 до 70 м, протяженность до 500 м. Среднее содержание железа в составе руд около 53 масс.%. Изучается возможность использования богатых руд в качестве дополнительного вида железорудного сырья. Для обоснования оптимальных схем селективного извлечения, усреднения, рудоподготовки, обогащения руд необходимо детальное их геологическое, геохимическое, минералогическое исследование.

Целью авторов было определение характера горизонтальной и вертикальной зональности «утраченных» рудных залежей, что необходимо для составления минералого-технологической классификации руд, обеспечения геологического, технологического картирования залежей.

Результаты работы. По данным выполненных авторами топоминералогических исследований, были выявлены горизонтальная и вертикальная зональность рудных залежей.

Горизонтальная минералогическая зональность наследовала аутигенную зональность пятого и шестого железистых горизонтов саксаганской свиты, которые являлись исходным материалом при образовании руд [2]. Особенность этой зональности состояла в расположении пластов магнетит-железнослюдковых и железнослюдко-магнетитовых кварцитов в центральных частях горизонтов; магнетитовых – в промежуточных частях и силикат-магнетитовых, магнетит-силикатных кварцитов в их периферийных частях.



Богатые руды формировались в раннем палеопротерозое в результате действия восстановительных щелочных гипергенных растворов на первичные магнетитовые кварциты. Это сопровождалось растворением кварца, вынесением кремнезема и накоплением в коре выветривания слабо растворимых минералов – магнетита, в незначительном количестве – силикатов, карбонатов. Образовались плащевидные, линзовидные тела богатых магнетитовых руд.

После орогенеза горизонтально залегающая толща железистых и вмещающих пород была смята в Криворожский синклинорий, одним из геологических элементов которого является Лихмановская синклинали. Рудные тела и вмещающие их пласты горных пород приобрели практически вертикальное расположение. Вертикальная аутигенная зональность железорудных толщ была преобразована в горизонтальную. В связи с наследованием богатыми рудами состава первичных магнетитовых кварцитов, сформировалась такая смена минеральных разновидностей богатых руд в направлении от центральных к периферийным частям пятого и шестого железистых горизонтов: магнетит-железнослюдковые → железослюдко-магнетитовые → магнетитовые → силикат-магнетитовые → магнетит-силикатные.

С наступлением GOE выветривание богатых руд и вмещающих железистых кварцитов происходило в условиях кислород-содержащей атмосферы. Главными его следствиями были: мартитизация магнетита, замещение дисперсным гематитом железосодержащих силикатов, карбонатов, сульфидов. Относительную устойчивость к действию гипергенных факторов сохранили кварц и железная слюдка. Этот гипергенный этап был продолжительным – от палеопротерозоя до настоящего времени – более 2 млрд. лет. На протяжении этого периода сформировалась современная кора выветривания железисто-кремнистой формации [1-4].

Ослабление с глубиной действия гипергенных факторов стало причиной образования вертикальной зональности коры выветривания и в ее составе «утраченных» залежей богатых руд. Авторы настоящего сообщения выделили в вертикальных разрезах рудных залежей следующие минералогические зоны (сверху вниз по разрезу): 1) гетит-мартитовая; 2) мартитовая; 3) магнетит-мартитовая; 4) мартит-магнетитовая; 5) магнетитовая (зона первичных руд).

Для руд гетит-мартитовой зоны характерна максимальная степень гипергенных изменений первичных богатых магнетитовых руд. Содержание гетита, дисперсного гетита, лепидокрокита здесь превышает 5 масс.%, в среднем составляет около 12 масс.%. Глубина ее распространения от верхней границы коры выветривания железистых пород (+45 м) до глубины -15 м. Граница ниже расположенной мартитовой зоны определяется по содержанию гетита. Здесь преобладает гематит, представленный мартитом, железной слюдкой, дисперсным гематитом. Содержание гетита и реликтового магнетита менее 5 масс.%. Глубина распространения руд этой зоны – до гипсометрического уровня около -500 м. Ниже (от -500 до -650 м) расположена не вскрытая в забоях карьера магнетит-мартитовая зона. Она характеризуется содержанием магнетита от 5 до 15 масс.%, практически полным отсутствием гетита, содержанием мартита более 15 масс.%. Зона мартит-магнетитовых руд расположена в интервале от -650 до -750 м. Характеризуется отсутствием в составе руд гетита и низким (5-15 масс.%) содержанием гематита (мартита и железной слюдки). Руды этой зоны постепенно переходят в неизменные магнетитовые руды. Глубина их распространения определяется положением шарнира Лихмановской синклинали.

Результаты изучения зональности рудных тел используются при подготовке к эксплуатации «утраченных» залежей богатых руд.



Литература

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Наукова думка, 1962.– Т. 1.– 484 с.
2. Демченко О.С., Евтехов В.Д., Георгиева Е.П. Минеральный состав богатых железных руд – одного из компонентов крупнозернистого отсева дробильно-сортировочных фабрик Криворожского бассейна // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка.– 2017.– №2 (77).– С. 77-81.
3. Гершойг Ю.Г. Генетическая классификация железных руд Кривбасса // Геология рудных месторождений.– 1971.– №4.– С. 3-17.
4. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы // Киев: Изд-во АН УССР, 1958.– 100 с.



**ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ МЕСТОПОЛОЖЕНИЙ РЕДКИХ
МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА НА ЮГЕ РОССИИ (НА ПРИМЕРЕ БЕШПАГИРСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СТАВРОПОЛЬСКОМ КРАЕ)**

*Ильичев И.А. (СКФУ, igor23asds@yandex.ru),
Самусев Д.Д.*

*научный руководитель – д. г.-м.н., профессор Харченко В.М. (ФГАОУ ВО
«Северо-Кавказский федеральный университет», г. Ставрополь)*

Аннотация: В работе излагаются теоретические основы, методика и технология использования разномасштабных космических снимков, топографических карт, на которых выделяются линеаменты и структуры центрального типа (СЦТ). Ключевым участком для научных исследований выбрано Бешпагирское месторождение редких металлов в Ставропольском крае.

Ключевые слова: Бешпагирское месторождение, титан-циркониевые россыпи. Фактический материал научных исследований был получен по итогам прохождения производственной практики студентами 3-го курса кафедры геологии нефти и газа Северо-Кавказского федерального университета, полученные данные содержат информацию о геолого-тектоническом состоянии территории Бешпагира. Но, самое главное, в процессе работы были использованы разномасштабные космические снимки из различных интернет-ресурсов, проведено их дешифрирование с выделением СЦТ и линеаментов и их интерпретация.

В результате были проведены работы по выявлению перспективности рудонефтегазоносности рассматриваемых территорий в Грачевском районе Ставропольского края, в непосредственной близости (300-500 м к востоку-северо-востоку) от с. Бешпагир

Краткая характеристика. Бешпагирское месторождение и ряд других приурочены к Предкавказской титано-цирконевой провинции, месторождения отнесены к россыпному типу. Первые поисково-оценочные геологосъемочные работы произведены в начале 50-х годов (1952 г.). В геологическом строении этого месторождения выделяется верхний слой рудоносных песков сарматского яруса миоценовых отложений. Вскрываются эти отложения на глубине до 75 м., а местами выходят на дневную поверхность. Средняя мощность этих отложений 10-15 м. Прогнозные ресурсы Ставропольского россыпного бассейна, по данным ВИЭМС, составляют более 38,5 млн. тонн минералов титана и циркония (Бойко, 2003 г.)

Разведанные и подсчитанные запасы песков месторождения составляют 520 млн.куб.м со средним содержанием полезных минералов (циркон, рутил, ильменит) 40 кг/куб. м.

Потребность в освоении Ставропольских титан-циркониевых россыпей резко возросла в постсоветский период в связи с потерей основных источников этого сырья, находящихся на Украине.

Практически на любых территориях возможен комплексный анализ и сопоставление космофотоаномалий, магнитных и гравитационных аномалий с последующим выявлением залежей углеводородов и рудных тел.

Поэтому в 90-х годах прошлого века были проведены детальная разведка наиболее перспективного Бешпагирского титан-циркониевого месторождения, а затем проектирование горно-обогатительного комбината. Однако разработка россыпи по объективным и субъективным причинам не начата до сих пор.

По запасам минералов титана и циркония Бешпагирское месторождение относится к крупным. Оно будет разрабатываться открытым (карьерным) способом с



применением в схемах обогащения флотации, гравитационной, электромагнитной и электростатической сепарации тяжелых минералов.

В результате анализа карт гравитационного и магнитного полей Бешпагирской площади и наложения на них структур центрального типа (СЦТ) радиусом 25-30 км., отмечается частичное совпадение наложенных аномалий с геодинамическими центрами, что связывается с рудными телами.

Выводы: обоснована актуальность, практическая значимость и научная новизна представленной работы. Проведены работы по выявлению перспективности рудонефтегазоносности рассматриваемых территорий. В результате обработки карт изолиний гравитационного и магнитного полей территории Бешпагира, и сопоставление с результатами фрактального анализа, на основе разработанной методики приведено выделение перспективных участков рудонефтегазоносности территории с последующей интерпретацией.

Литература

1. Бойко Н.И. Закономерности распространения и условия формирования титан-циркониевых россыпей на юге России // Руды и металлы, 2003, № 1.
2. Мирошников А.М. Титан – циркониевые россыпи на Ставрополье, механизм и условия их формирования // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. М-лы VIII Юбилейной конф. по геологии и полезным ископаемым. Ессентуки: СКРГЦ, 1995.
3. Проект на проведение детальной разведки южной части Бешпагирского месторождения на 1992-1994 гг. – Ессентуки: Гос. Геологическое предприятие «Кольцовгеология», 1992 (рукопись).
4. Харченко В.М. «Структуры центрального типа, их связь с месторождениями полезных ископаемых (на примере объектов Предкавказья и сопредельных территорий)» Диссертация на соискания ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Ставрополь, 2012 – 430 с.
5. Харченко В.М. Голованов К.С., Тыщенко Е.В. Ландшафтно-геоэкологическая съемка как основной метод поисков месторождений полезных ископаемых, оценки и прогноза экологической ситуации и сейсмичности территорий (на примере Бештаугорской площади КМВ)



LOCALIZATION FACTORS OF IRON ORE SODIUM METASOMATITES BODIES AT NORTHERN DISTRICT OF KRIVOY ROG BASIN

*Korshykova A.A. (Krivoy Rog National University, an.korshykova@gmail.com),
Evtekhov V.D. (Krivoy Rog National University, evtekhov@gmail.com),
Georgiieva O.P. (Krivoy Rog National University, owenah@hotmail.com),
Evtekhova A.V. (Krivoy Rog National University, eva_anna@mail.ru)*

Annotation. The results of studying the influence of tectonic, stratigraphic, mineralogical, thermodynamic factors on the localization of aegirine, riebeckite, albite metasomatites bodies in the strata of the ferriferous and schist horizons of the Saksagan suite of the Krivoy Rog series are presented.

Key words: banded iron formation, Krivoy Rog basin, sodium metasomatites, geological position.

Problem statement. Sodium metasomatites are among the basic types of low-grade magnetite ores (magnetite quartzites) that are raw materials for the production of iron ore (magnetite) concentrate. The work of previous researches [1-5] provides data concerning the presence of metasomatic bodies in the iron ore deposits of many fields of the Krivoy Rog basin. They are most abundant in the productive strata of Pervomayskoye, Annovskoye, Zheltorechenskoye deposits, which are part of the Northern iron-ore region of Krivbass. In the ore stockpile of the Pervomayskoye deposit, the content of riebeckite and aegirine metasomatites is about 40 mass.%. In recent years the need to update the existing information on mineralogical indicators, technological parameters, localization features of ores of different mineral and technological varieties has risen due to increasing requirements of metallurgical enterprises for iron content in iron ore (magnetite) concentrate to be from 64-66 to 67-68, and eventually grow up to 70 mass.%.

The **purpose** of the authors of this report was to determine the main factors influencing the activity of the metasomatic process, the localization of bodies of metasomatically modified magnetite quartzites for further use of these data when compiling updated geological maps of deposits.

Source material and research methods. As the source material, the authors have used the results of the geological-structural, geological-mineralogical and geological-technological mapping of the productive strata of the Pervomayskoye and Annovskoye deposits, which are being developed by the Northern Ore Mining and Processing Works. Geological and mineralogical data from literary sources and archive materials have also been taken into account.

Research results. In accordance with the obtained results, three groups of factors determining the localization of the bodies of magnetite-containing riebeckite and aegirine metasomatites were identified, they are: geological (tectonic, stratigraphic), mineralogical, thermodynamic ones.

The **tectonics factor** was defined to be the most important. Dislocations with a break of continuity, brecciation and shear zones in ferruginous rocks served as channels for seepage of carbon dioxide-sodium metasomatic solutions. The areas of greatest distribution of the bodies of sodium metasomatites are in spatial correspondence to the sites of the intersections with faulting zones, which belong to the systems of two deep faults: the submeridional Krivoy Rog-Kremenchug and the sub-latitudinal Devladovo ones. The position of the planes of faults with reference to the direction of strike of layers of ferruginous rocks controlled the shape of metasomatic bodies. In addition, the ratio of infiltration and diffusion mechanisms of fluid transfer, the intensity of the metasomatic process, the size, shape, and geological position of the metasomatic bodies also depended on the density of the faults netting, of their spatial position.



The importance of the stratigraphy factor is evidenced by the preferential formation of sodium metasomatites in the ferruginous horizons of the Saksagan Suite [1-5]. It was noted above that riebeckite and aegirine metasomatites make up about 40% of the mass of the productive strata of the Pervomayskoye deposit represented by the fifth and sixth ferruginous horizons of the Saksagan Suite of the Krivoy Rog series. The content of albite metasomatites in the rock mass of schist horizons does not exceed 1 mass.%.

The influence of mineralogy factor is manifested in terms of different activity of metasomatic changes of ferruginous rocks of various mineral composition. The distribution of metasomatites noticeably decreases in the range of primary ferruginous quartzites of the following mineral composition: magnetite-hematite → hematite-magnetite → magnetite → cummingtonite-magnetite → magnetite-cummingtonite [2]. This sequence corresponds to the autigenic zonation of ferruginous horizons in the direction from their central to peripheral parts [1, 2]. Thus, the abundance of sodium metasomatites decreases from the center to the periphery of the ferruginous horizons. The mineral composition of the primary rocks determined the composition of the sodium metasomatites formed at their expense: magnetite-hematite, hematite-magnetite, magnetite quartzites were replaced by aegirine and riebeckite-containing metasomatites; cummingtonite-magnetite, magnetite-cummingtonite – by magnesioriebeckite-containing ones; quartz-biotite, muscovite-quartz-biotite schists – by calcite-chlorite-albite metasomatites.

The influence of thermodynamics factor was determined both by external (temperature, fluid pressure, activity of chemical components in solution, etc.) and internal (course of mineral-forming processes in the metasomatic system). According to the results of theoretical calculations, according to thermobarogeochemical study of gas-liquid inclusions in metasomatic minerals, experimental simulation of processes of sodium metasomatism in rocks of different composition of banded iron formation, the optimal conditions for the formation of aegirine metasomatites were as follows: $T = 450 \pm 50^\circ\text{C}$, $P = 100\text{-}200\text{ MPa}$; the composition of the metasomatizing solution was sodium bicarbonate one, the fugitiveness of oxygen was controlled by hematite-magnetite buffer [2].

Analysis of the manifestation of the characterized factors shows their totality to have a kind of hierarchy. The geological factor was of the largest manifestation; the mineralogical factor was of a mediate position; the specific situation in different sections of the iron ore mass, which underwent metasomatic changes, kinetics and dynamics of mineral formation processes, was determined mainly by the thermodynamic factor. It should be considered to be the fundamental factor, since the influence of other factors, as a rule, was limited to determining the physicochemical parameters of the environment of metasomatic mineral formation.

REFERENCES

1. Evtexhov V.D. Stages of the formation of a complex mineral-raw material base of iron ore deposits of the Kryvyi Rih-Kremenchuh lineament // Bulletin of the Academy of Mining Sciences of Ukraine.– 1997.– No. 4.– P. 111-114.
2. Evtexhov V.D., Zarayskiy G.P., Balashov V.N., Valeyev O.K. Zonality of sodium metasomatites in ferruginous quartzites of Northern Krivorozhye / Essays on physical and chemical petrology // Moscow: Nauka, 1988.– No. 15.– P. 17-37.
3. Elisseyev N.A., Nikolskiy A.P., Kushev V.G. Metasomatites of the Krivoy Rog ore belt // Moscow-Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1961.– 204 p.
4. Kanibolotskiy P.M. Petrogenesis of rocks and ores of Kryvyi Rih iron ore basin // Chernovtsy: Publishing House of Academy of Sciences of UkrSSR, 1946.– 312 p.



6. Svitalskyi N.I., Fuks E.K., Polovinkina Yu.I., e. a. Iron ore deposit of Krivoy Rog. // Moscow-Leningrad: Gosgeolizdat, 1932.– 284 p.

ЛИТЕРАТУРА

1. Євтехов В.Д. Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеamentу // Відомості Академії гірничих наук України.– 1997.– №4.– С. 111-114.

2. Евтехов В.Д., Зарайский Г.П., Балашов В.Н., Валеев О.К. Зональность натриевых метасоматитов в железистых кварцитах Северного Криворожья / Очерки физико-химической петрологии // Москва: Наука, 1988.– №15.– С. 17-37.

3. Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса // Москва-Ленинград: Изд. АН СССР, 1961.– 204 с.

4. Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна // Черновцы: Изд. АН УССР, 1946.– 312 с.

6. Свительский Н.И., Фукс Э.К., Половинкина Ю.И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога // Москва-Ленинград: Госгеолиздат, 1932.– 284 с.



HEMATITE MARSHALLITES OF KRIVOY ROG BASIN

Prilepa D.N. (prilepa.dm@gmail.com), Evtexhov V.D. (evtekhov@gmail.com)
(Krivoy Rog National University)

Annotation. The present report summarizes the results of the study of hematite marshallites of weathering crust of saxagan suite ferruginous horizons of the Krivoy Rog basin. Their significant mineralogical, geochemical, technological differences from the unmodified hematite quartzites are shown. The geological position, the conditions for the formation of marshallites are described. The necessity to take into account the composition and properties of marshallites when developing the technology of extraction, ore preparation and beneficiation of hematite raw material are substantiated.

Key words: banded iron formation, Krivoy Rog basin, hematite quartzites, marshallites, geology, mineralogy, geochemistry.

Hematite quartzites, which are the product of hypergenic changes in the initial magnetite quartzites of the Precambrian banded iron formation [1, 3], are currently being studied as promising iron ore raw materials of the Krivoy Rog basin. A systematic study of the localization, morphology, heterogeneity of the structure of hematite quartzites deposits, their mineral and chemical composition, and beneficiation has been carried out since the 60s of the 20th century [1]. However, to date, optimal technological schemes for ore preparation and beneficiation of hematite raw materials have not been developed. The reason is the insufficient geological, mineralogical knowledge of hematite quartzites and the products of their epigenetic transformations – marshallitization, hypergenic silicification, goethitization, etc.

The formation of hematite quartzites deposits was taking place for over 2 billion years of the existence of the Ukrainian Shield and of the Krivoy Rog basin in its composition under continental conditions. As a result, it formed a crust of weathering of ferruginous rocks. In different parts of the basin, its thickness is significantly different due to the different upward movement speed of various tectonic blocks of the Krivoy Rog structure. Within the boundaries of the Northern iron ore region (Fig. 1), its vertical thickness does not exceed 50-60 m, locally reaches 150 m. The maximum value – more than 2500 m – this indicator reaches in the Saksagan region. The weathering crust of the Saksagan suite of the Southern iron ore region, within the boundaries of which the largest bodies of low-grade hematite raw materials were explored, as well as of the Likhmanovsky region, that is characterized by a depth of up to 1000 m [3].

The authors studied the hematite quartzite deposits of the fourth, fifth, and sixth ferruginous horizons of the Skelevatka and Valyavko deposits, which in the 70-80s of the XX century were under preparation as a raw material base for the Krivoy Rog Oxidized Ores Mining and Processing Plant.

The hematite quartzites deposits are heterogeneous in mineral, chemical composition, structure and texture. One of the example of the variability of the composition and structure of deposits is the presence in them of hematite marshallites bodies, the amount of which reaches 20% of the total volume of deposits.

Marshallitization of hematite quartzites occurred in connection with the most recent – post-Mesoneogene – stage of weathering of the Saksagan suite ferruginous rocks of the Krivoy Rog series. Meteoric solutions, while penetrating through the carbonate-containing rocks of the Paleogene-Neogene sedimentary cover, were acquiring an alkaline reaction (pH about 9) [5]. Their effect on hematite quartzites was accompanied by the dissolution of quartz and hematite, followed by the removal of SiO₂ and Fe₂O₃ beyond the marshallitization zones.



According to the results of geological and mineralogical studies, the authors of this report identified five varieties of marshallitized hematite quartzites: unchanged, weakly, moderately, strongly, very strongly marshallitized. The last named ones represent a hematite-quartz “powder”. The total iron content in hematite quartzites decreases from 38-45 to 32-35 wt.%.

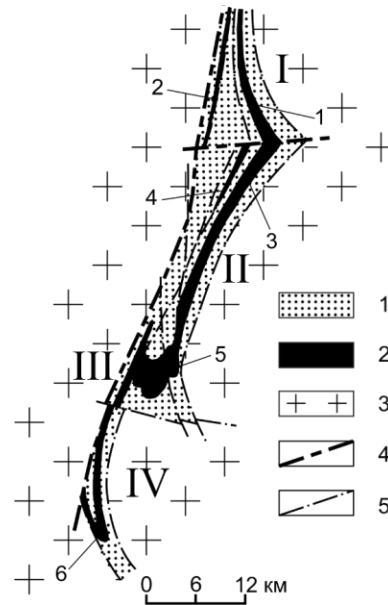


Fig. 1. Iron ore areas and iron ore strips of the Krivoy Rog basin.

1 – metamorphic rocks of the Novokrivorozhskaya, Skelevatkaya, Gdantsevkaya, Gleevatskaya suites containing the iron ore strata of the basin; 2 – ferruginous quartzites and schists of the Saksaganskaya suite; 3 – granitoids of the Dnepropetrovsk complex; 4 – deep (mantle) faults; 5 – faults of high orders (core).

Iron ore areas: I – Northern; II – Central; III – South; IV – Likhmanovsky.

Iron ore strips: 1 – East Annovskaya; 2 – West Annovskaya; 3 – Far Western bands; 4 – Saksaganskaya; 5 – section of the Main Krivoy Rog syncline closure; 6 – Likhmanovsky.

In connection with marshallitization, there was also a decrease in the density of hematite ores, an increase in their porosity [4] and, as a result, softening of hematite quartzites. A change in the composition, physical, and technical properties caused the difference between hematite marshallites and unchanged hematite quartzites in terms of ore preparation and beneficiation.

These features of hematite marshallites must be taken into account when determining the reserves of hematite raw materials, composing its mineralogical-genetic, mineralogical-technical, mineralogical-technological classifications, drawing up the geological-structural, geological-mineralogical, geological-technical, geological-technological maps of deposits, developing mining technologies, blending, crushing, grinding of ore material, beneficiation of obtained products in order to produce high-quality iron (hematite) concentrate.

References

1. Belevtsev Ya.N., Tokhtuyev G.V., Strygin A.I., Melnik Yu.P., Kalyayev G.I., Fomenko V.Yu., Zagoruyko L.G., Molyavko G.I., Polovko N.I., Dovgan M.N., Ladiyeva V.D., Zhukov G.V., Epatko Yu.M., Shcherbakov B.D.). Geology of Krivoy Rog iron ore deposits (in Russian) // Kiev: Publishing House of the Academy of Sciences of the UkrSSR, 1962.– V. 1 – 484 p., V. 2 – 567 p.



2. Evtekhov V.D., Peregudov V.V., Evtekhov E.V., Dudar L.T., Filenko V.V., Smirnov A.Ya., Bilenko A.E., Nikolenko E.M. Geological assessment of the results of searching for the optimal scheme for the beneficiation of hematite quartzites of the Precambrian banded iron formation (in Russian) // *Geology and mineralogy bulletin of Kryvyi Rih national university.*– 2013.– No 1-2 (29-30).– P. 87-97.

3. Martynenko L.I., Popov E.A., Tatun G.T., Zintsova E.S., Sova N.G., Evtekhov V.D., Kondratyeva D.N. The main regularities in the formation of the weathering crust of the ferruginous rocks of Kryvyi Rih (in Russian) // *Geology of ore deposits (Moscow).*– 1971.– No. 5.– P. 87-97.

4. Prilepa D.N., Evtekhov V.D., Evtekhova A.V., Smirnov A.Ya., Filenko V.V., Nikolayenko K.V. Grindability of hematite marshallites of the southern iron ore region, Kryvyi Rih basin (in Russian) // *Geology and mineralogy bulletin of Kryvyi Rih national university.*– 2017.– No 2 (33).– P. 30-43.

5. Prylepa D.M., Evtekhov V.D., Chasova E.V. Geochemical factor of marshallites localization in magnetite quartzites crust of weathering in the Kryvyi Rih basin (in Ukrainian) // *Visnyk of Taras Shevchenko national university of Kyiv. Geology.*– 2016.– No 4 (75).– P. 40-44.

Литература

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И., Мельник Ю.П., Каляев Г.И., Фоменко В.Ю., Загоруйко Л.Г., Молявко Г.И., Половко Н.И., Довгань М.Н., Ладиева В.Д., Жуков Г.В., Епатко Ю.М., Щербаков Б.Д. Геология криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.

2. Евтехов В.Д., Перегудов В.В., Евтехов Е.В., Дударь Л.Т., Филенко В.В., Смирнов А.Я., Биленко А.Е., Николенко Е.М. Геологическая оценка результатов поиска оптимальной схемы обогащения гематитовых кварцитов железисто-кремнистой формации докембрия // *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.*– 2013.– №1-2 (29-30).– С. 87-97.

3. Мартыненко Л.И., Попов Е.А., Татунь Г.Т., Зинцова Е.С., Сова Н.Г., Евтехов В.Д., Кондратьева Д.Н. Основные закономерности формирования коры выветривания железистых пород Кривого Рога // *Геология рудных месторождений.*– 1971.– №5.– С. 87-97.

4. Прилепа Д.Н., Евтехов В.Д., Евтехова А.В., Смирнов А.Я., Филенко В.В., Николаенко К.В. Измельчаемость гематитовых маршаллитов Южного железорудного района Криворожского бассейна // *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету.*– 2017. – №2 (38).– С. 30-43.

5. Прилепа Д.М., Евтехов В.Д., Часова Е.В. Геохімічний фактор локалізації маршалітів кори вивітрювання магнетитових кварцитів Криворізького басейну // *Вісник Київського національного університету.*– 2016.– №5 (75).– С. 40-44.



ХАРАКТЕРИСТИКА ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МО- AU-V ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦАХ СЕЙБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

*Сучков А.В. (ФГБУ «ВИМС», alexsander@mail.ru),
Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС», devrich@mail.ru),
Трофимов А.П. (ФГБУ «ВИМС», trofap@mail.ru)*

Аннотация: Интерпретация вторичных геохимических ореолов с помощью корреляционного и факторного анализов позволила установить геохимический рудно-формационный ряд и выделить рудогенные ассоциации элементов. Полученные результаты указывают на возможность проявления на Сейбинской площади стратиформной молибден-ванадиевой формации в углеродисто-кремнистых сланцах лысанской свиты верхнего рифея.

Ключевые слова: молибденовое рудопроявление, вторичные ореолы, молибден, золото, ванадий, стратиформная формация, углисто-кремнистые сланцы.

Сейбинский рудный узел входит в состав Сисимского рудно-россыпного района Сисимо-Дивногорской золото-молибден-полиметаллической минерагенической зоны Алтае-Саянской минерагенической провинции.

Положение узла контролируется зоной Восточно-Саянского глубинного разлома северо-западного простирания и серией оперяющих его разломов северо-восточного направления. Площадь узла сложена карбонатно-вулканогенно-терригенными углеродсодержащими породами лысанской и манской свиты верхнего рифея, прорванными дайками габброидов лысанского (R₃) и штоками гранитоидов беллыкского (O) интрузивных комплексов. В зонах рассланцевания, милонитизации, катаклаза, участках дробления и брекчирования пород установлены проявления молибденовой и золотой минерализации. В западной части площади находится Сейбинское молибденовое рудопроявление, представленное небольшими рудными телами в грейзенах и скарнах.

В пределах Сейбинской площади в 2015–2016 гг Минусинской экспедицией Сибирского ПГО были выполнены литохимические поиски по сети 500×50 м. По 1467 пробам рыхлых отложений проведен полуколичественный спектральный анализ на 23 элемента (Cu, Pb, Zn, W, Bi, Ag, As, Mn, P, Ba, Sb, Hg, V, Co, Ni, Mo, Sn, Cr, Ti, Sr, Cd, Be, Li), содержание золота определялось методом спектрозолотометрии. В ФГБУ «ВИМС» выполнены работы по компьютерной обработке результатов полевых и химико-аналитических работ.

Сделаны корреляционный и факторный анализы, построены рудно-формационные ряды элементов, выделены геохимические ассоциации элементов-индикаторов, определены геохимические показатели прогнозной оценки. Выявлены и охарактеризованы вторичные моноэлементные и комплексные аномальные геохимические поля и локальные аномалии элементов-индикаторов оруденения, установлена их внутренняя структура.

Расчитанный для общей выборки проб геохимический рудно-формационный ряд химических элементов Au_{2,0}(775) Mo_{1,9}(121) Ag_{1,7}(139) Ni_{1,5}(109) Co_{1,5}(44) Sn_{1,4}(36) Cr_{1,4}(83) Zn_{1,3}(86) (индекс — коэффициенты концентрации относительно медианы выборки, в скобках — значения коэффициентов вариации в %) свидетельствует о специализации площади на золотое и молибденовое оруденение. Комплексность



состава элементов-индикаторов, геохимические параметры интенсивности и дифференцированности ($\sum K_k=12,7$, $V_{cp}=174\%$) указывают на наличие рудопроявлений в пределах площади.

По результатам корреляционно-парагенетического анализа установлено, что Мо имеет положительную корреляционную связь с V 0,63 Zn 0,60 Ag 0,49 Cu 0,49 Sb 0,44 Cd 0,39 Sn 0,28 As 0,26 Bi 0,17 Pb 0,17. Повышенное содержание молибдена и его тесная связь с ванадием и цинком характерна углеродсодержащим породам [Иванов, 1997]. Золото в рыхлых отложениях находится в самородном состоянии, на что указывает практически отсутствие его корреляционных связей с другими элементами.

Факторным анализом выделяются две рудогенные ассоциации химических элементов. В первой ассоциации ведущее значение имеют Mo, Zn, V, Cu, Cd, Sb, Ag, во второй — Sn, W, Bi, Pb, As, Li. Аномалии значений геохимических показателей для молибденового и золотого оруденения имеют стратиформный характер и пространственно совпадают на Сейбинской площади.

Проведенные поисковые работы по вторичным геохимическим ореолам свидетельствуют о проявлении новой для данного района стратиформной молибден-ванадиевой формации [Металлогенический кодекс..., 2012] в углеродисто-кремнистых сланцах лысанской свиты верхнего рифея. Оценка промышленной значимости может быть определена проведением более детальных поисковых работ.

Литература

1. Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: В 6 кн/Под ред. Э.К. Буренкова.- М.:Экология, 1997.- Кн.5: Редкие d-элементы. 576с.:ил. – с.156
2. Металлогенический кодекс России. М.: Геокарт-Геос, 2012, 126 с. (МПР РФ, РАН, Роснедра, ЦНИГРИ, Геокарт)



АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА (УЗБЕКИСТАН)

*Б.Р. Мамиров (ГП ИМР, b.matirov.geol@mail.ru),
П.Б.Хажжибаев (ГП ИМР), А.Э. Хасанов (ГП ИМР)
Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан*

Аннотация: Породы яккаханинского андезит-дацит-риолитового комплекса слагают небольшую вулканическую постройку размером ~ 120x450 м на правом борту р. Аксу в среднем течении.

К сожалению, на картах более мелкого масштаба, из-за малых размеров вулканической постройки эти образования не показаны, хотя это единственный выход каменноугольных вулканитов на территории Зеравшанского хребта, и сведения о них в открытой печати нигде не опубликованы. Цель данной статьи – восполнить этот недостаток.

Ключевые слова: магматический комплекс, фация, вулканиты, лавобрекчия, андезидацит

Вулканиты яккаханинского комплекса расположены на правом борту р. Аксу непосредственно над кишлаком Яккахана (рис.1.).

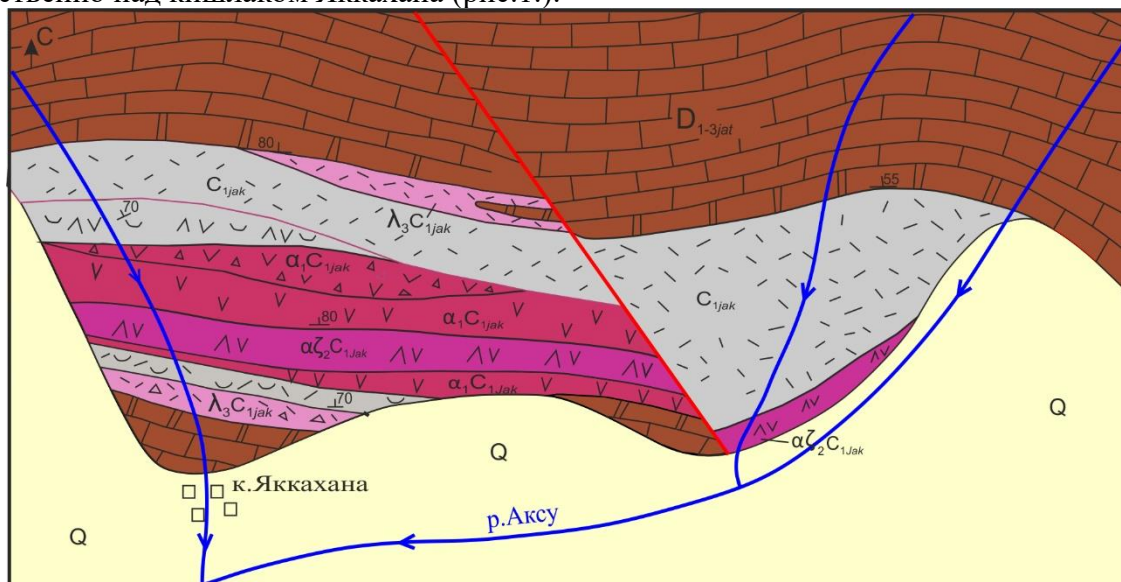


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта участка Яккахана (Диваев и др. 2015)

- | | | | | |
|----|----|----|----|-----|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |

1. Четвертичные отложения; 2. Ятавлукская свита. Известняки пелитоморфные, комковатые, брекчиевые; 3-8. Яккаханинский андезит-дацит-риолитовый вулканогенный комплекс; 3. Покровная эффузивная и эксплозивная фация, Лавы и туфы андезидацитов и риолитов; 4-6. Субвулканическая фация. 4. Мелкопорфировые редковкрапленниковые риолиты; 5. Среднепорфировые редковкрапленниковые андезидациты; 6. Мелкопорфировые андезиты; 7-8. Жерловая фация. 7. Лавобрекчия мелкопорфировых редковкрапленниковых риолитов; 8. Лавобрекчия мелкопорфировых умеренновкрапленниковых андезитов; 9. Тектонические нарушения; 10. Элементы залегания пород.

С севера и юга они ограничены девонскими мраморизованными известняками ятавлукской свиты ($D_{1-3} \text{ jat}$), на западе – перекрываются терригенно-олигостромовой турткуйлюкской свитой средне – верхнекаменноугольного возраста (C_{2-3tr}), а на востоке – перекрываются мощным плащом четвертичных отложений. Вулканиты комплекса представлены породами эффузивной, эксплозивной, жерловой и субвулканической фаций, образующими небольшую вулканическую постройку линейно - трещинного типа. Породы эксплозивной фации представлены туфами андезидацитового и риолитового состава.



Мелкообломочные витрокристаллокластические туфы андезидацитового состава образуют прослой субширотной ориентировки мощностью до 25 м. в центральной части вулканической постройки. Внешне – это тонкозернистые мелкообломочные породы зеленовато – серого цвета, слабо раскливажированные. Ориентировка кливажа совпадает с субширотным простираем прослоев туфов. Микроскопически породы состоят из редких обломков кварца, калишпата, интенсивно серицитизированного плагиоклаза, известняков и хлоритизированного вулканического стекла, цементируемых основной массой кремнисто – слюдисто – карбонатного состава.

Мелко-среднеобломочные литокристаллокластические туфы риолитового состава состоят из обильных обломков кристаллов кварца (преобладают) и полевых шпатов размером 0,2 – 1,0 мм. и более редких обломков фельзитов размером до 2,5 мм. в поперечнике. Цементирующая масса кремнисто – глинисто – слюдистого состава.

Жерловая фация представлена двумя линейно – трещинными телами андезитового и риолитового состава отвесного падения, широтной ориентировки мощностью 30 и 20 м, соответственно, расположенными в западной части вулканической постройки.

Лавобрекчия андезитов сложена преимущественно угловатыми обломками афировых андезитов тёмно-серо-зелёного цвета, размером 0,5 – 3 мм., составляющими до 90 % объёма породы, цементируемых афировой тонкозернистой, стекловатой массой дацитового состава светло – серого цвета с единичными мелкими (<1мм) вкрапленниками плагиоклаза квадратной, либо короткопризматической формы, принадлежащими, судя по показателю преломления, андезину. Порода интенсивно карбонатизирована равномерно по всей массе.

Лавобрекчия риолитового состава образует отвесно подающее линейно – трещинное тело мощностью – 10 м., субширотной ориентировки. Лавобрекчия сложена обильными остроугольными обломками афировых фельзитовидных риолитов белого цвета (-20% объёма), цементируемых интенсивно серицитизированными афировыми риолитами светло – зеленовато – серого цвета.

Породы субвулканической фации представлены андезитами, андезидацитами и риолитами. Андезиты образуют два субширотно вытянутых тела в центральной и западной частях постройки мощностью 25 и 15 м, соответственно. Визуально это стекловатые мелкопорфировые редковкрапленниковые породы серо – зелёного цвета, иногда со следами флюидальной текстуры вблизи контактов с вмещающими породами. Редкие вкрапленники плагиоклаза белого цвета размером 1 – 2 мм практически нацело замещены скаполитом и карбонатами. Основная микролитовая масса также частично замещена карбонатами.

Мелкопорфировые редковкрапленниковые андезидациты слагают субширотное дайкообразное тело в западной и юго – восточной частях постройки мощностью 15 – 20 м. Визуально породы отличаются от андезитов более светлой окраской. Под микроскопом в породах наряду с вкрапленниками карбонатизированных плагиоклазов отмечаются также редкие мелкие (0,5 мм) вкрапленники кварца. Основная стекловатая масса интенсивно карбонатизирована.

Субвулканические риолиты слагают небольшое (мощностью -15м) дайкообразное тело в центральной части постройки в северном контакте с мраморизованными известняками ятавлукской свиты, среди которых зафиксирована односторонняя апофиза риолитов мощностью – 0,5 м. Визуально, это мелкопорфировые редковкрапленниковые породы светло – серого цвета. Вкрапленники, составляющие 10-15% объёма породы, представлены мутными таблитчатыми кристаллами ортоклаза, короткопризматическими кристаллами шахматного альбита и округлыми зёрнами кварца, находящимися примерно в равных соотношениях. Основная масса стекловатая, микрофельзитовая рассекается тонкими (0,1-0,2 мм) кварцевыми и кварц – карбонатными прожилками.

Химический состав пород охарактеризован одиннадцатью силикатными и масс-спектрометрическими анализами, приведенными в таблице.



Оксиды (%) Элементы (г/г)	Риолит	Риолит	Риолит	Риолит	Лавобрек- чия риолитов	Андези- дацит	Андези- дацит	Андезит	Андезит	Андезит	Андезит
	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр	№ пр
	1793	1781/1	1790	1792	1787	1790/1	1791	1789	1787/3	1788	1790/3
SiO ₂	75,39	76,12	77,20	74,80	75,70	62,00	61,00	59,36	56,10	58,27	59,00
TiO ₂	0,19	0,21	0,05	0,05	0,13	1,22	0,90	0,90	0,90	0,95	0,90
Al ₂ O ₃	12,80	12,50	13,20	13,70	13,00	15,90	16,60	15,20	15,00	15,30	15,70
Fe ₂ O ₃	1,30	0,95	0,78	0,22	0,88	1,18	1,15	1,55	1,83	1,56	1,58
FeO	1,15	0,79	0,65	0,86	0,86	3,74	4,82	0,46	4,36	4,75	4,36
MnO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	0,06	0,08	0,07	0,08	0,09
MgO	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,00	2,00	4,74	6,45	0,50	3,73
CaO	1,48	0,77	0,50	0,50	0,50	3,70	2,96	7,65	3,66	5,18	4,36
Na ₂ O	4,80	2,43	2,53	3,70	2,45	3,63	1,35	1,93	3,03	3,05	3,00
K ₂ O	1,83	3,28	3,68	3,90	4,83	2,60	3,15	2,08	1,70	2,63	2,43
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07	0,21	0,22	0,18	0,16	0,20	0,19
П.П.П	1,96	1,88	1,62	1,32	1,56	5,74	5,76	4,42	6,12	6,96	4,10
Сумма	101,5	99,5	100,8	99,6	100,5	101,0	100,0	99,6	99,4	99,4	99,4
V		9,20	1,03			57,90	53,10	87,10	97,00		69,10
Cr		46,10	54,50			43,00	62,50	130,00	188,00		106,00
Co		0,46	0,39			8,87	11,80	23,60	27,20		17,00
Ni		6,69	4,66			10,20	17,30	111,00	131,00		26,80
Rb		170,00	224,00			155,00	146,00	67,80	77,00		84,10
Sr		52,70	29,30			101,00	91,90	285,00	146,00		234,00
Ba		491,00	208,00			302,00	501,00	536,00	485,00		491,00
Hf		6,55	2,69			5,44	5,51	4,24	3,45		4,26
Zr		204,00	48,70			204,00	206,00	154,00	125,00		153,00
Ta		1,00	1,25			0,77	0,81	0,71	0,55		0,70
Nb		12,90	15,00			8,02	8,37	7,40	5,93		7,69
La		41,50	15,50			34,90	31,70	26,90	20,30		26,60
Ce		82,10	26,90			68,30	63,30	59,40	45,80		58,50
Sm		8,92	4,46			7,43	7,85	6,05	4,71		6,39
Eu		0,50	0,16			1,23	1,42	1,29	1,04		1,36
Tb		1,13	0,20			0,95	1,08	0,80	0,62		0,98
Yb		3,92	4,20			3,13	4,24	2,66	1,94		3,12
Lu		0,57	0,01			0,47	0,62	0,38	0,28		0,44
Y		34,60	0,54			30,10	35,80	25,80	17,80		31,40
U		5,84	3,06			3,67	3,78	3,07	3,05		3,32
Th		14,40	5,94			13,30	7,78	6,65	5,27		6,83

По сумме щелочей (Na₂O+K₂O) все анализы попадают в поле известково-щелочных пород, тогда как по содержанию K₂O андезиты попадают в поле известково-щелочных и субщелочных пород, а все риолиты – в поле субщелочных пород. Коэффициент глинозёмистости закономерно увеличивается от андезитов, в которых он равен 1,54, что соответствует высокоглинозёмистым породам, до 4,23 в риолитах, что соответствует весьма высокоглинозёмистым породам. Коэффициент общей железистости варьирует слабо в пределах 50 – 80%, слегка понижаясь от андезитов к риолитам. Содержания TiO₂ низкие (0,91% в андезитах и 0,12% в риолитах). Повышенные содержания CaO (4,46% - в андезитах и 1,65 % в риолитах) объясняются, очевидно, интенсивной карбонатизацией пород комплекса, что отчётливо фиксируется при петрографическом описании прозрачных шлифов. Породы комплекса являются высокорубидиевыми. Содержания рубидия закономерно увеличиваются от андезитов к риолитам. Содержания стронция и бария напротив закономерно снижаются от андезитов к риолитам. Элементы группы железа (Ni, Cr, V) содержатся в меньшекларковых количествах, но Co, напротив, в 2 раза превышает кларковое количество. Содержания Ta и Nb невысокие на уровне кларковых содержаний для средних и кислых пород.

Графики распределения редких земель в породах яккаханинского комплекса (рис.2.) практически идентичны графикам пород эталонных серий островных дуг (по Балашову, 1976) за исключением того, что в риолитах яккаханинского комплекса четко проявлен европейский минимум, свидетельствующий об отсадке плагиоклаза в процессе дифференциации.

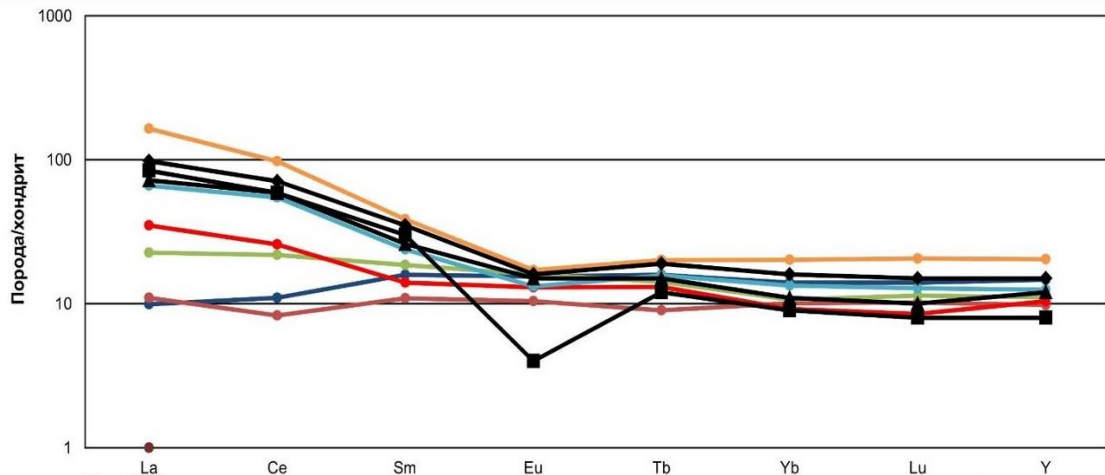


Рисунок 2. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит в породах эталонных серий и яккаханинского комплекса.

Яккаханинский комплекс

- ▲ Андезиты
- ◆ Дациты
- Риолиты

Эталонные серии (по Ю.А. Балашову, 1976)

- толеиты океанические
- толеиты континентальные
- толеиты островных дуг
- андезиты островных дуг
- дациты островных дуг
- риолиты островных дуг

Магнитная восприимчивость пород комплекса невысокая, характеризует породы как немагнитные и слабо магнитные, при том, что туфы обладают наименьшими значениями магнитной восприимчивости, а субвулканические породы – наибольшими.

Приведенные данные свидетельствуют о принадлежности пород яккаханинского комплекса к андезитовой формации. Перспективы рудоносности комплекса не установлены.

Возраст пород комплекса ограничен геологическими соотношениями в узких рамках – они прорывают вмещающие известняки верхнего девона и перекрываются олистостромой средне-верхнекаменноугольного возраста, что определяет возраст комплекса в интервале нижний-средний карбон. Данные об абсолютном возрасте пород комплекса отсутствуют. Ближайший латеральный аналог комплекса – это каттасайский среднекаменноугольный трахиандезит – трахит – трахириодацитовый комплекс в Зирабулакских горах.

Литература

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М: Наука 1976.
2. Диваев Ф.К., Федоров Е.Г., Смыслов В.Ф. Формация ультракалиевых риолитов западного окончания Западного хребта // Сб. Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня. Ташкент: НИИМР 2013.С.23-26.



«ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮЖНОМ БУКАНТАУ, УЗБЕКИСТАН»

Абдуллаев Л.А., Омонов О.Г., Баев Г.А.

ГП «Институт минеральных ресурсов» (ИМР), Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан

Аннотация. В статье приводятся геолого-структурные позиции, рудоконтролирующие признаки и факторы размещения, форма рудных тел золото-вольфрамового гор Букантау. По анализу геологических материалов рудных объектов Южного Букантау были проанализированы факторы проявления золота, вольфрама, серебра и др. металлов и изложены особенности поисковых работ на перспективных площадях.

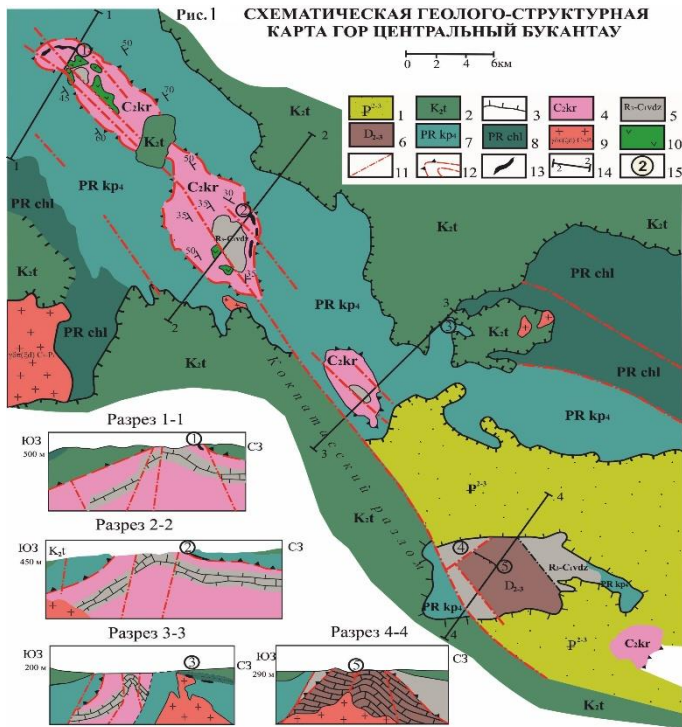
Ключевые слова поиски месторождений и залежей, геолого-разведочные работы, золото, вольфрам, серебро, медь, запасы, минерализованные зоны.

В отношении рудоносности регион привлек внимание древних рудокопов еще в середине IX-XIII веков (древние выработки на медь). В современное время, горное поднятие Окжетпес стало известно с 1954 года, когда при геологической съемке масштаба 1:100000 (Пятков, 1956) в кварцевой жиле на западе площади была обнаружена медная минерализация (участок Медный) [4].

Окжетпесское рудное поле расположено на южном окончании Бозтау-Кокпатас-Окжетпесской брахиантиклинали, прослеженной в северо-западном направлении более, чем на 60 км. Границами рудного поля следует считать: с юга - основной шов Янгиказганского разлома; с севера - Северо-Окжетпесский разлом (частично подтвержденный данными бурения - Шапкин, 1974); с востока - разлом северо-восточного простирания, проходящий между терригенными отложениями среднего карбона и породами кокпатасской свиты; на западе - граница рудного поля условна и проходит, по-видимому, западнее 9-й минерализованной зоны [1].

Рудоконтролирующие прогнозно-поисковые признаки рудообразующих систем конкретизированы с применением рангового метода исследования для иерархических уровней: металлогеническая провинция (Узбекистан) - рудный район (Южно-Букантауский горнорудный район) – рудное поле (Окжетпесское горное поднятие) – месторождения (Окжетпес, Барханли, Сардор и др.) [1-4] (рис. 1).

Схожесть факторов их локализации и рудоконтролирующих признаков золотых и редкометальных месторождений обусловлена пространственной близостью, местами их совмещенность в едином пространстве. Общими для них являются время образования (C_3-P_1) и структурно-тектонические условия локализации преобладающей части руд месторождений. Изменение вещественного состава и круга полезных компонентов (главных и второстепенных) оруденения в них происходит по мере удаления от потенциальных источников гидротермальных агентов (магматических тел, глубинных разломов, зон повышенной проницаемости, сопряжения разноориентированных дизъюнктивных нарушений и др.), смены литологических разновидностей пород и специфики их метасоматических преобразований. Эта упорядоченность в локализации золотого и вольфрамового оруденения относительно отдельных центров благоприятного сочетания рудоконтролирующих факторов, позволяет месторождения расположенные в пределах отдельных рудных узлов считать



1 - глины, линзы алевролитов; 2 - глины с прослоями песчаников; 3 - выходы докембрийского фундамента; 4 - туфовые образования, переслаивающиеся с песчаниками, сланцами (кырккудукская свита); 5 - известняки (джукудукская свита); 6 - доломиты, известняки (окжетпесская свита); 7 - микрокварциты, кремни, доломиты, метапесчаники (кокпатасская свита); 8 - метапесчаники, сланцы кварц-серпидитовые, гравелиты, кремни (чолчаратауская свита); 9 - гранодиориты и кварцевые монодиориты; 10 - серпентиниты, габбро-амфиболитовые; 11 - разломы линейного типа; 12 - надвиги, выявленные (а), предполагаемые (б); 13 - позиции рудных тел; 14 - линии разрезов; 15 - месторождения: Джелсай (1), Кокпатас (2), Саутбай (3), Окжетпес (4), Зона №2 (5).

закономерными звеньями единых гидротермальных колонн (систем), отличающихся зональной последовательностью рудообразования.

Анализ геологических материалов по рудным объектам Южного Букантау указывает на ведущую роль глубококорневого позднегерцинского гранитоидного магматизма в образовании промышленных концентраций золота, вольфрама, серебра и др. металлов. Это свидетельствует о единстве генезиса и общности структурно-тектонических условий локализации рудных объектов, рудно-формационная принадлежность которых в пределах рассматриваемой территории преимущественно контролируется литологическим составом рудовмещающей среды и спецификой ее метаморфических и метасоматических преобразований [5]. В зависимости от сочетания этих факторов, а также по ведущему компоненту, определяющему промышленную значимость объектов, в пределах Южного Букантау намечаются 5 рудно-формационных типов гипогенного оруденения:

1. Вольфрам-апоскарново-скарноидный золотосодержащий.

2. Вольфрам-полевошпат-кварцевый золотосодержащий.

3. Малосульфидный золото-кварц-сульфидный.

4. Умеренно-сульфидный золото-сульфидно-кварцевый.

5. Существенно-сульфидный сульфидно-кварцевый золотосодержащий [2].

В Окжетпесском рудном поле преимущественным распространением владеют месторождения умеренно-сульфидной золото-сульфидно-кварцевой формации, вмещающей средой для которых служат осадочно-метаморфические образования кокпатасской свиты спорного протерозойского возраста, карбонатные отложения среднего-верхнего девона, нижнего и среднего карбона и молассоидные образования среднего-верхнего карбона.

В пределах рудного поля выделяются группа субширотных и северо-западных долгоживущих разломов (в т.ч. Западный), контролирующих размещение интрузивных образований и имеющие большое металлогеническое значение. Заложение глубинных северо-западных разломов, ограничивающих приподнятый блок, происходило в раннеорогенный этап становления основной складчатой структуры рудного поля, связанной с воздыманием гранитоидных масс. Максимум рудоотложения приходится на



многократно-преобразованные породы, с наложением одних фаций гидротермально-метасоматического изменения на другие. Такие зоны характерны для пересекающихся разломов “в клиновидных структурах” (рис. 2).

ЭТАПЫ И ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНОЙ ЗОНЫ № 2
Составил Л.В.Седелников

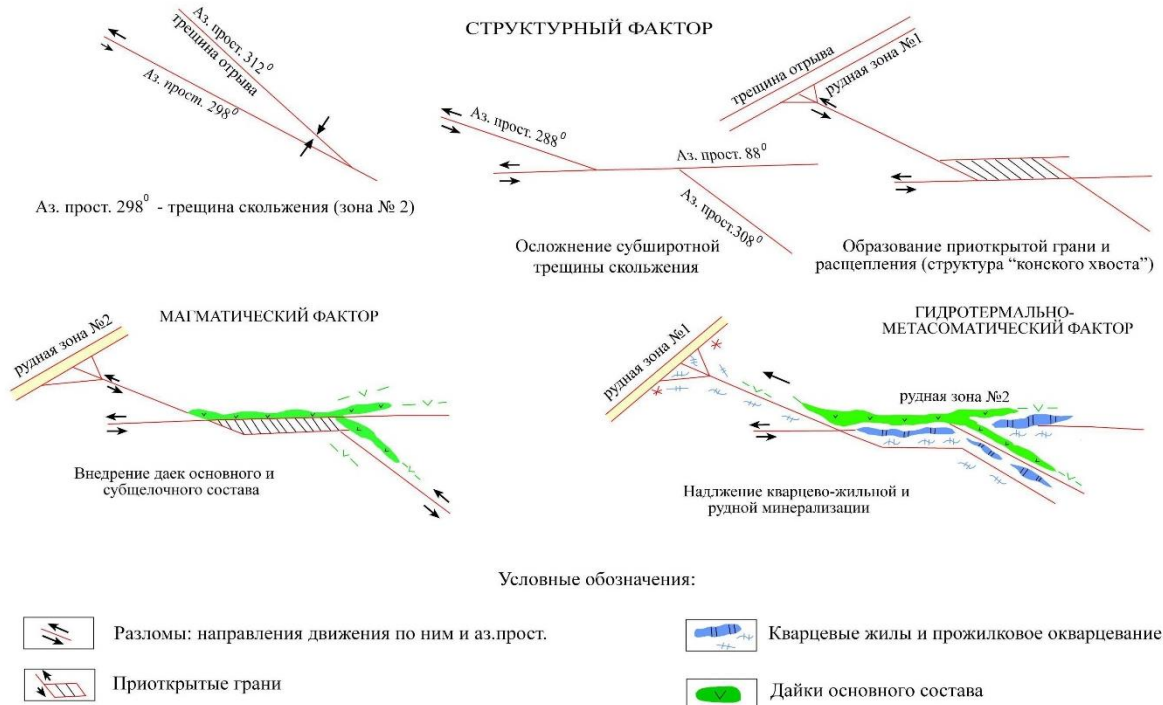


Рис. 2

Форма рудных тел сложная, линзовидная, с раздувами и пережимами. Раздувы мощностей наблюдаются в узлах сопряжений разнонаправленных нарушений, особенно благоприятных при наличии экранирующих поверхностей, таких как, граница известняки-сланцы или известняки-дайка (в лежачем боку). Часто в этих позициях прослеживается главный тип руд - интенсивно преобразованные метасоматиты серицит-кварцевого состава с карбонатным цементом, замещающимся кварцем. Из-за отсутствия четких геологических границ с безрудной, вмещающей средой, рудные тела оконтуриваются по данным опробования.

Анализ данного материала с составленной геологической картой и детальными врезами к ней позволил обосновать перспективы проведения геологоразведочных работ в пределах четырех ранее известных (№№ 3, 5, 6 и 6а) и в трёх новых Минерализованных зонах (№№ 12, 13 и 14). По ним были разработаны предложения по очередности их опоскования и использования отдельных методов.

Результаты исследований подтвердили высокую эффективность примененных геолого-структурных и геохимических методов, с целью определения перспектив отдельных благоприятных позиций Минерализованных зон в пределах плохо обнаженных, низкогорных территорий. Для постановки поисковых работ были выделены 7 локальных перспективных площадей на золотое оруденение. Их отличительной чертой являются:

- незначительная эродированность прогнозируемого золотого оруденения и его зоны окисления;
- несмотря на небольшие размеры оконтуренных позиций (десятые и первые кв. км), наличие значительных перспектив развития прогнозируемого золото-сульфидно-кварцевого оруденения на глубину;
- единый, апокарбонатный природный тип оруденения с имеющимися в Окжетпесском рудном поле промышленными золоторудными месторождениями Сардор, Барханли, 2-я Зона и др.;



- отсутствие пространственного дублирования (совмещения) с действующими объектами поисково-оценочных работ;

- возможность постановки целенаправленных поисковых работ в пределах принципиально новых (Минерализованные зоны №№ 13 и 14) и неохваченных оценкой ресурсов флангах известных (Минерализованные зоны №№ 3, 5, 6, 6а, 12) площадей.

Список литературы:

1. Пирназаров М.М. Состояние, размещение и предпосылки развития минерально-сырьевой базы золота Республики Узбекистан // *Geologiya va mineral resurslar.* -Ташкент, 2007. - № 5. 81-89-бетлар.

2. Пирназаров М.М., Седельников Л.В., Авалбоев М.Т., Ражабов А.Р. Рудно-формационные типы, условия образования и размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений Саутбай-Сарытауского рудного узла // Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Республике Узбекистан / Материалы республиканской НТК. – Ташкент: ИМР, 2010. - 109-111 бетлар.

3. Пирназаров М.М., Пирназаров Маъмур, Мовланов Ж.Ж., Ражабов А.Р. Прогностно-поисковые модели и комплексы золотосодержащих вольфрамовых, серебряных и медных месторождений и проявлений Саутбай-Сарытауского рудного узла // *Geologiya va mineral resurslar.* - Ташкент, 2012. - № 6. – 30-39 бетлар.

4. Седельников Л.В., Тусметов А.А., Жумаев С.О., Тураев Т.Н. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы окисленных золотосодержащих руд в месторождениях гор Центрального и Южного Букантау// *Konchilik xabarnomasi.* - Ташкент, 2006. - №24. - 3-6 бетлар.

5. Ушаков В.Н. Металлогения вольфрама Западного Узбекистана. – Ташкент, ФАН, 1991. – 184б.



ГРАНАТЫ ГАББРО-ДИОРИТОВ УЧАСТКА ХИХКУ (КВИНУМ-КУВАЛОРОГСКАЯ НИКЕЛЕНОСНАЯ ЗОНА, КАМЧАТКА)

Еременко Д.В. (ФГБОУ ВПО «Воронежский государственный университет» Krilova_dasha@mail.ru)

Аннотация: в данных материалах приводится исследование зерен гранатов из интрузии диоритов и габбро-диоритов дукукского комплекса участка Хихку Квинум-Кувалорогской никеленосной зоны с целью установления их природы, что дает возможность лучше понять особенности становления никеленосных интрузий дукукского комплекса южной Камчатки.

Ключевые слова: гранаты, альмандин-пиропы, Камчатка, никеленосные интрузии.

Целью данной работы является установление природы граната в габбро-диоритах и диоритах никеленосных интрузий дукукского комплекса участка Хихку. Вопросом генезиса гранатов из интрузий дукукского комплекса месторождения Шануч, массива Кувалорог и участка Геофизический занимались О.Б. Селянгин [3], К.А. Соловьев [4], которые указывают на магматический генезис гранатов. Чтобы установить природу граната интрузии участка Хихку, было отобрано 15 зерен гранатов, изучен их химический состав. Параллельно изучались зерна гранатов из кристаллосланцев хейванской свиты и камчатской серии.

Участок Хихку расположен в восточной части Квинум-Кувалорогской никеленосной зоны в южной части Срединно-Кристаллического массива Камчатки. На участке выходят на поверхность две интрузии с линейными размерами выходов в диапазоне 1500×900 м, 700×400 м. Интрузии относятся к Дукукскому комплексу, который объединяет ряд тел в форме штоков, лополитов, субпластовых тел, обычно с простым внутренним строением [1]. Состав интрузий – габбро, кортландиты, горнблендиты, преобразованные в тальк-хлоритовые породы и серпентиниты; габбро-диориты, диориты, гранатсодержащие диориты. Интрузии дукукского комплекса приурочены к зоне влияния Квинум-Степановского разлома [2]. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами ровные, как правило, сопровождаются кварцевыми прожилками и ороговикованием вмещающих пород с многочисленными их ксенолитами в зоне эндоконтактов.

Северное интрузивное тело участка Хихку сложено гранатсодержащими диоритами и габбро-диоритами. Особенностью данных пород является наличие водосодержащих минералов (хлорит, биотит, роговая обманка). Содержание кварца варьирует от 5 до 15 % объема породы. Породы интенсивно изменены, трещиноваты и окварцованы.

Гранаты в диоритах и габбро-диоритах наблюдаются в виде идиоморфных сильно трещиноватых зерен. Трещины в зернах граната однонаправлены. По трещинам развивается хлорит, частично замещая гранат. Причем, зерна гранатов из кристаллосланцев не характеризуются такими выраженными трещинами, как гранаты из интрузии дукукского комплекса.

Состав гранатов дукукского комплекса и кристаллосланцев участка изучался на растровом электронном микроскопе Jeol JSM-6380 LV с энергодисперсионным спектрометром INCA 250. Зерна гранатов отличаются повышенным содержанием магния (до 8,5 масс. %), в отличие от гранатов кристаллосланцев участка Хихку и массива Кувалорог. По минеральному составу гранаты интрузии дукукского комплекса



соответствуют альмандин-пиропам, в отличие от альмандинов камчатской серии и альмандин-спессартинов хейванской свиты (рис. 1).

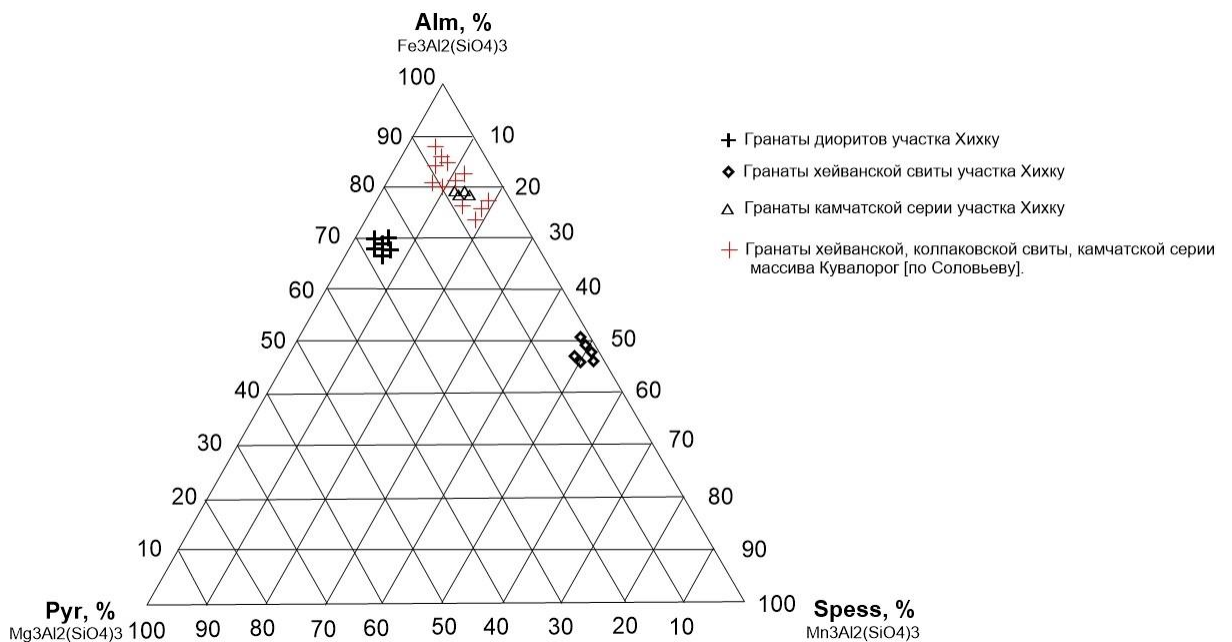


Рисунок 1. Диаграмма составов гранатов участка Хихку в координатах Ca-Fe-Mg.

Содержание железа в гранатах диоритов участка Хихку уменьшается от центра к краям (рис. 2). Аналогичный тренд наблюдается и по содержанию магния, в то время как содержание марганца и кальция остается без изменений. Данные профиля изменения состава зерен характерны для гранатов, имеющих магматический генезис.

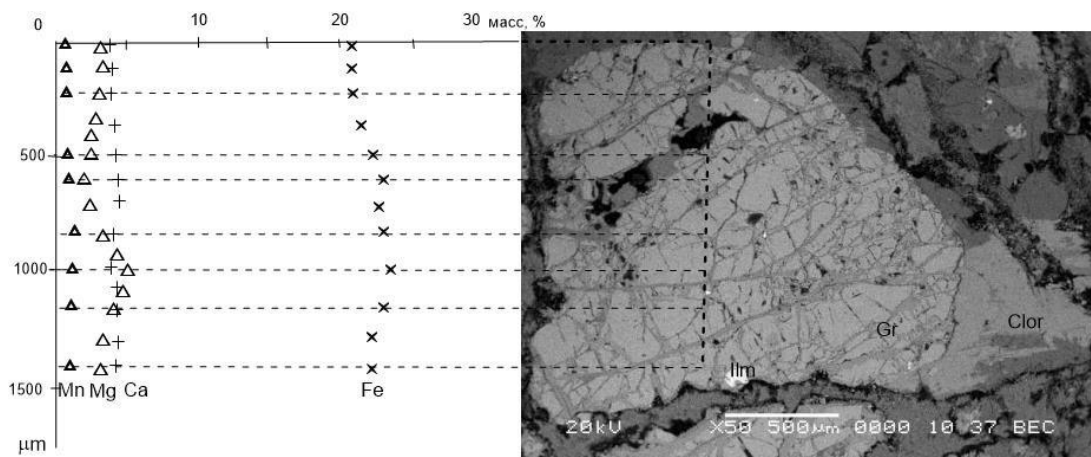


Рисунок 2. Профиль элементного состава зерна граната диоритов участка Хихку.

Профиля элементного состава гранатов из кристаллосланцев камчатской серии и хейванской свиты отличаются от профиля элементного состава гранатов диоритов. Содержание железа в них увеличивается от центра к краям, содержание магния остается без изменений. Содержание марганца уменьшается от центра к краю.



Содержание кальция сначала уменьшается, а затем увеличивается. Данные профиля говорят о метаморфической природе гранатов кристаллосланцев.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Состав гранатов диоритов и габбро-диоритов участка Хихку соответствует альмандин-пиропам;
2. Морфология зерен и наличие многочисленных однонаправленных трещин говорит об интенсивной геодинамической обстановке в момент становления интрузии;
3. Гранаты диоритов и габбро-диоритов имеют магматическую природу, а не метаморфическую.

Литература

1. Еременко, А. В. К модели Cu-Ni рудообразования при формировании ультрамафитовых массивов южной части Камчатского полуострова / А. В. Еременко, Д. В. Еременко, В. А. Жабин // Вестн. Воронеж. госуд. ун-та. Сер. Геология. –2014. – № 1. – С. 73–78.
2. Полетаев, В. А. Камчатская платиноидно – никеленосная зона – геология и рудоносность/ В. А. Полетаев: автореф. дисс. ... к-та геол.-мин. наук 05.06.01. – М., 2004. – 55 с.
3. Селянгин, О. Б. Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, Южная Камчатка /О. Б. Селянгин // Науч.-исслед. геотехнол. центр ДВО РАН. Вестник Краунц. Науки о Земле. 2007. – №1. – Вып. – № 9. – С.111–126.
4. Соловьев В.А. Гранаты из базитов интрузии Кувалорог (Камчатский Срединный Массив, Камчатка, Россия)/ Соловьев В.А., Светлицкая Т.В.//Новое в познании процессов рудообразования, ИГЕМ РАН, М. – 2018.



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕГО УРАЛА В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Вайшвилайте М.Р. (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, МГРИ; taravaishvilayte@mail.ru),

Блоков В.И. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва; blok_off@mail.ru),

Соленикова Е.О. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов),

Сидорова Н.В. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва; blok_off@mail.ru)

Аннотация

Данная работа проходила в институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГБУ «ИМГРЭ») в отделе научно-производственных аналитических работ (ОНПАР) в лаборатории минералогических исследований.

На основе материалов по многоцелевому геохимическому картированию масштаба 1:1 000 000 (лист О-41) [3], была взята информация по ландшафтно-геохимическим, геологическим и металлогеническим условиям, ознакомлены с картами полиэлементных и комплексных аномалий. Данные материалы позволили более подробно рассмотреть изучаемый район

Были подготовлены и изучены пробы донных отложений, использовавшихся в геохимическом картирования [3]. Также был изучен материал коренных проб, отобранных на месторождении «Березовское», с рудных интервалов с предварительным изготовлением аншлифов и шашек. В ходе работ применялись следующие методы исследований: оптико-минералогический, ICP-MS, РСМА (микрозонд). Были определены все присутствующие в пробах минералы, агрегаты и сростки нескольких минералов. Оценивалась также степень вторичных изменений: наличие вторичных минералов, степень ожелезнения.

Табл.2. Библ. 3.

Ключевые слова: месторождение Березовское, полуколичественный минералогический анализ, шлих, РСМА, ICP-MS, аншлиф, золото, серебро.

Целью работы являлось изучение минералогических и геохимических особенностей района месторождения Березовское. Были поставлены следующие задачи: ознакомиться с геохимическими, геологическими и металлогеническими особенностями изучаемого района, постараться выявить закономерности размещения полезного компонента в пробах донных отложений в зависимости от удаленности от коренного источника; применить более точные диагностические методы – микрозонд.



Для этой цели отобрать монофракции минералов, предполагаемых носителей полезного компонента; изучить состав коренных проб по аншлифам. Произвести анализ аншлифов методом рентген-спектрального микроанализа (микрзонд) с целью выявления полезного компонента.

Месторождение расположено в окрестностях города Березовский к северо-востоку от Екатеринбурга. Город расположен на реке Берёзовке (приток Пышмы) в 12 км на северо-восток от Екатеринбурга. Расположен на восточном склоне Уральских гор, разделяющих бассейны рек Кама и Обь. На изучаемой территории выделяют две мегазоны: Магнитогорская и Восточно-Уральская. Первая мегазона включает в себя УР III.3 Маукско-Петрокаменная структурно-формационную зону (СФЗ), а Восточно-Уральская делится на: УР IV.7 Медведевско-Арамилевская СФЗ и УР IV.8 Мурзинская СФЗ. Присутствует один крупный тектонический регион: палеозойская Уральская складчатая система (ороген). Геологические образования Урала в плане имеют вид вытянутых структур меридианальной ориентировки.

Из предоставленных материалов [1] была вынесена **Березовский золотой рудно-геохимический узел** (203 кв.км). Он расположен в Медведевско-Арамилевской (УР IV.7) СФЗ. На территории узла широко представлен верхнесисетский гранодиорит-гранитовый комплекс, рудогенерирующий для золото-сульфидно-кварцевой и медно-железорудной скарновой формаций и серовский дунит-гарцбургитовый комплекс, генерирующий хромитовую формацию. Узел включает в себя крупное месторождение золота Березовское золото-кварц-малосульфидной формации и целый ряд мелких объектов.

В коренном залегании изучено три обнажения. Особенностью выявленных геохимических ассоциаций является незначительное число элементов (от 1 до 5) и доминирование в них Pb и Ag (в точке наблюдения 7481), что отражает специализацию узла на золото-кварц-малосульфидное оруденение.

В донных осадках ассоциация накопления представлена до 22 элементов. Суммарная интенсивность накопления средняя ($\sum K_c = 43$). Левую (головную) часть ранжированного ряда образуют элементы-индикаторы золото-кварц-малосульфидного оруденения Bi ($K_c = 49,2$), Sb (23,2), Pb (6,9), Cu (5,0), Ag (4,5), что согласуется с известной специализацией узла на этот тип оруденения.

Геохимически узел изучен 2 пробами почв и 2 пробами донных отложений. Для исследования были выбраны пробы с наибольшим показателем полезного



компонента. Для выявления закономерности размещения полезного компонента в пробах были отобраны монофракции минералов – предполагаемых носителей полезного компонента.

Полуколичественные минералогические анализы предполагают визуальное определение содержания минералов в пробе в процентах, чтобы потом можно было производить расчеты, делать выводы о том, как полезный компонент может быть извлечен, оценивать целесообразность постановки следующей стадии геологоразведочных работ и пр.

Результаты оптико-минералогического анализа и ICP-MS. В ходе проявления оптико-минералогического анализа были получены следующие результаты по пробам:

Таблица №1

Сводные результаты оптико-минералогического анализа по донным пробам района золоторудного месторождения Березовское

Номер пробы	7481-Д	8240-Д	7482-Д	7483-Д	7523-Д
слипшиеся агрегаты кварца, глины, слюды и пр.	0,93	14,4	0,032	0,02	7,53
кварц	8,22	19,93	16,74	43	17,49
роговая обманка	0,3	4,8	1,26	1,61	0,46
гранат	0,06	0,04	0,08	0,84	нет
магнетит	0,62	0,01	0,52	0,55	0,02
кварц ожелезненный	1,7	1,65	7,13	2,79	3,32
хлорит	0,07	нет	0,35	0,38	нет
гематит с лимонитом	3,85	нет	5,29	0,005	0,41
эпидот	нет	6,1	0,12	<0,01	0,22
карбонат	нет	52,55	нет	нет	нет
гематит	нет	нет	0,93	0,08	нет
серебро (знаки)	нет	нет	0,04	нет	0,05
ильменит	нет	нет	0,07	0,05	нет

В пробах 7481-Д, 8240-Д, 7482-Д, 7483-Д и 7523-Д преобладают такие минералы, как: кварц, кварц ожелезненный, гематит с лимонитом и гранат. Следом идут цветные минералы, такие как, роговая обманка, хлорит и эпидот; магнетит, слипшиеся агрегаты кварца, глины, слюды. В пробах содержание полезного компонента (Au, Ag) низкое. Все пробы также были отправлены на дополнительный анализ, который производился методом ИСП-МС. Результат анализа представлен в таблице №2:

Таблица №2

Результат анализа тонкой фракции (10^{-4} гр/т), произведенный методом ICP-MS по донным пробам района месторождения Березовское



Номер пробы	7481-Д	8240-Д	7482-Д	7483-Д	7523-Д
Pb	7,1	7,3	0,02	0,07	0,04
Cr	4,95	17	129	38	56
Mn	973	273	323	188	643
Fe	7975	4367	35605	6087	14991
Ni	8,53	19	81	30	28
Cu	14,9	19	84	47	25
Ag	0,008	0,016	0,94	0,55	0,89
Au	<0,002	<0,002	0,62	0,013	0,027

По результатам ICP-MS можно сделать вывод, что самая обедненная по содержанию химических элементов проба 8240-Д. Самая насыщенная по содержанию химических элементов проба 7482-Д. Больше всего полезного компонента находилось в мелком классе крупности.

Были сделаны аншлифы из коренных проб (из горных выработок, по рудным интервалам), с целью обнаружения полезного компонента. Для уточнения локализации полезного компонента был выполнен **микрорентгеноспектральный анализ аншлифов (микрозонд)**. Было выявлено два главных минерала: кварц с включениями пирита и тесно срастающаяся с пиритом блеклая руда. По результатам микрозонда можно предположить, что золото в рассеянном состоянии приурочено к пириту в кореннике.

Таким образом в ходе всех проведенных работ, можно сказать: 1. Золото в донных пробах имеет «первичную» природу и попадает в них из коренника в процессе его разрушения. Основной минерал-носитель – пирит. Так же предположительно носителями являются глинистый материал коры выветривания и лимонит (гематит-гетитовый агрегат) – результат разрушения в ней сульфидов. 2. Не выявлено особой закономерности локализации полезного компонента (золота) по мере удаления от коренника. Можно говорить о том, что в процессе разрушения коренного материала происходит аккумуляция полезного компонента во вторичных минералах и агрегатах – носителях. Предполагается дальнейшее изучение данного объекта.

Работа поддержана грантом РФФИ № 20-05-00849.



Литература

1. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.
2. Золоторудные месторождения. Т.1 (Европейская часть СССР). Ред. Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. М.: ЦНИГРИ, 1984. 291 с.
3. Килипко В.А., Криночкин Л.А. Комплект геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 по листу О-41 (Екатеринбург). Текст. Москва: ИМГРЭ, 2017. Книга 2.



**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ AU И AG В
КОРЕННЫХ ПРОБАХ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В РАЙОНЕ М.
«ВОРОНЦОВСКОЕ»**

*Вайшвилайте Д.Р. (Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе, МГРИ,
taravaishvilayte@mail.ru),*

*Блоков В.И. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов, г. Москва, Институт геологии рудных месторождений,
петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
blok_off@mail.ru),*

*Соленикова Е.О. (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов, г. Москва)*

Аннотация

Данная работа выполнена в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГБУ «ИМГРЭ») в отделе научно-производственных аналитических работ (ОНПАР) в лаборатории минералогических исследований.

Были изучены материалы по многоцелевому геохимическому картированию масштаба 1:1 000 000 (лист О-41) [1], в которых дана общая оценка минерально-сырьевого потенциала территории; также использованы опубликованные материалы по изучаемому району [2]. Данная информация помогла уточнить районирование по ландшафтно-геохимическим, геологическим и металлогеническим условиям, использовались карты полиэлементных и комплексных аномалий. Так же был изучен минеральный состав донных проб, использовавшихся в геохимическом картировании [1] и материал коренных пород и руд с Воронцовского золоторудного месторождения: шлама по рудному блоку (из шпуров под БВР) и аншлифы, изготовленные из пород рудных интервалов. В ходе работ применялись следующие методы исследований: оптико-минералогический, ICP-MS, PCMA (микрозонд). Была использована геохимическая характеристика участка Тагильской зоны, включающая в себя Воронцовскую геохимическую зону, карты с вынесенными геохимическими ореолами, присущие этому району [2].

Табл.3. Библ. 3.

Ключевые слова: Воронцовское, золоторудное месторождение, полуколичественный минералогический анализ, геохимия, шлик, PCMA, ICP-MS, аншлиф, золото, серебро.

Целью работы являлось изучение минералогических и геохимических особенностей района золоторудного месторождения Воронцовское. Были поставлены следующие



задачи: ознакомиться с геохимическими, геологическими и металлогеническими особенностями изучаемого района, постараться выявить закономерности размещения полезного компонента в пробах донных отложений в зависимости от удаленности от коренного источника; применить более точные диагностические методы – микрозонд, изучить состав коренных проб по аншлифам; произвести анализ аншлифов методом рентгеноспектрального микроанализа (микрозонд) с целью выявления форм полезного компонента.

Воронцовское является крупным золотым месторождением России. Оно расположено на территории Муниципального образования "г. Краснотурьинск" в Свердловской области, в России, в 0,5 км к западу от посёлка Воронцовка, в 12 км к югу от г. Краснотурьинска и в 32 км к западу от г. Серова. Речная сеть территории относится, главным образом, к бассейну р. Обь – р. Турья. Месторождение расположено в Ивдельской и Красноуральской структурно-формационных зонах (СФЗ).

По предоставленным материалам [1] была использована карта с выделенной Воронцовской геохимической зоной, включающей в себя одноименный Fe-Cu-Au рудно-геохимический узел (более 488 км²). Он с запада не оконтурен. Минерагения **Воронцовской геохимической зоны** определена как комплексная (Au, Ni, Co). В ней известно крупное **Воронцовское** Au-As-Sb-Hg-Tl месторождение, пространственно сопряженное с магнетитовыми скарнами, развитыми в западном экзоконтакте Ауэрбаховского габбро-диорит-гранитного массива. Золотое оруденение тяготеет к зоне крупного взброса и сопряженного с ним надвига и локализовано в виде линзообразных залежей вдоль пологопадающего на запад контакта (осложненного брекчированием) известняков с перекрывающими вулканокластическими породами. Для геохимических ореолов типичны Ag, As, Sb, Ba, Co. Также известны средние и малые Fe- и Cu-Fe-скарновые месторождения (Краснотурьинская и Песчанская группы и др.) и малое бокситовое Тотинское месторождение.

По данным [1] район изучен 6 пробами почв и 4 пробами донных отложений, и характеризуется аномальными геохимическими полями Co, Zn, Cu, Ag, Au, Sb, As, Ga, Mo, Te. Отмечено что району характерны золото-сульфидно-кварцевая и медно-железорудно-скарновая золотосодержащая рудная формация.



Для выявления закономерности размещения полезного компонента в пробах были отобраны монофракции минералов – предполагаемых носителей полезного компонента.

Результаты оптико-минералогического анализа и ICP-MS. В ходе проявления оптико-минералогического анализа были получены следующие результаты по пробам.

Таблица №1

Сводные результаты оптико-минералогического анализа пробы рудного шлама (в масс.%) месторождения Воронцовское

Номер пробы	Шлам 3337	Шлам 4027
карбонат с пиритом	1,79	нет
кварц	8,28	10,18
карбонат	2,42	2,17
биотит	1,63	нет
пирит	2,38	нет
роговая обманка	1,36	нет
агрегаты кварца и сульфидов	2,7	нет
серебро	0,07	нет
турмалин	0,02	нет
агрегаты арсенопирита с карбонатом и кварцем	нет	0,14
кварц с сульфидами	нет	0,12
карбонат с сульфидами	нет	0,14

Таблица №2

Сводные результаты оптико-минералогического анализа по донным пробам (в масс.%) района месторождения Воронцовское

Номер пробы	7863-Д	7873-Д	7870-Д	7878-Д	7880-Д
кварц	25,94	15,48	16,02	21,42	2,97
роговая обманка	2,07	4,86	0,017	нет	0,63
агрегаты кварца и слюд	0,32	нет	0,04	нет	1,81
гематит	0,31	0,03	5,6	нет	0,31
слипшиеся агрегаты кварца, глины, слюды и пр.	1,26	нет	2,75	7,83	6,11
кварц ожелезненный	1,73	2,28	4,65	3,76	1,74
агрегаты слюды и глинистых минералов	нет	1,81	нет	нет	0,77
магнетит	нет	1,88	6,42	0,007	0,84
гиперстен	нет	5,7	0,003	нет	нет
роговая обманка хлоритизированная	нет	0,01	нет	нет	нет
хлорит	нет	0,33	нет	0,01	нет
гранат	нет	3,82	2,57	нет	0,11

В пробах 7873-Д, 7863-Д, 7870-Д, 7878-Д и 7880-Д преобладают такие минералы, как: кварц, цветные минералы в виде гиперстена и роговой обманки. Следом идут кварц ожелезненный, магнетит, агрегаты слюды и глинистых минералов и хлоритизированный



кварц, сростки кварца и магнетита. Редко встреченные в пробах минералы: турмалин, ильменит и эпидот. В пробах содержание полезного компонента (Au, Ag) низкое. В шламе, наоборот, очень высокое. 3337-Шлам (99,4 г/т), 4027-Шлам(20 г/т). Такое высокое содержание объясняется наличием сульфидов, таких, как арсенопирит и пирит. Все пробы также были отправлены на дополнительный анализ, который производился методом ICP-MS. Результат анализа представлен в таблице №3.

Таблица №3

Результат анализа тонкой фракции (10^{-4} г/т), произведенный методом ИСП-МС по донным пробам месторождения Воронцовское

Номер пробы	7863-Д	7873-Д	7878-Д	7870-Д	7880-Д
Pb	1,36	5,35	0,08	0,01	0,08
Mn	127	514	892	645	792
Fe	2780	4897	35373	32214	49362
As	1,74	1,47	3,3	9,8	4,4
Ni	3,97	4,75	50,6	142	45,7
Cu	3,86	40	29	31	36
Ag	0,002	0,032	0,26	6,7	0,28
Au	<0,002	<0,002	0,18	0,24	0,16

По результатам ICP-MS можно сделать вывод, что самая обедненная по содержанию химических элементов – проба 7863-Д. Самая насыщенная по содержанию химических элементов – проба 7880-Д. Больше всего полезного компонента находилось в мелком классе крупности. Полезный компонент (золото) не образует собственных минеральных форм, либо присутствует в виде мелких включений. Предполагаемым его носителем являются сульфиды.

Были сделаны аншлифы из коренных проб (по рудным интервалам), с целью обнаружения полезного компонента. Для уточнения локализации полезного компонента был выполнен **микрорентгеноспектральный анализ аншлифов (микрозонд)**. Выявлено два главных минерала: кварц-карбонатная масса с включениями халькопирита и арсенопирита, блеклая руда с включениями арсенопирита. По результатам микрозонда можно предположить, что золото в рассеянном состоянии приурочено к пириту и халькопириту в кореннике. Серебро, было встречено в свободном виде в рыхлых пробах. В коренных пробах содержится в виде включений в кварц-карбонатном матриксе.

Можно сказать: 1. Носителем золота являются пирит и халькопирит. В донных пробах оно имеет «первичную» природу и попадает в них из коренника в процессе его разрушения. 2. Не выявлено особой закономерности локализации полезного компонента (золота и серебра) по мере удаления от коренника. Можно говорить о том, что в



процессе разрушения коренного материала происходит аккумуляция полезного компонента в минералах и агрегатах – носителях. Предполагается дальнейшее изучение данного объекта.

Работа поддержана грантом РФФИ № 19-35-90115.

Литература

1. Килипко В.А., Криночкин Л.А. Комплект геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 по листу О-41 (Екатеринбург). Текст. Москва: ИМГРЭ, 2017. Книга 2.
2. Блоков В.И., Криночкин Л.А., Викентьев И.В. Региональные геохимические работы в районе Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал // Металлогения древних и современных океанов–2019. Миасс: ИМинУрО РАН, 2019.
3. Г. А. Петров, А. А. Жиганов, В. В. Стефановский, В. В. Шалагинов, Т. А. Петрова, Объяснительная записка.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с. Минприроды России, Роснедра



ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦ-КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ЖИЛ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Волков И. С. (ИГЕМ РАН, vanekvolkov@mail.ru)

Аннотация. Кварц-карбонатно-силикатные жилы были сформированы в результате наиболее позднего эпизода палеопротерозойского метаморфизма, захватившего породы Беломорского подвижного пояса северной Карелии. Они прорывают дайки базитов и пласты амфиболитов и экстрагируют из них кремнезем, основания и некоторые рудные металлы.

Ключевые слова: Кварц-карбонатно-силикатные жилы, Беломорский подвижный пояс, хлорит, десиликация, дебазификация, амфиболитизация, карбонатизация, хлоритизация.

Кварц-карбонатно-силикатные жилы имеют широкое распространение на островах и побережье Кандалакшского залива северной Карелии (рис. 1). Жилы встречаются среди метаморфизованных пород основного состава Беломорского подвижного пояса, реже среди амфиболитов. Количество жил огромно. Мощность их варьируется от первых сантиметров до первых метров. Форма тел разнообразна. Встречаются жилы правильной линейно вытянутой формы, иногда с коленчатыми изгибами и апофизами, пламевидные, брекчиевидные и линзовидные в плане.

Пространственной закономерности в ориентировке жил не обнаружено. Жилы преимущественно заполняют поперечные трещины отдельности в дайках базитов и практически никогда не выходят за пределы даек. В единичных случаях жилы имеют контакты с гнейсами.



Рисунок 1. Карта распределения кварц-карбонатно-силикатных жил. В. И. Лебедев 1950 г. с дополнениями [2].



Главными жильными минералами являются плагиоклаз, кварц и карбонат (анкерит, доломит или кальцит). Помимо них присутствуют турмалин, хлорит, биотит, ильменит, сфен, эпидот, скаполит, апатит, рутил, фуксит, скопления пирита, халькопирита и пирротина. Также, вероятно, с жилами связана молибденитовая минерализация на острове Виченная Луда в Чупинской губе [3].

Возраст жил примерно 1.814 млрд. лет (U-Pb) (рис. 2), что соответствует самому позднему ретроградному этапу метаморфизма в Беломорье. С данным этапом связано образование безгранатовых амфиболитов вдоль трещин и ослабленных зон на контактах пород с разными реологическими свойствами. В амфиболитах, сформированных в экзоконтактовой области кварц-карбонатно-силикатных жил, где в ряде случаев наблюдаются характерные S-образные подвороты линейности, указывающие на синхронность формирования жил и амфиболитов (рис. 3) [1].

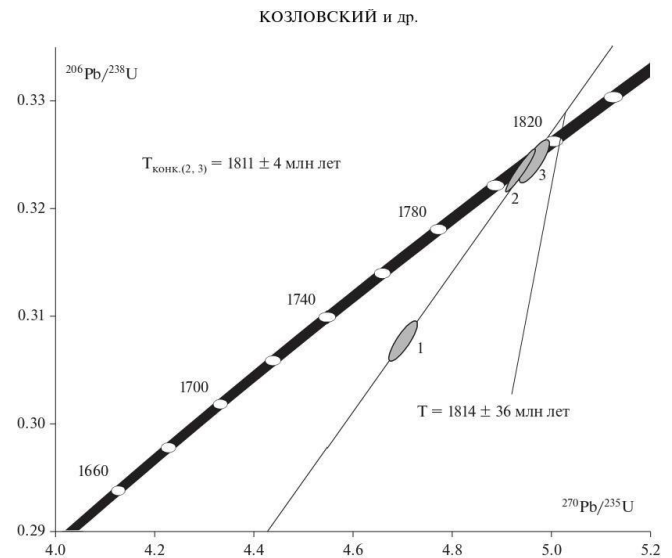


Рисунок 2. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для рутилов из кварц-карбонатно-силикатных жил Красной губы [1].



Рисунок 3. Кварц-карбонатно-силикатная жила на острове Кедровый в Красной губе. 1 – Метагаббро; 2 – амфиболитизация согласная с жилой; 3 – Кварц-карбонатно-силикатная жила.



Также жилы сопровождаются экзоконтактовыми зонами альбитизации, хлоритизации и карбонатизации. В таблицах 1 и 2 приведены результаты химического анализа не измененных пород основного состава и их измененных околожильных разновидностей. Из данных видно, что содержание SiO_2 , Fe_2O_3 и MgO и Cu в измененных породах ниже относительно протолита. Также в шлифах наблюдаются псевдоморфозы карбонатного минерала по гранату и пироксену. Это говорит о выносе оснований и кремнезёма (десиликация и дебазификация) и переотложении их в виде жильных минералов. Вероятно, что часть экстрагированного кремнезёма расходуется на альбитизацию плагиоклаза, а железо и магний на хлоритизацию и амфиболитизацию вмещающих пород.

Более явно процесс выноса компонентов и их переотложения проявляется в химических особенностях хлорита, т.к. он полностью наследует особенности химического состава вмещающих пород. Еще в 50х годах прошлого века Лебедевым В. И. была установлена связь химического состава хлорита жил с составом окружающих пород. Было показано, что, что соотношение $\text{FeO}:\text{MgO}$ в хлорите из жил и во вмещающих эту жилу базитах примерно равны. Это соответствие объясняется тем, что хлорит является главным концентратом железа и магния в кварц-карбонатно-силикатных жилах. Выделяются две группы жил: первая группа с соотношением $\text{FeO}:\text{MgO}$ равным 1:3 и вторая группа с – 1:1. Так же первая группа жил отличается возможным наличием скаполита, а вторая – сфеном [2].

Опираясь на существенное изменение состава околожильных метасоматитов по сравнению с базитовым протолитом, можно сделать вывод о том, что кварц-карбонатно-силикатные жилы могли служить локальными зонами растворения, переотложения и концентрации рудных компонентов, находящихся в протолите в рассеянном виде. В ряде жил отмечены повышенные концентрации молибдена и меди, редко – серебра.

Таблица 1. Химический состав лерцолит-габброноритов и их приконтактовых разновидностей.

	Лерцолит-габбронорит		Лерцолит-габбронорит		
	не измененный Gr+Cpx+Am+Pl	метасоматит Cal+Pl	не измененный Gr+Cpx+Am+Pl	метасоматит 1 Gr+Am+Pl	метасоматит 2 Gr+Am+Pl
SiO_2	49,70	26,13	49,95	48,47	46,73
TiO_2	0,53	0,51	0,38	0,44	0,50
Al_2O_3	10,54	12,19	11,81	11,44	11,05
Fe_2O_3	11,16	6,43	10,06	10,70	13,10



MgO	16,85	8,44	15,58	15,27	13,77
MnO	0,177	0,411	0,161	0,183	0,220
CaO	7,52	21,90	8,23	8,09	10,29
K ₂ O	0,62	0,03	0,42	1,27	0,54
Na ₂ O	1,96	2,63	1,93	1,97	1,92
Cu, ppm	69	10	51	29	13

Таблица 2. Химический состав гранатового метагаббро и его приконтактовых разновидностях.

	Гранатовое метагаббро		
	не измененное Gr+Cpx+Am+Pl	Метасоматит 1 Am+Pl+Cal+Chl	Метасоматит 2 Am+Pl+Cal+Chl
SiO ₂	48,47	45,92	46,02
TiO ₂	1,17	0,98	1,79
Al ₂ O ₃	13,25	11,91	19,04
Fe ₂ O ₃	15,07	11,48	7,78
MgO	6,81	7,81	4,08
MnO	0,256	0,217	0,131
CaO	11,13	8,31	6,97
K ₂ O	0,19	0,13	0,35
Na ₂ O	2,81	1,99	6,45
Cu, ppm	199	57	<10

Литература.

1. Козловский В. М., Травин В. В., Саватенко В. М., Тереньтеева Л. Б., Сальникова Е. Б., Курдюков Е. Б. «Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, северная Карелия»// Петрология, 2020, том 28, № 2, с. 184 – 209.
2. Лебедев В. И. «К минералогии кварцево-карбонатных жил северной Карелии»// Известия Карело-финского филиала Академии Наук СССР, № 1, 1950, с. 3 – 36.
3. Смирнова В. С., Солодка Р. И. «ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР масштаба 1:200000. Серия Карельская лист Q-36XVI. Объяснительная записка»// Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр Москва 1960.



ВЛИЯНИЕ УДЕЛЬНОЙ НАГРУЗКИ ПРИ ШЛИФОВАНИЕ ХРУПКИХ МАТЕРИАЛОВ НА ПРИМЕРЕ КВАРЦА

Давыдов С. С. (НИТУ МИСус, bestston@yandex.ru),
Ахметшин Э.А. (РХТУ им. Менделеева, 4966945@mail.ru),
Вайнштейн М. (РХТУ им. Менделеева, 4966945@mail.ru)*

Аннотация: В процессе шлифования участвует ряд факторов, влияющий на скорость и качество обработки материалов, одним из важнейших из которых является удельная нагрузка на шлифуемую заготовку. Было показано, что при увеличении нагрузки 8,5 раз скорость шлифования на алмазном инструменте с абразивом 125/100 увеличивается в 5 раз; и в 9 раз при использовании абразива 40/28 с тем же увеличением удельной нагрузки. При этом в первом случае зависимость будет не линейная, а во втором линейная. Учет фактора удельной нагрузки при шлифовании позволяет оптимизировать классические схемы огранки ювелирных камней и сократить время изготовления на 12%, с использованием того же инструмента и оборудования.

Ключевые слова: шлифование, удельная нагрузка, оптимизация огранки, хрупкие материалы, кварц.

Шлифование является основной и неотъемлемой операцией при обработке различных материалов. Существует ряд факторов, влияющих на скорость шлифования: размеры зерен и материал абразива, тип связующего в алмазном инструменте, скорость движения шлифующих элементов, СОЖ и другие. Одним из важнейших факторов является удельная нагрузка на шлифуемую заготовку. Для исследования влияния нагрузки в процессе шлифования проведена серия экспериментов.

В качестве экспериментального материала был выбран синтетический монокристаллический кварц, являющимся одним из самых востребованных материалов для ювелирной промышленности и микроэлектроники. Заготовки кварца представляли собой цилиндры с диаметрами 6, 8, 10, 12 и высотой 4 мм, ориентированные по Z сечению, чтобы нивелировать влияние на получаемые данные по скорости шлифования механической анизотропии. На инструмент оказывалась фиксированная нагрузка 1300 гр; шлифование производилось на планшайбах с металлической связкой М1 и алмазом АСМ 125/100 и 40/28 микрон, с использованием воды в качестве СОЖ. Шлифование каждого образца проводилось интервалами, кратными 10 секундам. Удельная нагрузка рассчитывалась в граммах на мм² по формуле уд. нагрузка = m/S



Расчётные данные приведены в таблице 1.

Таблица 1

Диаметр заготовки, мм	6	8	10	12
Удельная нагрузка, г/мм ²	46,0014	25,8758	16,5605	11,5004

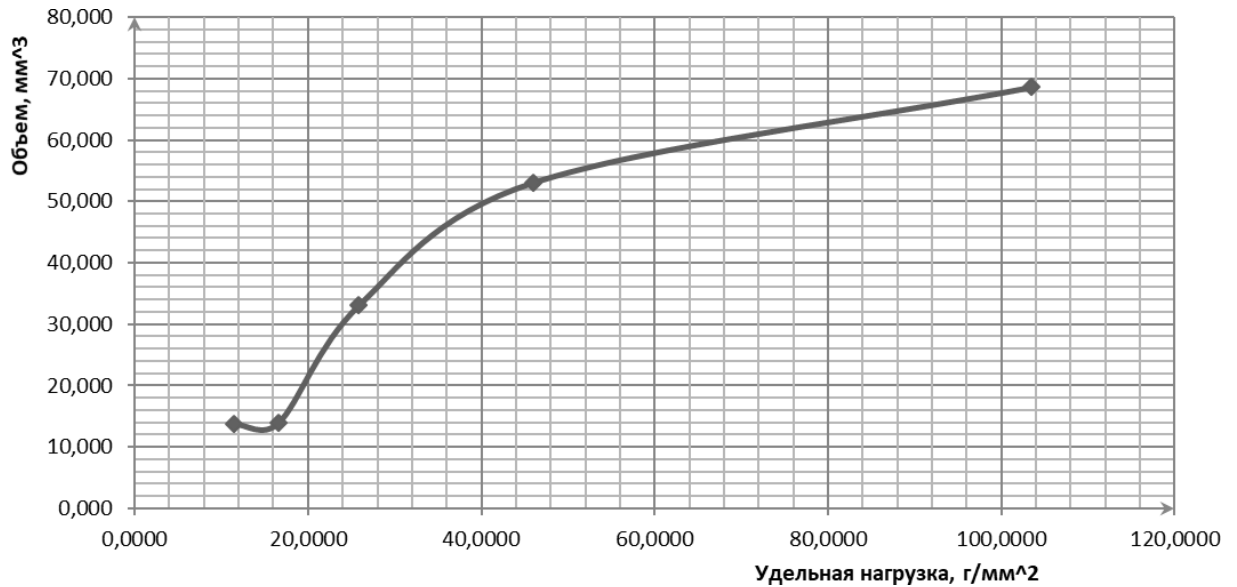


Рисунок 1. Зависимость сошлифованного объема от удельной нагрузки; 125/100Ме

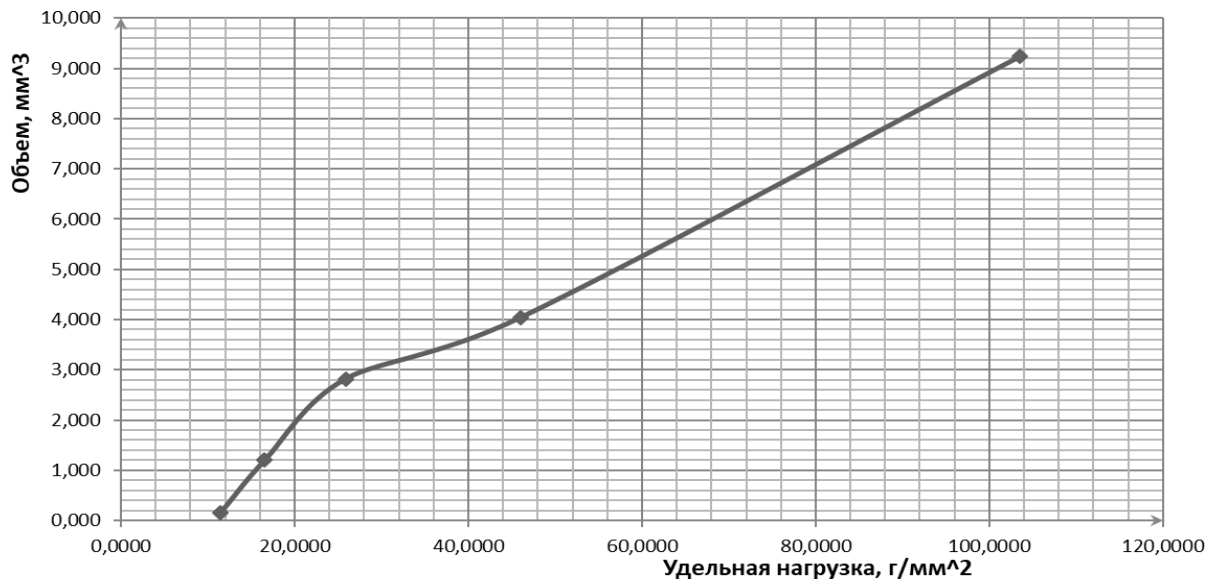


Рисунок 2. Зависимость сошлифованного объема от удельной нагрузки; 40/28 Ме

С увеличением удельной нагрузки увеличивается скорость сошлифовывания материала. Графически эта зависимость представлена на рисунках 1 и 2.

Столь существенная разница в скорости сошлифовывания материала объясняется тем, что с уменьшением фактической нагрузки качественно изменяется взаимодействие с абразивом. Для выявления возможных отличий обрабатываемой



поверхности экспериментальных заготовок, после шлифования, была проведена профилометрия. Результаты приведены в таблице 2.

Таблица 2.

Диаметр, мм	Удельная нагрузка, г/мм ²	40/28				125/100			
		Ra, мкм	Ra ср, мкм	Rz, мкм	Rz ср, мкм	Ra, мкм	Ra ср, мкм	Rz, мкм	Rz ср, мкм
6	46,0014	0,2705	0,2626	0,0557	0,0770	1,8861	1,8752	0,3118	0,3035
		0,2699		0,0593		2,2128		0,3126	
		0,2474		0,1159		1,5266		0,2860	
8	25,8758	0,2683	0,2800	0,0551	0,0576	1,4224	1,4936	0,2632	0,2932
		0,2828		0,0628		1,5881		0,3131	
		0,2890		0,0548		1,4702		0,3033	
10	16,5605	0,2478	0,2494	0,1227	0,1167	1,5528	1,3706	0,3013	0,2706
		0,2618		0,1155		1,2687		0,2704	
		0,2386		0,1120		1,2902		0,2400	
12	11,5004	0,2938	0,3299	0,0927	0,0914	1,4620	1,3531	0,3159	0,2848
		0,3406		0,0582		1,2442		0,2536	
		0,3554		0,1234					

Из полученных результатов видно, что с увеличением диаметра заготовки и, как следствие, уменьшением удельной нагрузки, уменьшается фактическая шероховатость поверхности. Эти зависимости имеют значение, в частности, при обработке ювелирных камней.

Самой распространенной огранкой является круглая с 57ю гранями, так называемая «Кр-57», которая состоит из 24 граней павильон и 33 граней короны. [1] Самый распространенный вариант выполнения данной огранки для всех самоцветов — это начало работы с основных граней. Такой порядок обработки не лишен некоторых недостатков, таких как высокие затраты времени на шлифовку и настройку на элементы огранки при переходе от этапа к этапу обработки, особенно при обработке крупных камней. Детально этот вопрос были рассмотрены в статье «Оптимизация последовательности обработки ювелирных камней по схеме Кр-57» [2].

Результаты экспериментов показали, что начало обработки с клиньев обеспечивает сокращение времени производства огранки до 12% по сравнению с классической схемой обработки, которая является наименее эффективной из предложенных схем для любого размера камня (схемы представлены на рис 3 и 4).

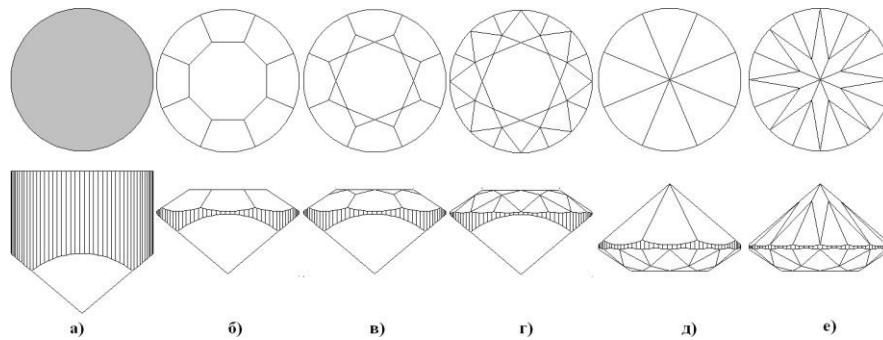


Рисунок 3. Последовательность обработки, начинающаяся с основных граней, где а) общий вид заготовки, б) шлифовка 8 граней короны, в) шлифовка не парных клиньев, г) шлифовка парных клиньев, д) шлифовка 8 граней павильона е) шлифовка парных клиньев павильона

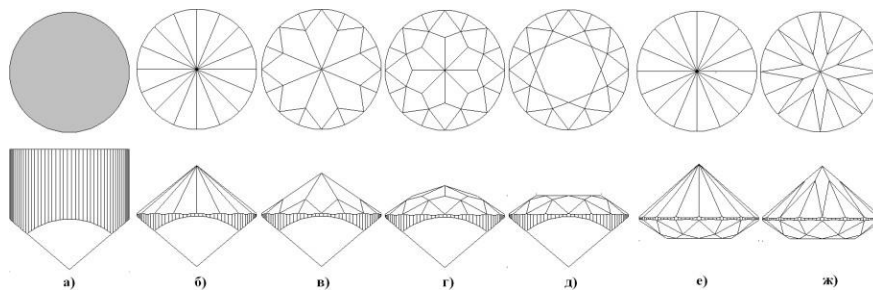


Рисунок 4. Последовательность обработки, начинающаяся с парных клиньев, где а) общий вид заготовки б) шлифовка 16 клиньев короны, в) шлифовка основных граней г) шлифовка не парных клиньев е) шлифовка парных клиньев павильона ж) шлифовка граней павильона

Причины сокращения времени производства заключаются в следующем: при обработке по классической схеме (рис 3) шлифование начинается с граней, имеющих самую большую площадь, что уменьшает удельную нагрузку на обрабатываемую поверхность и увеличивает время шлифования. При обработке по второй схеме (рис 4) всегда шлифуются грани со сравнительно меньшей площадью, что дает большую удельную нагрузку и уменьшает время шлифования.

Выводы:

1) В процессе шлифования монокристаллического кварца с использованием алмазного инструмента 125/100 при увеличении удельной нагрузки 8,5 раз скорость шлифования увеличивается в 5 раз; и в 9 раз при использовании планшайб 40/28 с тем же увеличением удельной нагрузки.

2) Для шлифования на планшайбах 125/100 зависимость скорости шлифования от удельной нагрузки не линейна, тогда как при использовании инструмента с алмазом 40/28 линейна.

3) Учет фактора влияния удельной нагрузки на заготовку в процессе шлифования можно использовать в оптимизации процессов огранения ювелирных камней, и в



отдельных случаях позволяет снизить затраты времени на огранку до 12% при прочих равных условиях.

Литература

1. Епифанов В. И., Песина А. Я. Технология обработки алмазов // «Высшая школа» 1987
2. Ахметшин Э.А., Давыдов С.С, Чередниченко А.Г. «Оптимизация последовательности обработки ювелирных камней по схеме Кр-57» Сборник материалов IX научной конференции // Издательство Томского ЦНТИ 2019



МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГРАНАТА

*Давыдов С. С. (НИТУ МИСус, bestston@yandex.ru),
Ершова М. А. (НИТУ МИСус, ershovamariia@gmail.com)*

Аннотация: В статье рассмотрены геммологические особенности гранатов видов малайя, альмандинов и демантоидов, позволяющие отличить их от ювелирных стёкол. Изучены теоретические аспекты магнитных свойств минералов группы граната. А также представлена таблица экспериментальных данных – магнитных свойств указанных видов граната.

Ключевые слова: геммология, имитации, гранаты, малайя, магнитные свойства.

Ювелирные гранаты являются одними из самых популярных ювелирных камней и могут имитироваться различными материалами, аналогичными по цвету, но имеющими другие физические характеристики и состав. Чаще всего такой имитацией оказывается ситалл и обычные ювелирные стекла, легко распознаваемые при помощи спектрометрии, но более простые методы не всегда помогают с их определением. Сложность определения связана с тем, что основные показатели граната могут совпадать с показателями стекла (см. таблицу 1) [1,2,3]

Таблица 1. Идентичные свойства гранатов и ювелирных стекол

Свойство	Гранаты	Ювелирные стекла
Плотность, г/см ³	3,56-4,18	2,4-7,5
Показатель преломления	1,72-1,94	1,47-1,8
Оптический характер	Изотропный, часто аномальный	Аномальный

Для диагностики могут быть использованы магнитные свойства ювелирных камней. В настоящее время этот метод исследования применяется крайне редко, но он имеет ряд преимуществ, состоящих в том, что затраты времени на проведение исследования не превышают нескольких минут и он не требует сложных или дорогостоящих приспособлений, или инструментов. Данным методом может быть выявлена имитация не только обычных гранатов, но и образцов со сменой цвета: александритовых гранатов и малайя.



Андерсоном были получены данные по магнитным свойствам большинства гранатов, но для малайи они в настоящее время не описаны. Данные свойства вызывают такие элементы как железо и марганец, содержащиеся в следующих видах граната: альмандины $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, спессартины $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и андрадиты $\text{Ca}_3\text{Fe}_3[\text{SiO}_4]_3$. Малайя - разновидность пиропы и спессартина, формула - $(\text{MgFeMnCa})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$.

Авторами проведена серия экспериментов для изучения магнитных свойств гранатов. Использовались электронные весы марки «Uniweigh», с точностью взвешивания 0,01 гр, неодимовые магниты с диаметром 7 мм и высотой 1 мм, с силой сцепления 330 гр, пластиковая подставка с высотой 10 см для исключения взаимодействия магнита и платформы весов, подвижный кронштейн для крепления магнита. Минимальное расстояние между исследуемым камнем и магнитом составляло 0,5 мм. Для определения магнитной восприимчивости минерала использовалась формула:

$$\frac{\text{Потеря веса камня от действия магнитности}}{\sqrt{\text{Вес камня}}} \times 100 \quad (1)$$

Единицы измерения данной величины являются единицы измерения веса – караты или миллиграммы [1]. Используя формулу 1, была найдена магнитная восприимчивость различных гранатов, данные представлены в таблице 2. На рисунках 1 и 2 некоторые из исследуемых образцов.

Таблица 2. Магнитная восприимчивость гранатов

Разновидность граната и номер образца	Вес камня, караты	Вес при воздействии магнитом, караты	Разница между весом до и после воздействия магнитом, караты	Магнитная восприимчивость
Малайя №1	2,5	0,9	1,6	101,1929
Малайя №2	1,4	0,25	1,15	97,19274
Малайя №3	1,9	0,45	1,45	105,1941
Малайя №4	1,15	0,15	1	93,25048
Средний показатель				99,20754
Александритовый №1	8,6	3,8	4,8	163,6786
Александритовый №2	2,3	0,95	1,35	89,01636
Средний показатель				126,3475



Рисунок 1. Гранат с александритовым эффектом, образец №1

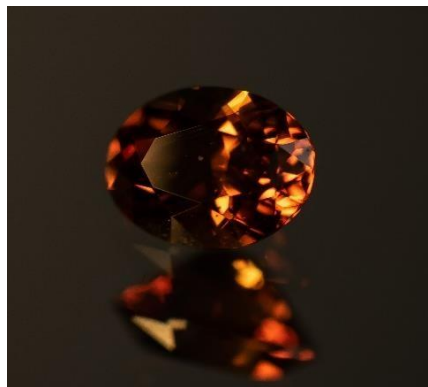


Рисунок 2. Гранат малайя, образец №2

Проведенные эксперименты доказали наличие магнитной восприимчивости у граната разновидностей малайя и граната с александритовым эффектом, что отличает их от возможных имитаций, обладающих аналогичными этим гранатам оптическими характеристиками, но не обладающих магнитными свойствами.

Литература

1. Андерсон Б. Определение драгоценных камней // Мир камня. 1996. 456 стр
2. Шуман В. Драгоценные и полудрагоценные камни // ЗАО БММ. 2006. 312 стр
3. Рид. П. Геммология// АСТ. 2003. 366стр



**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
(ЛЕНИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РУДНЫЙ АЛТАЙ, РЕСПУБЛИКА
КАЗАХСТАН)**

Казенова Ф. С. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, 634050, Томск, Проспект Ленина, 36 feride.kazenova@mail.ru)

Аннотация: В работе дана характеристика пород Успенского участка, расположенного на территории Глубоковского района Восточно-Казахстанской области. В настоящее время наблюдается истощение действующих рудников Лениногорского района. В ближайшей перспективе – ввод в эксплуатацию крупного Ново-Лениногорского месторождения, на фланге которого известна его мелкая Успенская залежь. В связи с этим возникает необходимость поиска новых объектов подобного типа в данном регионе. Проведено петрографическое изучение околорудноизмененных пород Успенской залежи. Определена принадлежность метасоматических образований к пропилитам и березитам.

Ключевые слова: метасоматиты, полиметаллическое месторождение, Рудный Алтай.

Успенская залежь Ново-Лениногорского месторождения тяготеет к области сочленения пологопадающих структур Лениногорского рудного поля и Успено-Карелинской зоны смятия и локализована в крутопадающих структурах последней, отделяясь от залежей Лениногорского рудного поля кулисной системой разломов взбросо-сдвигового характера. В геологическом строении района участвуют средне-девонские образования лениногорской, крюковской, ильинской и сокольной свит, прорванные кислыми, средними и основными субвулканическими телами и дайками основного и среднего состава [1].

Породы Успенской залежи гидротермально изменены и содержат сульфидную вкрапленность. Метасоматиты представлены кварц-серицитовыми и хлорит-эпидотовыми образованиями. В большинстве случаев метасоматиты унаследовали структуры первичных изверженных, вулканических и вулканогенно-обломочных пород. В зависимости от структур и состава субстрата можно выделить следующие типы пород:



- 1) Измененные диориты и андезиты хлорит-эпидотового и серицит-хлорит-эпидотового состава. Породы имеют зеленовато-серый цвет, тонкозернистую структуру и массивную текстуру. В наименее измененных породах можно наблюдать реликты вкрапленников клинопироксена, частично или полностью замещенные хлоритом. В зависимости от состава субстрата, в измененных породах может изменяться процентное соотношение хлорита, серицита и эпидота. Среди вторичных минералов также наблюдается магнетит в количестве 5-7 %.
- 2) Измененные риолит-порфиры. Для минералогического состава типично присутствие значительного количества кварца в сочетании с серицитом. Породы с тонкокристаллической основной массой, состоящей из одинаковых по величине, мелких сферолитов кварца и небольшого количества КПШ. Ассоциация, установленная в шлифах данного типа пород, может быть результатом низкотемпературного метаморфизма, поствулканических изменений типа низкотемпературных фаций вторичных кварцитов и березитизации.
- 3) Измененные вулканогенно-обломочные породы. Они представлены туфами среднего, кислого и смешанного состава. Структура пород кристаллолитокластическая, от алевритовой до псефитовой; текстура массивная. Среди метасоматических изменений наблюдаются окварцевание, серицитизация, хлоритизация и эпидотизация.

Почти во всех породах наблюдается редкая вкрапленность пирита, который нередко оказывается лимонитизированным, благодаря чему они приобретают бурые окраски. Для диагностики и типизации пород использовались учебные пособия [2, 3].

Таким образом, на изучаемой территории выделено два типа метасоматитов: пропилиты и березиты. Дальнейшие исследования направлены на изучение химического состава метасоматитов и установление гидротермально-метасоматической зональности участка.

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Издание первое. Серия Алтайская. Лист М-44-ХVIII (Лениногорск). Объяснительная записка / Составители: Г.Ф. Яковлев [и др.], редактор: В.П. Нехорошев. – М.:



«Молодые - Наукам о Земле»

Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. – 115 с.

2. Систематика и классификация магматических пород: Учебное пособие / Кузоватов Н.И. [и др.]. – Томск: Томский государственный университет, 2012. – 97 с.
3. Уткин Ю. В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы) / Ю. В. Уткин. – Томск: ЦНТИ, 2002. – 148 с.



**ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ НА О.
ЛАНСАРОТЕ, КАНАРСКИЕ ОСТРОВА**

*Канимбье Л.С. (МГРИ, ludmilacanhimbue@mail.ru),
Ерофеева К.Г. (МГРИ, ИГЕМ РАН, xenin.erofeeva@ya.ru),
Межеловская С.В. (МГРИ, mezhelsofya@gmail.com)*

Аннотация

В докладе обсуждаются вопросы, посвященные петрологической реконструкции условий формирования пикробазальтовых расплавов, содержащих ксенолиты мантийных пород.

Ключевые слова Пикробазальты, ксенолиты, Канарские острова

Канарский архипелаг состоит из 7 островов (Фуэртевентура, Лансароте, Гран-Канария, Тенерифе, Ла Гомера, Ла Пальма и Эль Йерро) и ряда более мелких, представляющих собой эрозионные останцы. Тектонически острова расположены в непосредственной близости от границы северо-западного африканского континентального шельфа. При этом состав ксенолитов, обнаруженных на всех островах, предполагает наличие океанического типа коры под архипелагом, возраст которого оценивается около 60 млн лет. (Hansen et. al., 2005). Вышеперечисленные обстоятельства указывают на его формирование за счет расположенной внутри литосферной плиты мантийной тепловой аномалии, являющейся источником магм, питающих активные вулканы островов.

Лансароте является самым восточным островом (рис. 1). Его тектоническое положение представляет собой внутриплитную зону, расположенную на североафриканской плите, которая находится непосредственно на границе океан континент. (Hansen et. al., 2005).

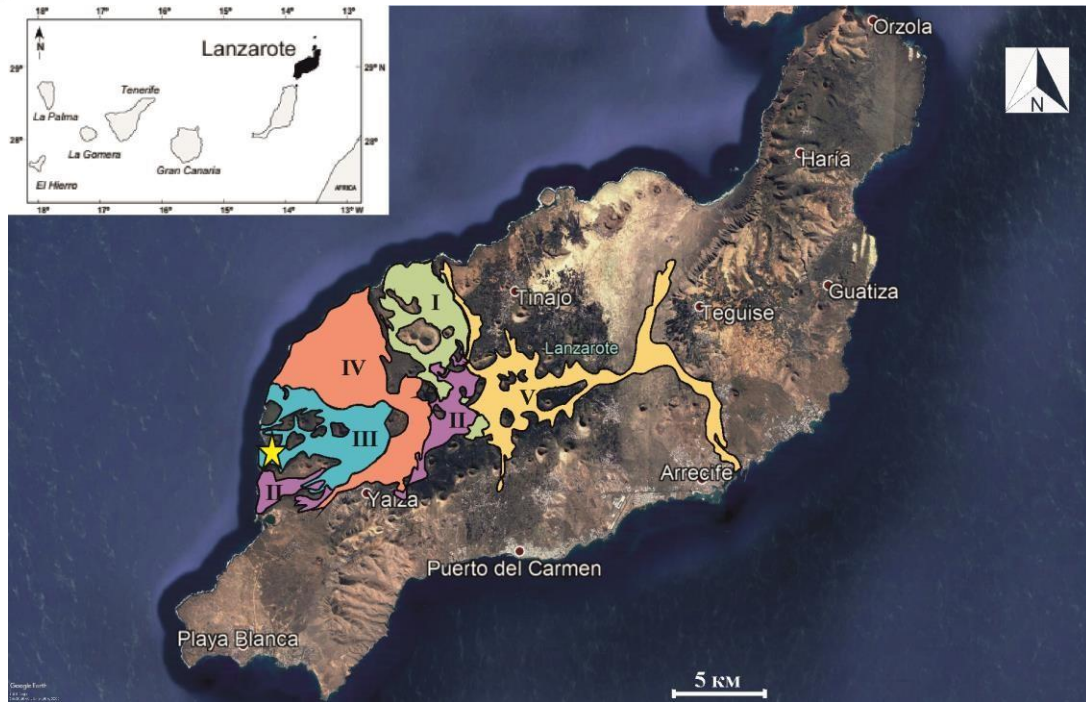


Рисунок 1. Распространение 5 фаз извержения на о. Лансароте по (Carracedo et al., 1992). Римскими цифрами обозначены фазы извержений; звездочка - место отбора образцов.

Остров вытянут в северо-восточном направлении и параллелен континентальной окраине Африки. Он поднимается примерно на 2500 м от морского дна, а большая часть вулканической постройки является затопленной. На самом деле, он соединен в его подводной части с островом Фуэртевентура, на что указывает однотипный характер вулканизма и идентичный, одновозрастный состав осадочных пород, а мощность толщи воды между островами не превышает 40 метров. (Banda et. al. 1981.).

Основание острова было сформировано во время олигоцена над океаническими отложениями с возрастом примерно 65-55 млн. лет, сложен материалом подводных субаэральных вулканических извержений и плутоническими породами.

Современные вулканы сгруппированы в центральной приразломной зоне, где в 1730-1736 и 1824 годах происходили обильные извержения, что дало Лансароте статус «активного» вулканического острова.

Извержение 1730-1736 гг. подразделяется на 5 фаз (рис. 1). Состав магмы в течение начальной фазы постепенно изменялся от меланефелинитов через базаниты к щелочным базальтам. В остальных 4 фазах извержения магма эволюционировала от щелочных базальтов до оливиновых толеитов.

Объектом исследования являлись пикробазальты, отнесенные (Carracedo et al., 1992) к третьей фазе вулканического извержения (июль 1731 – январь 1732 гг.). Исследуемые образцы были отобраны из молодых, хорошо сохранившихся лавовых



потоков на юго-западе острова вблизи деревни Эль Гольфо. В обнажениях наблюдались протяженные практически черные потоки, в кровле которых зачастую сохранялись структуры зон закалки с пайхоэхоз и многочисленные лавобрекчии, что свидетельствовало о субаэральном вулканизме на данном этапе. Повсеместно вдоль побережья наблюдались различные по размеру ксенолиты мантийных пород, из которых и были отобраны образцы для исследования. В непосредственной близости расположены мощные пирокластические потоки, сложенные туфами с многочисленными вулканическими бомбами и лапилли. Данные образования указывают на гидромагматический характер извержений, следовательно, излияния происходили в непосредственной близости к побережью, возможно в условиях морской абразионной платформы, а магма активно взаимодействовала с морской водой, что также подтверждается формированием мощных потоков подушечных лав неподалеку.

Пикробазальты представляют собой темно-серые породы с миндалекаменной, пористой текстурой и содержат крупные (4-5 см) ксенолиты перидотитов. Порфириовидная структура пикробазальтов сформирована вкрапленниками оливина (30-35 об. %), погруженными в мелкозернистую оливин-пироксен-плаггиоклазовую основную массу породы (рис. 2а).

Вкрапленники оливина (Ол-В) формируют крупные (0.3-0.5 мм) резорбированные зерна угловатой и неправильной формы. Центральные части зерен характеризуются высокими магнизиальностью, обрастают узкой (менее 0.005 мм) каймой менее магнизиального состава.

В основной массе пикробазальта оливин формирует мелкие (до 0.05 мм) изометричные зерна. Пироксен образует призматические зерна размером до 0.05 мм по удлинению и представлен преимущественно диопсидом ($Wo_{51-54}En_{34-40}Fs_{9-11}$). В виде включений в пироксене присутствует магнетит. Плаггиоклаз заполняет интерстиции и представлен лабрадором (An_{62-69}).

Ксенолиты в пикробазальтах представлены преимущественно пироксенитами, реже гарцбургитами. Гарцбургитовые ксенолиты сложены крупными (3-4 мм) зернами оливина (60 об. %) и ортопироксена (40 об. %) (рис. 2б). Оливин иногда содержит включения хромистой шпинели. Ортопироксен представлен энстатитом и имеет состав $Wo_1En_{87-88}Fs_{11}$.

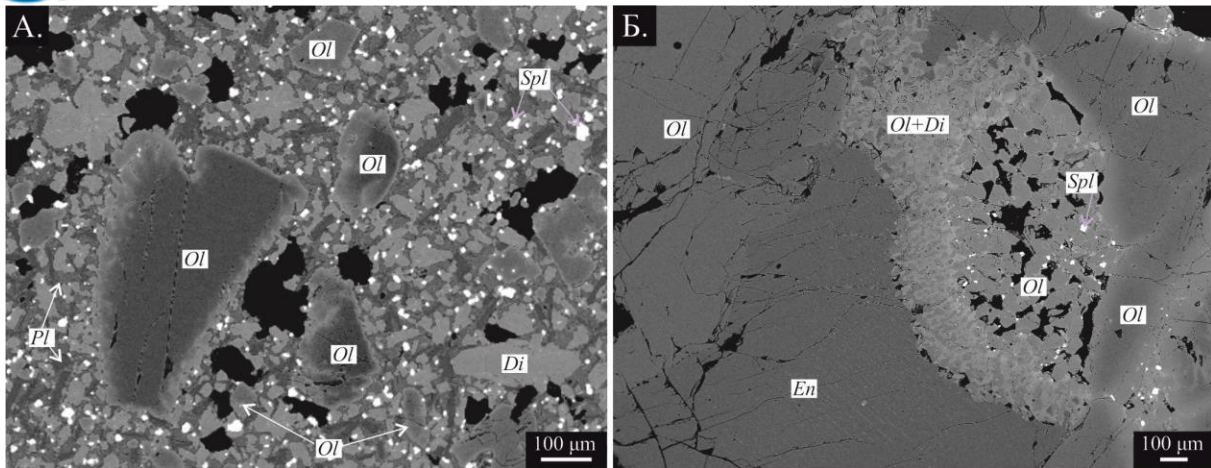


Рисунок 2. Микрофотографии пикробазальта (а) и содержащегося в нем ксенолита гарцбургита (б). (а) – Порфировидная структура пикробазальта сформирована крупными вкрапленниками оливина. Основная масса габбровой структуры состоит из гипидиоморфных зерен оливина и клинопироксена; интерстиции заполнены плагиоклазом. (б) – Оливин и ортопироксен формируют крупные зерна. На контакте с вмещающим пикробазальтом наблюдается диопсидизация. Обозначения минералов согласно (Whitney, Evans, 2010). Снимки сделаны в режиме обратно-отраженных электронов.

Установлено, что крупные вкрапленники оливина (Ол-В) в пикробазальтах по геохимическому составу аналогичны оливину ксенолитов гарцбургитов и, вероятно, являются продуктами дезинтеграции ксенолитов после их захвата на глубинных уровнях. В базальтовом расплаве Ол-В обрастал менее магнезиальной каймой, схожей по составу с мелкими гипидиоморфными зернами оливина из основной массы пикробазальтов. Позже в расплаве происходила кристаллизация высоко-Са пироксена и плагиоклаза. Температура кристаллизации расплава, оцененная с использованием клинопироксенового геотермометра (Putirka, 2008) составляла около 1100°C.

Литература

1. Alex Hansen Machin and Francisco Perez Torrado. The island and its territory: volcanism in Lanzarote. // Sixth international conference on geomorphology. Zaragoza. 2005 P. 41.
2. Banda, E., Dañobeitia, J. J. Suriñach, E. and Ansorge, J.: Features of crustal structure under the Canary Islands, Earth Planet. // Sci. Lett. 1981. 55, 11–24.
3. Carracedo J.C., Rodriguez Badiola E.R., Soler V. The 1730-1736 eruption of Lanzarote: an unusually long, high magnitude fissural basaltic eruption in the recent volcanism of the Canary Islands // J. Volcanol. Geoth. 1992. Res. 53, 239-250.



4. Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61-120.
5. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. № 1. P. 185–187.



**СФАЛЕРИТ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ДАРАСУН, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

Кочетова К.Н. (МГУ им. Ломоносова, co4etova.c@yandex.ru)*

Аннотация

Сфалерит – распространённый индикаторный рудный минерал (Ramdohr, 1980; Чвилёва и др., 1985 и др.). Рассмотрим особенности сфалерита крупного полиформационного месторождения золота Дарасун, размещённого в сводовом поднятии в мезозоидах Монголо-Охотского складчатого пояса (Фогельман, 1962). Месторождение позднеюрского возраста сопряжено с малыми интрузивами, дайками и телами взрывных брекчий орогенного латит-монцонитового комплекса (Krivitskaya et al., 2009). Данное золото-сульфидно-кварцевое месторождение – эталон вулканогенно-плутоногенной березит-лиственитовой формации (Спиридонов и др., 2008).

Ключевые слова: Рудные тела, формации, месторождения золота Дарасун

Рудные тела – жилы и штокверки Дарасуна сложены минеральными агрегатами трёх формаций. 1. Дозолоторудная высоко-среднетемпературная кварц-турмалиновая формация, образованная при участии кипящих растворов – рассолов. Для турмалина характерна резкая зональность и изменчивость состава по соотношениям Fe^{2+} - Fe^{3+} , Fe – Mg , Fe^{3+} - Al , Na - Ca . 2. Средне-низкотемпературная золото-сульфидно-кварцевая березит-лиственитовая формация, образованная из малосолёных водно-углекислых растворов. Формацию слагают минеральные ассоциации раннего кварца, ранних сульфидов (пирит, арсенопирит, пирротин), карбонат-полисульфидной (сидерит, анкерит, халькопирит, сфалерит, галенит, блёклые руды ряда теннантит – тетраэдрит, бурнонит), продуктивной (сложные сульфиды и теллуриды висмута, самородное золото). Для многих минералов – пирита, арсенопирита, карбонатов, блёклых руд – характерна резкая зональность, что свидетельствует об изменчивом режиме формирования золоторудных минеральных ассоциаций. 3. Послезолоторудная низкотемпературная джаспероидная мышьяково-сурьмяная формация с сульфосолями $Pb-Sb$, $Pb-As-Sb$, антимонитом, кальцитом и марганец-содержащими карбонатами (Зенков, 1946; Филимонова, 1964; Сахарова, 1972; Тимофеевский, 1972; Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорина, 1996; Спиридонов и др., 2012; Кривицкая и др., 2019).

Сфалерит кварц-турмалиновой формации макроскопически чёрного и тёмно-коричневого цвета. Содержит массу телец распада халькопирита, изредка пластинки



пирротина. Содержит до 16 масс. % Fe и до 300 г/т In, беден Cd. Всё это особенности сфалерита, образованного при повышенной температуре.

Сфалерит золото-сульфидно-кварцевой формации макроскопически коричневого цвета, слагает агрегаты с поперечником до первых см, отдельные гнёзда и полосы в зональных карбонат-кварц-сульфидных жилах, вкрапленность в скоплениях арсенопирита, галенита, анкерита. Не имеет ярко выраженной зональности. Содержит мельчайшие тельца распада халькопирита. Типичный состав этого сфалерита, масс. %, ан. 1 и 2: Zn 57.32 и 57.60, Fe 9.19 и 7.52, Cd 0.31 и 0.34, S 33.60 и 33.79, As 0.25 и 0.25, сумма 100.60 и 99.50 %, что отвечает формулам $Zn_{0.836-0.849}Fe_{0.157-0.130}Cd_{0.003-0.004}S_{0.999-1.015}As_{0.003}$. Такие особенности характерны для среднетемпературного сфалерита

Сфалерит послезолоторудной мышьяково-сурьмяной формации макроскопически светло коричневого цвета, маложелезистый, представлен двумя морфологическим типами. Первый – слагает гнёзда с поперечником до 15 мм, в целом слабоокрашенный – маложелезистый, но отдельные зоны окрашены более интенсивно (рис. 1, слева). Другой – не зональный, светлоокрашенный образует мелкие тетраэдрические кристаллы (рис. 1, справа). Химический состав данного сфалерита приведен в таблице. По всем параметрам, включая несколько повышенные содержания кадмия и наличие примеси селена, маложелезистый сфалерит послезолоторудной сурьсяной минерализации – низкотемпературное образование.

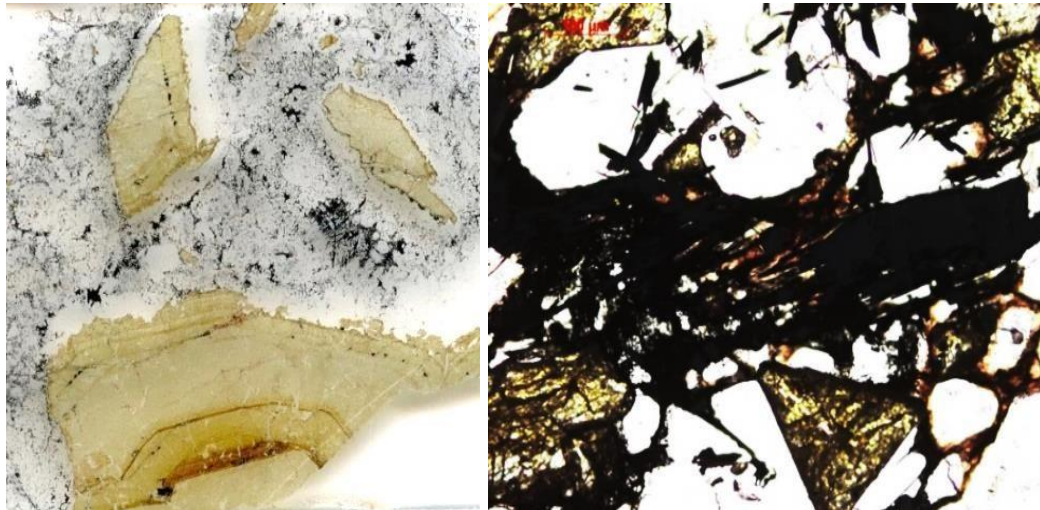


Рисунок 1. Фрагменты жил сурьмяной минерализации. Слева – агрегаты зонального маложелезистого сфалерита в матрице рисовидного кварца и игольчатого джемсонита, поле 24x24 мм. Справа – агрегаты кварца, тетраэдров маложелезистого сфалерита и игольчатого джемсонита. В проходящем свете при 1 никеле.



Химический состав сфалерита послезолоторудной мышьяково-сурьмяной формации

Компоненты, масс. %					Формульные единицы				
№№	3	4	5	6	№№	3	4	5	6
Zn	64.90	64.96	65.81	64.62	Zn	0.956	0.971	0.964	0.962
Fe	1.59	1.81	0.55	1.62	Fe	0.028	0.032	0.010	0.028
Cd	0.43	0.31	0.41	0.35	Cd	0.004	0.003	0.004	0.005
S	33.09	32.59	33.45	32.98	S	1.003	0.993	1.015	1.001
Se	нпо	нпо	0.16	0.16	Se	-	-	0.002	0.002
As	нпо	нпо	0.20	0.26	As	-	-	0.003	0.003
сумма	100.02	99.67	99.57	99.99	Сумма	2	2	2	2

Итак, в ходе формирования магматогенного полиформационного месторождения золота Дарасун произошла однонаправленная, но скачкообразная эволюция сфалерита.

Литература:

1. Зенков Д.А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении. В кн.: Рудничная геология. М.: Госгеолтехиздат. 1946. С. 112-134.
2. Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М., Кочетова К.Н. Особенности послезолоторудной As-Sb минерализации Восточного участка Дарасунского вулканогенно-плутоногенного месторождения, Восточное Забайкалье // Ломоносовские чтения-2019. <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>
3. Ляхов Ю.В. Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений. 1975. № 2. С. 28-36.
4. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-
5. магматической системы (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 50-61.
6. Сахарова М.С. Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука. 1972. С. 213-222.
7. Спиридонов Э.М., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Назьмова Г.Н., Ряховская С.К., Филимонов С.В. Минеральные ассоциации гидротермальных плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота. В кн.: Золото северного обрамления Пацифика. Магадан: 2008. С. 155-158.
8. Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Городецкая М.Д. Дозолоторудная кварц-турмалиновая формация Дарасунского месторождения, Восточное Забайкалье // Минералогия во всём пространстве сего слова. СПб. 2012. С. 246-248.
9. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. Тр. ЦНИГРИ, Вып. 98, 1972. с. 295



10. Филимонова А.А. Описание Дарасунского месторождения. В кн.: Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра. 1964. С. 419-437.
11. Фогельман Н.А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского золотоносного района // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 41. С. 64-86.
12. Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отражённом свете. М.: Недра. 1988. 505 с.
13. Krivitskaja N.N., Spiridonov E.M., Bryzgalov I.A., Golubev V.N. Ore-magmatic system of Darasun (East Transbaikalia) – etalon deposit of hydrothermal gold-sulfide-quartz volcanogenic-plutonogenic formation // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk: SB RAS. 2009. P. 175-178.
14. Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Toronto: Pergamon Press. 1980. 2 vol. 1205 p.



**КЛИНОПИРОКСЕНЫ ДУБРАВИНСКОГО МАССИВА КУРСКОЙ
МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

Паневин В.В. (ВГУ, г. Воронеж),

научные руководители: проф. Савко К.А., доцент Абрамов В.В.

Аннотация

Дубравинский комплекс щелочных ультрамафитов, карбонатитов и сиенитов относится к специфическим магматическим массивам, которых в мире насчитывается около 400 и характеризуется сложной минералогией. Этот генетический тип пород имеет важное промышленное значение и является источником ниобия, фосфора, железа, тантала, редких земель, тория и урана.

Ключевые слова: Дубравинский массив, амфиболиты, пироксены

Геологическая обстановка.

В упрощенном виде Дубравинский массив представляет собой вытянутое дугообразно изогнутое интрузивное тело, крутопадающее (75-80°) с общим юго-восточным склонением (рис. 1). По геолого-геофизическим данным массив приурочен к пересекающимся тектоническим нарушениям субширотного и субмеридиоанального направлений, а более мелкие, преимущественно северо-восточного направления, разрывные нарушения усложняют строение массива. Вмещающими образованиями являются гнейсы, мигматиты по породам михайловской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма и различные по составу гнейсы и амфиболиты обоянской серии. Общая протяжённость Дубравинского массива около 7 км при максимальной ширине (в плане) 600м. [1]

Петрография.

Пироксены Дубравинского массива изучались из образцов керна опорной скважины №5402 (рис. 2). Скважина располагается в центральной части Дубравинского массива и вскрывает его на интервале от 315 м до 697 м. На глубине от 315 м до 365,4 м скважина пересекает апатит-эгириновые метасоматиты, от 365,4 м до забоя следует чередование карбонатитов и гранитоидов различного минерального состава, которое нарушается толщей существенно доломитовых эгириновых пироксенитов с ильменитом на интервале 507,3 м до 534,6 м.

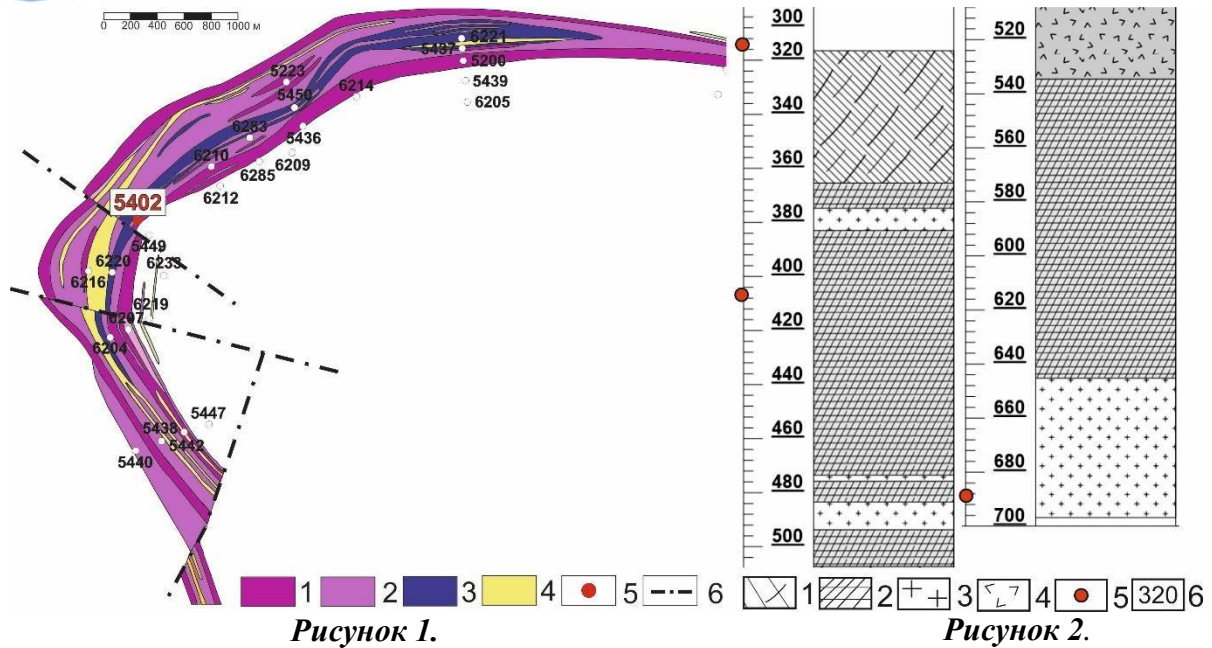


Рисунок 1.

Схематическая геологическая карта
Дубравинского массива (по данным К.А. Савко)

Рисунок 2.

Петрографическая колонка скважины
№5402

1 – сиениты, 2 – щелочные пироксениты, 3 – карбонатиты, 4 – вмещающие гнейсы, мигматиты, амфиболиты, 5 – положение скважин в профилях, 6 – зоны разломов

1 – метасоматиты, 2 – карбонатиты, 3 – гранитоиды; 4 – пироксениты, 5 – интервалы отбора проб, 6 – глубины в метрах

Минералогия клинопироксенов.

Натрийсодержащие клинопироксены являются порообразующими минералами пироксенитов и систематически встречаются в породах другого минерального состава в виде единичных зёрен и линзовидных скоплений. Макроскопически пироксениты тёмно-зелёные, текстура массивная, плотная, структура средне-крупнокристаллическая. Зерна карбонатов слагают стяжения до первых сантиметров с включениями биотита. Микроскопически структуры пироксенитов чаще всего крупнозернистые, реже коррозионные, которые обуславливаются последующим развитием кристаллов кальцита, доломита и апатита. Также были выявлены такие акцессорные минералы как микроклин, сфен и рудные минералы как магнетит, ильменит и пирротин. Цвет зерен клинопироксенов изменяется от светло-зелёного с голубым оттенком до тёмно-зелёного, со слабым плеохроизмом. Замечены зёрна с хорошо проявленной спайностью в одном и двух направлениях, простым двойникованием, интерференционной окраской второго порядка и отрицательным удлинением, так как по длинной оси зерна проходит ось pr , а по короткой ng . Этим клинопироксены отличаются от щелочных амфиболов. Углы погасания варьируют от 6° до 30° , что связано с изоморфизмом натрия и кальция.



По химическому составу клинопироксены представляют собой эгирин-диопсиды, реже чистый диопсид (табл. 1). По оптическим свойствам они близки друг другу и отличаются углами погасания: эгирин-диопсиды от 0° до 23°, диопсиды от 23° до 30°. [2] На диаграмме представлены результаты интерпретации данных микронзондового анализа (рис. 3). Пример кристаллохимической формулы эгирин-диопсида: $\text{Na}_{0,33} (\text{Ca}_{0,18}\text{Mg}_{0,92}\text{Fe}_{0,44})_{1,54} (\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01})_{0,03} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ диопсида: $\text{Na}_{0,05} (\text{Ca}_{0,87}\text{Mg}_{0,79}\text{Fe}_{0,22})_{1,89} [\text{Si}_2\text{O}_6]$ (рис. 4).

Таблица 1.
Химический состав и кристаллохимические формулы клинопироксенов

	Di	Eg-Di	Eg-Di	Eg-Di	Eg-Di	Eg-Di
SiO ₂	53,2	57,43	55,45	59,46	52,9	54,46
TiO ₂	0,5	0,77	0,78	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0,32	0,48	0	0,44	0,6
Fe ₂ O ₃	6,83	11,6	11,4	5,41	24,8	21,12
MnO	0	0	0,27	0	0	0
MgO	13,74	17,76	16,3	20,02	8,58	6,73
CaO	21,09	4,84	4,1	5,13	1,57	13,49
Na ₂ O	0,64	4,83	5,11	4,7	5,69	5,69
K ₂ O	0	4,19	4,11	4,09	0,48	0
Сумма	96	101,74	98	98,81	94,46	102,09

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	2,05	2,01	2,01	2,09	2,11	2,01
Ti	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03
Fe ^{III}	0,00	0,44	0,46	0,32	0,22	0,36
Fe ^{II}	0,22	0,00	0,00	0,00	0,61	0,29
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,79	0,92	0,88	1,05	0,51	0,37
Ca	0,87	0,18	0,16	0,19	0,07	0,53
Na	0,05	0,33	0,36	0,32	0,44	0,41
K	0,00	0,19	0,19	0,18	0,02	0,00

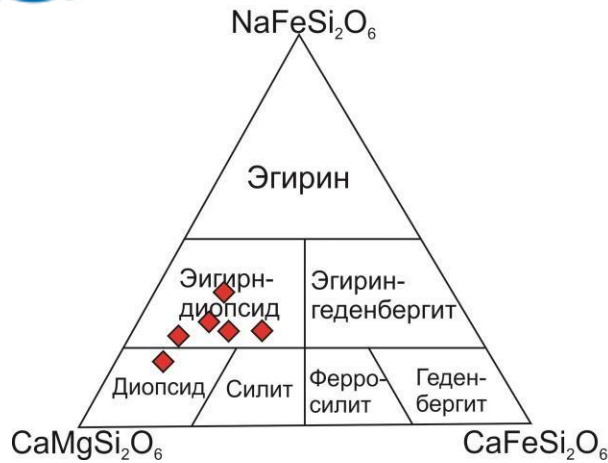


Рисунок 3. Диаграмма химического состава клинопироксенов

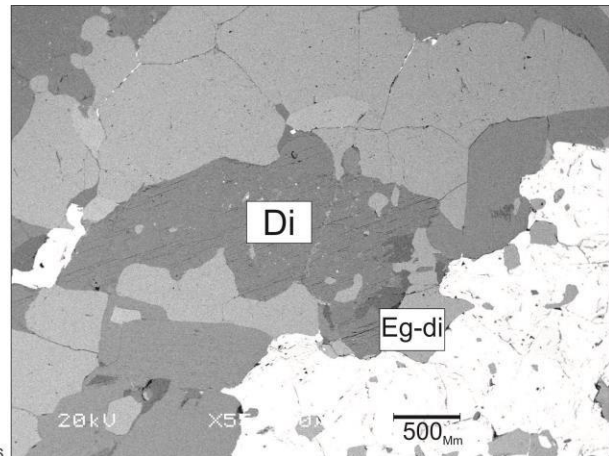


Рисунок 4. Фотография диопсида и эгирин-диопсида

Вывод.

- 1) В результате изучения центральной части Дубравинского массива установлены следующие породы: метасоматиты, карбонатиты, гранитоиды и пироксениты.
- 2) Натрийсодержащие клинопироксены являются породообразующими минералами пироксенитов. Кристаллооптически клинопироксены отличаются от амфиболов удлинением и относятся к эгирин-диопсидам, реже диопсидам. В эгирин-диопсидах наблюдается в среднем 0,37 ф.е. натрия и 0,23 ф.е. кальция, в то время как в диопсиде 0,05 ф.е. натрия и 0,87 ф.е. кальция.
- 3) Задачами для дальнейших исследований является уточнение и выяснение химического состава амфиболов, биотита, мусковита, апатита, микроклина и сфена и их точное наименование.

Литература

1. Бочаров В.Л., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. / Воронеж: Издательство МП «Петровский сквер», 1992. - 123 с.
2. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы / В. Н. Лодочников. – М.: Недра, 1973. – 247 с.



СИНТЕТИЧЕСКИЕ БЛАГОРОДНЫЕ ОПАЛЫ И ИМИТАЦИИ

Филиппов В.В. (Индивидуальный предприниматель, участник Opal Association Inc, VVFilipov@yandex.ru),

Ахметшин Э.А. (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский химико-технологический университет имени Д. И. Менделеева» организация, 4966945@mail.ru)

Аннотация

В качестве альтернативы природному благородному опалу на ювелирном рынке представлена большая группа материалов, объединенных термином «искусственный благородный опал». Однако существенные различия в вещественном и структурном составе природных и искусственных опалов не дают право называть синтезируемые материалы искусственными благородными опалами. Правильно использовать в зависимости от технологии получения термины «опалоподобные материалы» и «имитации природных благородных опалов».

Ключевые слова: искусственный опал, синтетический опал, природный благородный опал, имитация, опал Жильсона, опалы Куосера.

Опал – аморфный либо слабо раскристаллизованный материал, сложенный из глобул кремнезема. Природные благородные опалы характеризуется упорядоченным глобулярным внутренним строением, с размерами глобул от 140 до 600 нм. Именно упорядоченная глобулярная структура отвечает за оптический феномен, называемый в геммологической литературе опалесценцией, а размер глобулярных частиц отвечает за цвет опалесценции. В природном благородном опале в качестве цемента для глобул выступают различные минеральные фазы, это могут быть как глобулы SiO₂ меньших размеров (10-50 нм), так и карбонаты и прочие вещества. Наличие гигроскопической воды обуславливает характер записи химического состава опала SiO₂.nH₂O.

В настоящий момент, на известных месторождениях благородного опала кондиции добываемого сырья постоянно снижаются, а высококачественный материал стоимостью десятки тысяч долларов за карат, встречается все реже и реже. Именно это послужило развитию технологий синтеза опала с момента выявления глобулярной структуры природных благородных опалов в 1964 году. Успешные работы по производству синтетических опалов проводились, в том числе, в лаборатории француза Пьера Жильсона. Первые коммерческие образцы «искусственных опалов» появились



на рынке в 1975 году [4]. С тех пор технологии производства совершенствуются и изменяются, в настоящее время искусственные опалы производятся в Японии (Kusoga, Inamori), Китае, России, Германии, США и других странах.

Основные этапы получения искусственных опалов практически у всех производителей выглядят следующим образом: на первом этапе получают раствор монодисперсный суспензии сферических частиц (глобул) SiO_2 с размером 140-600 нм; В дальнейшем производят седиментацию глобул в упорядоченную структуру. Полученные осадки сушат и упрочняют различными методами с целью придания материалу необходимой прочности и твердости. Основным методом получения монодисперсных растворов для первого этапа синтеза опала является метод гидролиза ТЭОС (метод В. Штебера и др.), также существует метод гидролиза силиката натрия (метод А. Гаскина и П. Дарраха) и метод получения слабоагрегированных монодисперсных частиц кремнезема из смеси гелеобразующего агента и водного раствора силиката натрия (метод Е. Аскера и М. Виньяла)[3]. Осаждение (седиментацию) глобул кремнезема в упорядоченную структуру производят либо отстаиванием растворов (процесс медленный, но обеспечивает более совершенное качество получаемой структуры), либо их центрифугированием. Центрифугирование обеспечивает высокие скорости осаждения, но заметно худшее качество получаемой матрицы. Полученные опаловые матрицы упрочняются двумя основными методами: либо спеканием с введением дополнительного кремнезема до термообработки, либо импрегнированием полимерами и смолами. Так, например, в работах Денискиной был применен метод гидролиза ТЭОС и спекание[3]. Японские компании Kusoga и Inamori также получают седиментированный осадок ТЭОСом и импрегнируют пластмассами[4]. Полученный таким образом искусственный благородный опал характеризуется определенными признаками: либо структурами спекания[1], либо структурами заполнения порового пространства пластмассами и нехарактерными для природных благородных опалов соединениями, например щелочными металлами[2]. Одним из характерных визуальных признаков большинства опалоподобных материалов является рисунок регулярной структуры, именуемый в литературе «чешуя ящерицы», при этом в перпендикулярном направлении он выглядит состоящим из параллельных колонн. Эти и другие признаки существенно отличают полученные материалы от



природного благородного опала. Таким образом, так называемые «искусственные благородные» опалы верно будет называть «опалоподобные материалы».

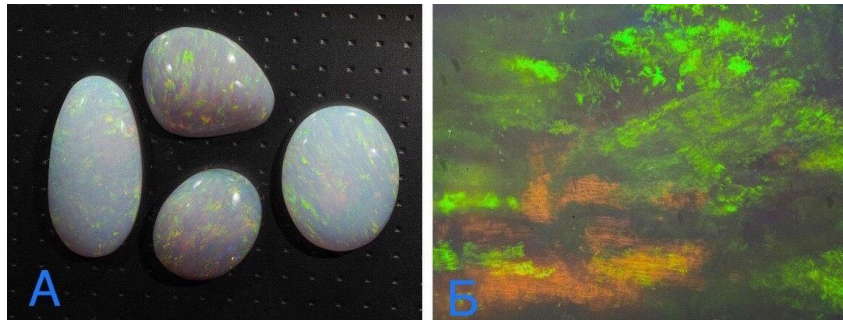


Рис. 2. Российские искусственные опалы (ТЭОС-спекание, частично инвертированные). А) Фото готовых кабошонов. Б) Микрофотография структуры опалоподобного материала, поле зрения 3х2 мм.

Кроме опалоподобных материалов, так называемых «искусственных опалов», производятся и поставляются на ювелирный рынок существенное количество различных имитаций природного благородного опала. По сути это различные пластмассы, стекла и другие материалы лишь имитирующие благородный опал и его признаки, в основном опалесценцию. В 1974 году Джон Слокум разработал материал, частично имитирующий эффект опалесценции. Он представляет собой Na-Ca-Mg-Si стекло, на ювелирном рынке в настоящее время, встречается довольно редко [8]. Среди имитаций из пластмасс, следует выделить три наиболее часто встречающиеся разновидности: пластмассовые «опалы» Куосера [5], имитации выпускаемые под брендом Aurora opals (Рис. 2), и имитации из пластика, называемые Opalite.

Обе разновидности Куосера и Aurora состоят из пластмассы, хотя и имеют в своем составе незначительное количество SiO_2 . В частности, материал Aurora opals состоит на 80-85% по массе из пластмассы и только на 15-20% из SiO_2 [5].

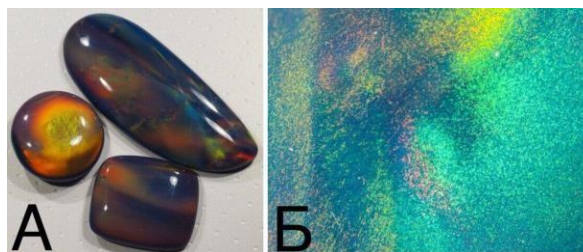


Рис. 2. А) Готовые кабошоны из материала Aurora Opals. Б) Фото небольшого участка материала с увеличением, поле зрения 3*2мм.



Кроме того, существует масса имитаций, не имеющих в своем составе SiO_2 . Имитация из пластика под торговым названием Opalite, получается путем седиментации полистироловых сфер размером 150-300 нм и последующим импрегнированием другими пластмассами [6].

Таблица. Опалоподобные материалы и имитации благородных опалов.

Тип материала	Коэффициент преломления	Плотность г/см ³
Опалоподобные материалы, в основном состоящие из SiO_2		
Опалы Жильсона[4]	1.466-1.470	2.22-2.27
Опалы Куосера[4]	1.461-1.464	2.20-2.24
Российские искусственные опалы(ТЭОС-спекание)[4]	1.440-1.483	1.77-1.86
Российские искусственные опалы(ТЭОС-спекание, частично инвертированные)[1] (Рис1)	1.44-1.45	До 2.22
Имитации благородных опалов из пластмасс и стекла		
Имитации из пластика Куосера[4]	1.459-1.470	1.83-1.90
Имитация из пластика Auroga opal[7]	1.49 - 1.50	1.3 - 1.4
Камень Слокума[4]	1.480-1.485	2.46-2.51

Таким образом, «искусственные благородные опалы» не являются полноценным аналогом природных благородных опалов, поэтому применять термин «искусственные» не верно. Вместо этого можно использовать термин «опалоподобный материал», который полноценней характеризует этот материал.



Отдельную группу синтетических материалов, имитирующих опал, но существенно различающихся и по вещественному составу и структуре от природных благородных опалов, правильно называть имитацией благородного опала.

Литература:

1. Самаров Э.Н., Мокрушин А.Д., Масалов В.М., Абросимова Г.Е., Емельченко Г.А. «Структурная модификация синтетических опалов в процессе их термообработки», Физика твердого тела , Год 2006, выпуск 7 , Статья стр. 1212
2. Patent WO2012039494A1 «Opal and method of production therefor»
3. Н.Д.Денискина, Д.В.Калинин, Л.К.Казанцева «Благородные опалы (природные и синтетические)». – Новосибирск: Наука, 1987
4. A. Smallwood «35 YEARS ON A NEW LOOK AT SYNTHETIC OPAL», Australian Gemmologist (2003) 21, стр 438-447
5. N. Renfro, J. E. Shingley, «New Plastic Imitation Opal from Kyocera», Gems & Gemology, Spring 2018, Vol. 54, No. 1
6. Nobuo Horiuchi, «New Synthetic Opal Made of Plastics», Journal of The Gemmological Society of Japan, 1978, Volume 5 Issue 2 Pages 61-65
7. Aurora opals, <https://www.aurora-opals.com/aurora-opal.html>
8. P. J. Dunn, «Observations on the Slocum Stone», Gems and Gemology, Gems & Gemology, 1977, Vol. 15, No. 9, p. 252



**АКЦЕССОРНЫЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИХ СПЛАВЫ ИЗ
ХРОМИТИТОВ ХАРЧЕРУЗСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Юричев А.Н. (Томский государственный университет, juratur@sibmail.com)

Аннотация. В массивных (густовкрапленных и сливных) хромититах Харчерузского ультрамафитового массива Полярного Урала диагностированы и охарактеризованы акцессорные самородные металлы (никель, железо, сурьма) и металлический твердый раствор системы Cu–Zn. Формирование рассмотренной минерализации связывается с процессом серпентинизации и преобразовании первичных силикатов и находящихся с ними в парагенезисе сульфидов и хромшпинелидов при восстановительных условиях среды минералообразования.

Ключевые слова: Полярный Урал, реститовые ультрамафиты, хромититы, самородные металлы.

Ультрамафитовые реститовые массивы преимущественно дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью с включением минералов ЭПГ, асбестоносностью и никеленосностью гипергенной природы (коры выветривания).

Из рудной минерализации, отмечаемой в реститовых ультрамафитах (собственно дунит-гарцбургитовый субстрат и хромититы, без учета зон гипергенеза), только минералогия шпинелидов и минералов ЭПГ являются в настоящее время наиболее хорошо изученными разделами, другие рудные минералы, в частности, самородные металлы – в литературе освещены значительно слабее.

Трудности в диагностике последних связаны с их крайне малыми размерами (до 10 мкм), а также с их очень незначительным содержанием в породах. С помощью рентгеноспектрального микроанализа выполнено изучение акцессорной минерализации самородных металлов и их сплавов в образцах массивных хромититов Харчерузского ультрамафитового массива, являющегося южным фрагментом Хадатинского



офиолитового пояса, замыкающего на севере офиолитовые комплексы Полярного Урала [3].

Харчерузский массив представляет собой пластинообразное тело субширотного простирания протяженностью ~18 км при максимальной ширине ~7 км. Он сложен преимущественно рестированными дунитами и их серпентинизированными разновидностями, среди которых иногда отмечаются реликтовые участки гарцбургитов и мелкие тела интенсивно метасоматически измененных габброидов. В экзоконтактных зонах габброидов устанавливаются верлиты и клинопироксениты, которые вероятно являются высокотемпературными реакционно-метасоматическими образованиями [5].

Среди дунитов выявлены линейные и линзообразные тела хромититов, имеющие преимущественно субширотное простирание. Мощность отдельных тел обычно менее 1 м, протяженность – до 10 м. Рудные тела нередко группируются в рудные субширотные зоны, в которых количество хромшпинелидов существенно возрастает и может значительно варьировать от 10 до 50–90 %, с образованием от убоговкрапленных до густовкрапленных и сплошных рудопроявлений [7].

При изучении вещественного состава хромшпинелидов и акцессорных сульфидов в густовкрапленных и сливных хромититах исследуемого массива, автором в зонах трещиноватости, ковернах хромитового цемента были диагностированы единичные мелкие (до 0,01 мм) проявления самородных металлов (никеля, железа, сурьмы) и твердого раствора системы Cu–Zn (рис. 1).

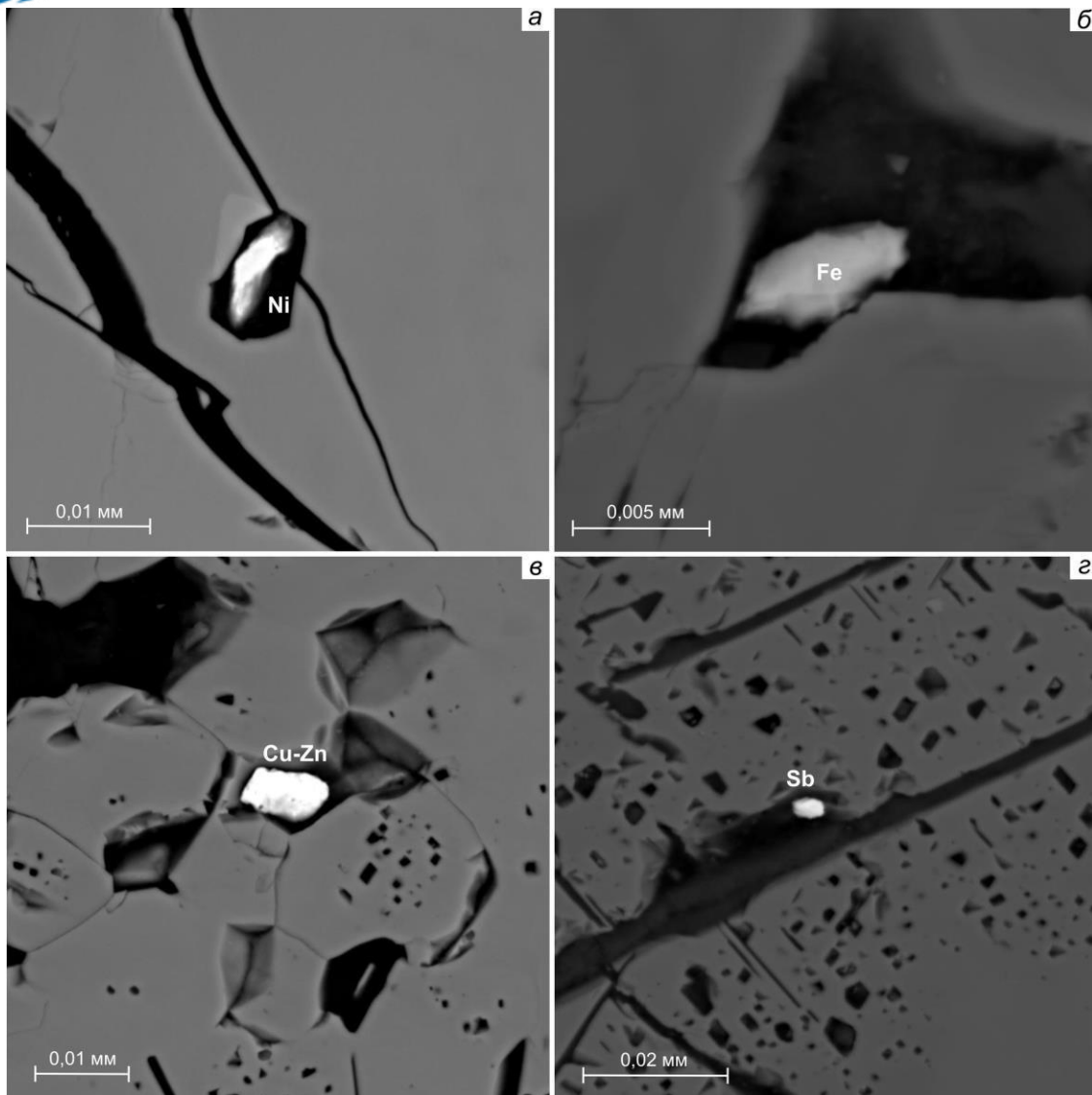


Рисунок 1. Минерализация самородных металлов и их сплавов в хромититах Харчерузского ультрамафитового массива (снимки в режиме BSE).

Самородный никель отмечен в виде одиночных округлых плоских выделений (чешуек), не превышающих в размере 10 мкм. В химическом составе металла постоянно обнаруживается изоморфная примесь Fe (до 0,7 %) и Co (до 0,7 %) (табл. 1).

Самородное (теллурическое) железо формирует изолированные сгустковидные, округлые или неправильные выделения размером до 6 мкм непосредственно в зернах хромшпинелидов либо в серпентиновом субстрате в интерстициях между ними. Более редкой является его ассоциация с вторичным магнетитом. В химическом составе самородного железа выявляется примесь Pt (до 4,1 %) (табл. 1), что ранее не диагностировалось в его химическом составе из других подформных хромитовых рудопроявлений Урала [4, 6].



Самородная сурьма отмечена в виде обособленных мелких (до 5 мкм) выделений с корродированными краями. Химический состав полностью «стерилен».

Металлический твердый раствор Cu–Zn наблюдается в виде округлых и неправильных сгустковатых выделений. Он характеризуется постоянным преобладанием в химическом составе Cu над Zn и «стерильностью» в отношении других примесных элементов (табл. 1). Интерес данная система, по мнению автора, может представлять при обнаружении минералов ЭПГ в связи с выявлением ранее в хромитовых рудах Кемпирсайского массива (Южный Урал) подобных по структуре соединений: Cu–Ir и Rh–Zn [1, 8].

Таблица 1. Химический состав самородных металлов и их сплавов в хромититах Харчерузского ультрамафитового массива, вес. %

Минерал	Образец	Ni	Co	Cu	Zn	Fe	Mn	Pt	Sb	Всего
Самородный никель	K-25-1-299	98,22	0,67	–	–	0,44	–	–	–	99,33
	K-25-1-300	97,36	0,75	–	–	0,73	–	–	–	98,84
Самородное железо	Xз 15/4-134	–	–	–	–	95,86	0,99	1,97	–	98,82
	Xз 15/4-135	–	–	–	–	94,47	0,88	4,13	–	99,48
Самородная сурьма	K-15-8-271	–	–	–	–	–	–	–	99,70	99,70
	K-15-8-272	–	–	–	–	–	–	–	98,79	98,79
	K-15-8-273	–	–	–	–	–	–	–	99,78	99,78
Твердый раствор Cu-Zn	Xз 15/1-281	–	–	53,67	45,94	–	–	–	–	99,61
	Xз 15/1-282	–	–	60,57	39,52	–	–	–	–	100,09
	Xз 15/1-283	–	–	54,44	46,01	–	–	–	–	100,45

Примечание. Анализы выполнены на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU» с энергодисперсионным INCA Energy 350 и волнодисперсионным INCA Wave 700 спектрометрами в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), оператор Е.В. Корбовяк. Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ (ток 5 нА, время набора 120 сек) и диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве эталонов сравнения применялись стандарты MAC (55 standard Universal Block Layout+F/Cup № 6835). Для исследования использованы образцы хромититов из коллекции профессора Томского государственного университета А.И. Чернышова.

Концентрирование рассмотренной минерализации, очевидно, связано с ее мобилизацией в процессе серпентинизации и преобразовании первичных силикатов, прежде всего оливина, а также находящихся с ними в парагенезисе сульфидов и хромшпинелидов при восстановительных условиях [2, 4, 6]. Образование металлов автор связывает с тенденцией Ni и подчиненного Fe высвободиться из кремнекислородных связей первичного оливина, а Cu и Zn – из связей сульфидов и хромшпинелидов соответственно. Очевидно, что наряду с восстановлением самородных металлов из первичных силикатов, сульфидов или хромшпинелидов, возможен привнос части элементов (Sb) самими серпентинизирующими растворами.



Литература

1. Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 44-74.
2. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
3. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Ред. Соболев В.С., Добрецов Н.Л. Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
4. Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1970. Ч. 99. Вып. 6. С. 745-748.
5. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62-77.
6. Юричев А.Н. Акцессорные самородные металлы и их оксиды из массивных хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 7. С. 84-92.
7. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Хромититы Харчерузского блока массива Сыум-Кеу: вещественный состав и генезис руд (Полярный Урал) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 8. С. 6-16.
8. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Минералы платиновой группы из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Мугоджары, Казахстан): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 2. С. 76-86.



ЛАНГБЕЙНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ФУМАРОЛАХ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА

Булах М.О. (Геологический факультет МГУ, aregon27@mail.ru),
Кошлякова Н.Н. (Геологический факультет МГУ)*

Аннотация: В среднетемпературных (180 – 450 °С) зонах fumarol Арсенатная и Ядовитая широко распространены Mg- и Ca-доминантные представители минералов группы лангбейнита, характеризующиеся широкими вариациями состава. Главные элементы-примеси представлены Na, Rb, Cu, Zn, Mn, Fe. Впервые обнаружен конечный кальциевый член ряда лангбейнит-кальциолангбейнит.

Ключевые слова: лангбейнит, кальциолангбейнит, fumarолы, вулкан Толбачик

К группе лангбейнита относятся двойные сульфаты кубической сингонии с общей формулой $A^{+2}M^{2+}_2(SO_4)_3$, где кристаллическую структуру составляет каркас из M-октаэдров и SO_4 -тетраэдров с крупными A-катионами в полостях. На сегодняшний день известно четыре минерала этой группы – лангбейнит $K_2Mg_2(SO_4)_3$, манганолангбейнит $K_2Mn_2(SO_4)_3$, кальциолангбейнит $K_2Ca_2(SO_4)_3$ и ефремовит $(NH_4)_2Mg_2(SO_4)_3$. Искусственным путем получен также широкий ряд изоструктурных соединений, в которых в позиции A преобладают Rb^+ , Cs^+ , Tl^+ , в позиции M - Co^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Fe^{2+} , а анионные группы представлены $(CrO_4)^{2-}$, $(SeO_4)^{2-}$, $(MoO_4)^{2-}$ (Mereiter, 1979). Относительно распространенным представителем этой группы является только лангбейнит, впервые описанный в 1981 г. на одном из соляных месторождений Германии и позднее обнаруженный как на других подобных объектах, так и в вулканических возгонах. Манганолангбейнит и кальциолангбейнит открыты в fumarолах: первый – на Везувии, второй – на Толбачике; в других обстановках они пока не известны. Находки ефремовита приурочены к горелым угольным терриконам. В научной литературе подробно рассмотрена лишь структура представителей этой группы; другие аспекты минералогии лангбейнита освещены весьма слабо. За время, прошедшее с публикации материалов о новом минерале – кальциолангбейните, - открытом в образцах возгонов из fumarолы Ядовитая (Толбачик) (Pekov et al., 2012), было накоплено большое количество данных об особенностях эксгаляционной лангбейнитовой минерализации вулкана Толбачик.

Современные fumarольные поля вулкана Толбачик сформировались по окончании Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 – 1976 гг. (далее –



БТТИ). В минералогическом отношении наибольший интерес представляют фумаролы Второго конуса Северного Прорыва БТТИ, где на ранних стадиях постэруптивного процесса под действием агрессивных газов образовались многочисленные полости, создавшие благоприятные условия для роста и сохранения кристаллов (Набоко, Главатских, 1983).

Лангбейнитовая минерализация изучалась на примере фумарол Арсенатная и Ядовитая, расположенных в пределах Главного фумарольного поля Второго конуса. Количественные данные по химическому составу минералов и изображения в отраженных электронах получены на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ с помощью сканирующего электронного микроскопа “Jeol” JSM-6480LV, снабженного энергодисперсионным спектрометром “Inca Energy-350”, при постоянном токе электронного зонда 7 ± 0.005 нА.

Из четырех минералов группы лангбейнита на Толбачике известны два – лангбейнит и кальциолангбейнит. Они развиты в верхних частях фумарол, где температура находится в пределах 180 – 450 °С (Реков et al., 2018). По минеральному составу эксгальционных корок условно можно выделить две лангбейнитсодержащие зоны (сверху вниз):

- 1) Сульфатная, где минералы группы лангбейнита ассоциируют с эвхлорином, вульфитом, хлоротионитом, федотовитом, долерофанитом, дравертитом, алюмоключевскитом, англезитом, ангидритом, арканитом, теноритом.
- 2) Полиминеральная, где развиты разнообразные арсенаты (йохиллерит, брадачекит, ламмерит, тилазит, урусовит и др.), а также As-содержащий санидин, сильвин, галит, афтиталит, гематит, фторфлогопит, тенорит; в качестве второстепенных встречаются медные сульфаты и другие минералы.

Лангбейнит и кальциолангбейнит часто встречаются совместно, образуя массивные бесцветные, сероватые, розоватые корки, а также кластеры из мелких (до 0.5 мм) кристаллов (рис. 1а). Последние имеют тетраэдрический габитус либо за счет комбинации граней положительного и отрицательного тетраэдров приобретают псевдооктаэдрический облик (рис. 1б). Кристаллы часто искажены, имеют грубые, кавернозные поверхности (рис. 1в), возможно, обязанные своим видом действию фумарольных газов. Часто на корках или грубых кристаллах кальциолангбейнита наблюдаются более мелкие хорошо образованные кристаллики магниезиального



лангбейнита (рис. 1г). Оба представителя группы широко развиты как в полиминеральных корках, так и в порах санидинового агрегата, замещающего базальт.

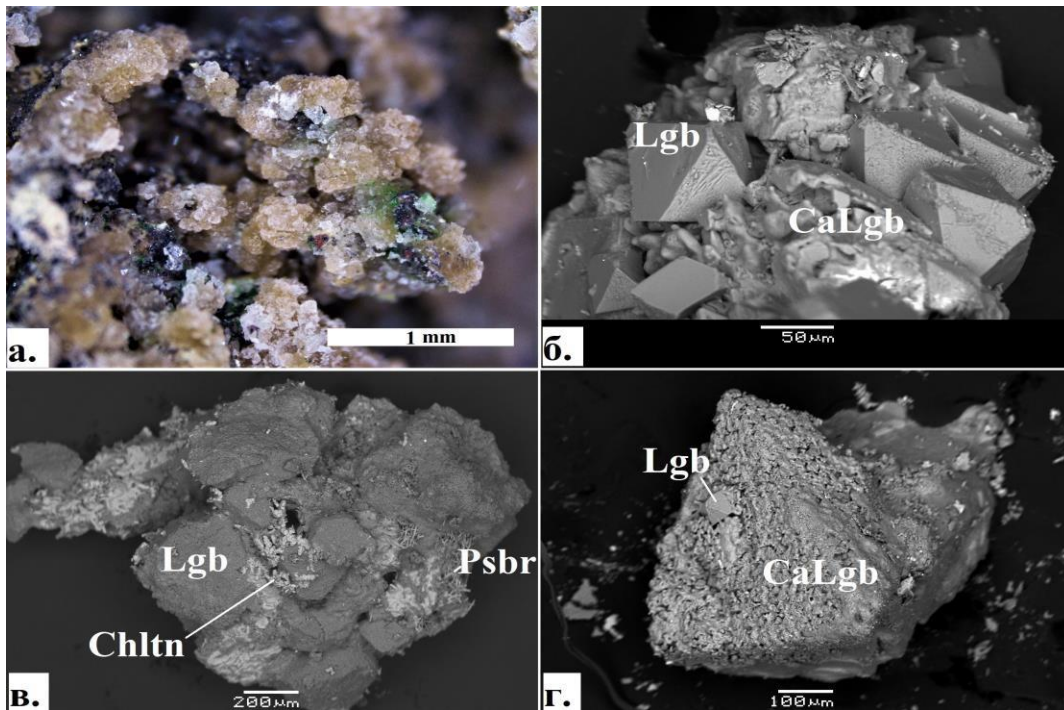


Рисунок 1. а) “Гроздь” кристаллов кальциолангбейнита; б) псевдооктаэдрические кристаллы лангбейнита (Lgb) на корке кальциолангбейнита (CaLgb); в) резорбированные кристаллы лангбейнита в ассоциации с хлоротионитом (Chltn) и псевдобрукитом (Psbr); г) лангбейнит на кристалле кальциолангбейнита.
б – г – фото в отраженных электронах.

Вариации состава лангбейнита и кальциолангбейнита из fumarol вулкана Толбачик отражены в таблице 1 и на диаграмме (рис. 2). Примечательно, что наконец был обнаружен конечный кальциевый член ряда лангбейнит-кальциолангбейнит (анализ AP46-1_11, табл. 1), существование которого в природе ранее лишь предполагалось (Pekov et al., 2012).

Таблица 1. Химический состав лангбейнита и кальциолангбейнита из fumarol

Оксид (мас.%)	L18_03	5716_01	L21_04	5774_05	AP72-10_03	AP72-10_11	5716_02	AP46-1_11
	Лангбейнит				Кальциолангбейнит			
Na ₂ O	0.24	0.29	0.34	2.69	0.79	0.88	0.40	0.55
K ₂ O	21.52	22.08	21.66	17.71	20.93	20.94	20.97	19.64
Rb ₂ O	0.23	0.28	0.29	0.97	0.49	0.40	0.33	
MgO	16.90	16.48	15.94	12.64	3.89	4.40	6.17	
CaO	2.53	2.56	3.44	0.26	18.85	17.10	16.29	26.93
MnO*		0.16	0.41	0.53		0.30		
CuO			0.79	1.95		0.41		
ZnO		0.57	0.40	9.33		0.73		



Al ₂ O ₃				1.03				
Fe ₂ O ₃ *	0.66			0.25				
SO ₃	56.35	56.93	56.72	53.14	55.08	54.40	54.19	52.57
Total	98.43	99.35	99.99	100.51	100.03	99.56	98.56	99.70
Формула в расчете на 12 атомов O								
^A K	1.94	1.98	1.94	1.65	1.95	1.97	1.98	1.88
^A Na	0.03			0.38	0.01	0.03	0.01	0.08
^A Rb	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	
^A Ca				0.02				0.16
∑ ^A	1.98	1.99	1.95	2.10	1.98	2.02	2.01	2.12
^M Na		0.04	0.05		0.10	0.09	0.03	
^M Mg	1.78	1.73	1.61	1.38	0.42	0.48	0.68	
^M Ca	0.19	0.19	0.26		1.48	1.35	1.29	2.00
^M Mn		0.01	0.02	0.03		0.02		
^M Cu			0.04	0.11		0.02		
^M Zn		0.03	0.02	0.50		0.04		
^M Al				0.09				
^M Fe ³⁺	0.03			0.01				
∑ ^M	2.00	2.00	2.00	2.12	2.00	2.00	2.00	2.00
S	2.99	3.01	2.99	2.92	3.02	3.01	3.00	2.95
∑ ^{Me}	3.98	3.99	3.95	4.22	3.98	4.02	4.01	4.12

Примечание*. Валентность Fe и Mn принимается на основании данных о состоянии этих элементов в других минералах, образующихся в аналогичной обстановке.

Калий частично замещается Na и Rb. Наибольшая отмеченная концентрация Rb₂O составляет 1.3 мас. % (0.06 а.ф.). Содержание Na₂O иногда достигает 3 мас. %, но не исключено, что столь высокое значение связано с тонкой примесью афтиталита. Предполагается также, что в крупнокатионную позицию частично может входить Ca.

В октаэдрической позиции, помимо Mg и Ca (и отчасти Na), находится Mn²⁺, халькофильные элементы – Cu²⁺ и Zn²⁺, - а также (редко) Fe³⁺ и Al³⁺. Количество MnO невелико и лишь в отдельных случаях достигает 0.6 мас. %, (0.04 а.ф. Mn). Концентрация CuO и ZnO в сумме, как правило, не превышает 2.5 мас. %. Однако в нескольких образцах почти безкальциевого лангбейнита из fumaroly Ядовитая фиксировалась примесь ZnO до 9.3 мас. % и CuO до 5.2 мас. %. Наибольшее суммарное содержание Cu и Zn составило 0.61 а.ф. (анализ 5774_05, табл. 1). При значительных концентрациях халькофильных элементов возрастает количество Na и Al. Для этих разностей эмпирический расчет формул неизменно дает завышенную сумму катионов, поэтому, пока не проведены рентгеноструктурные исследования, делать выводы о принадлежности данной фазы к группе лангбейнита можно лишь условно.

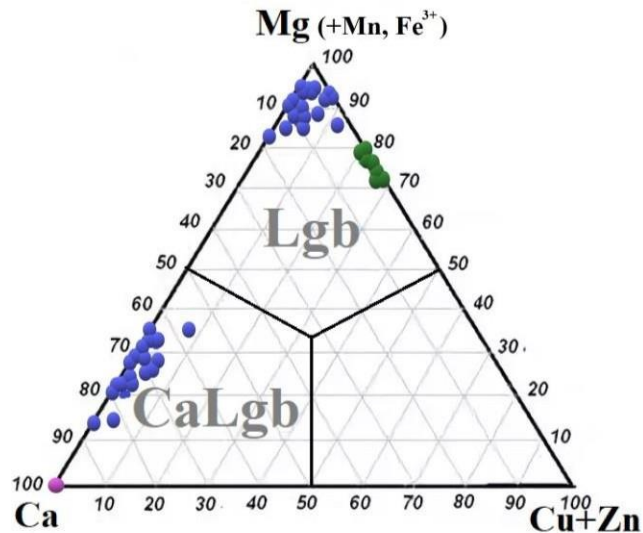


Рисунок 2. Соотношения катионов в октаэдрической позиции в лангбейните (Lgb) и кальциолангбейните (CaLgb) из fumarol Арсенатная и Ядовитая.

Набор элементов-примесей одинаков для Ca- и Mg-доминантных представителей группы. Нередки также разности, где концентрация примесей находится ниже порога обнаружения электронного микросонда. Непостоянство состава обусловлено изменчивостью газового режима в процессе эксгаляционного минералообразования. Не исключена возможность образования лангбейнита как продукта сульфатного газового метасоматоза.

Литература

1. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 165 с.
2. Mereiter K. Refinement of the crystal structure of langbeinite, $K_2Mg_2(SO_4)_3$ // Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte, 1979. P. 182-188.
3. Pekov I. V., Zelenski M.E., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Pushcharovsky D.Yu. Calciolangbeinite $K_2Ca_2(SO_4)_3$, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine, 2012. V. 76(3). P. 673-682.
4. Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // European Journal of Mineralogy, 2018. V. 30. P. 305–322.



КРЕМНИСТЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В НЕФТЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКАХ ПАШИЙСКОГО ГОРИЗОНТА РОМАШКИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Гараева А.Н. * (Казанский федеральный университет, anastya-solnce@mail.ru),
Королёв А.Э. (Казанский федеральный университет, АЕKorolev@kpfu.ru)*

Аннотация

Проведена литолого-минералогическая детализация нефтеносных кварцевых песчаных коллекторов пашийского горизонта. В результате этого установлено широкое развитие в них процессов кремнистого метасоматоза. Окремнению подвергаются иллит-хлоритовые агрегаты цемента песчаников, находящиеся в терригенных породах глинистые слои, а также пластинки обломочного мусковита. Процесс кремнистого метасоматоза выражается в замещении исходных глинистых минералов агрегатами волокнистого халцедона.

Ключевые слова: кварцевый песчаник, коллектор, нефть, кремнистый метасоматоз, волокнистый халцедон.

Кварцевые песчаники пашийского горизонта франского яруса верхнего девона являются одними из основных нефтеносных коллекторов Ромашкинского месторождения нефти [1]. Несмотря на длительный период эксплуатации, из них до сих пор в промышленных объемах извлекаются углеводороды. В настоящее время для добычи целиков нефти из пашийского горизонта широко применяются технологии гидроразрывов пласта [2]. Однако, для их успешного применения необходимы более детальные знания о разрабатываемых нефтеносных пластах. С целью доизучения пород коллекторов пласта Д₁ Ромашкинского месторождения было проведено исследование литолого-минералогических особенностей пашийских отложений.

Объектами исследования являлись скважины с Миннибаевской площади, расположенной в контуре Ромашкинского месторождения на юго-западной части Южно-Татарского свода. Основными методами исследования служили оптико-микроскопический и рентгенографический анализы.

Анализ кернового материала показал, что в пределах терригенного комплекса пашийского горизонта породами коллекторами являются мелкозернистые кварцевые песчаники, породами покрышками – аргиллиты и плотные глинистые алевролиты. Песчаники характеризуются равномерной нефтенасыщенностью, обуславливающей их



однородную темно-бурю окраску, лишь в кровле, за счет алевролитовых слойков с меньшей нефтенасыщенностью, они приобретают полосчатую макротекстуру.

По данным оптико-микроскопического анализа структура песчаников псаммитовая, мелкозернистая, текстура – однородная, участками слоистая. Последняя обусловлена наличием градационной слоистости, выраженной чередованием слоев мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов различной толщины. Породы на 85-90% сложены обломочной компонентой, на 10-15% – цементирующим материалом. Аллотигенная часть размером от 0,01 до 0,3 мм (преобладают 0,1-0,25 мм) представлена преимущественно зернами кварца (96-97%), в меньших количествах (2-3%) присутствуют полевые шпаты (альбит, микроклин, ортоклаз) и чешуйки мусковита (1%). Обломки минеральных зерен преимущественно полуокатанные, реже угловатые, характеризуются изометричным и удлинено-вытянутым обликом, в породе имеют плотную структурную упаковку, приближенную к кубической. Контакты между зернами протяженные выпукло-вогнутые конформные, реже инкорпорационные, единичные микростилолитовые. Обломочная компонента сцементирована полиминеральным цементом кремнисто-глинисто-карбонатного состава. Глинистый цемент сингенетичный, порово-прожилкового типа, по структуре пелитовый, по составу иллит-хлоритовый. Кремнеземистый цемент эпигенетический, контактового и регенерационного типа, по составу кварцевый. Карбонатный цемент эпигенетический, порового и сгусткового типа, по структуре тонко-мелкозернистый, по составу сидеритовый и доломитовый. Из всех выделенных типов цемента наиболее развит кремнеземистый, глинистый и карбонатный встречаются спорадически по нефтеносному интервалу песчаного коллектора в виде слойков, прожилков и гнездовидных обособлений. Из аутигенных минералов широко развит пирит, образующий зерна и агрегаты размером до 0,15 мм.

Песчаники обладают высокой пористостью 12-18%. Поры межзерновые, сообщающиеся, извилистой формы, диаметром <0,07 мм. Все поровое пространство содержит углеводороды.

Исследование песчаных коллекторов выявило в них широкое развитие процессов кремнистого метасоматоза. Практически все иллит-хлоритовые агрегаты несут следы окремнения. Кремнистые минералы представлены волокнистыми агрегатами халцедона метасоматически замещающими чешуйки глины в глинистом порово-прожилковом цементе. В одних случаях халцедон приурочен к периферии



глинистых агрегатов, постепенно распространяясь к их центральным частям, в других – сразу формируется внутри глинистых прожилков, оставляя незатронутыми их периферии. Встречаются участки, где новообразованные агрегаты халцедона внедряются в глинистые слои в виде инфильтрационных «языков», образуя на контакте с первичными породами неровные пилообразные границы. В шлифах кремнистый метасоматоз хорошо фиксируется по смене внутри глинистых слоев с аксиально-ориентированным расположением чешуек иллита и хлорита интерференционной окраски с желтовато-бурой на светло-серую. При этом, если в исходных глинистых обособлениях наблюдается однородное погасанием иллит-хлоритовых индивидов, вызванное их аксиальной ориентировкой, то в зонах окремнения возникает эффект волнистого погасания за счет различной оптической ориентировки халцедоновых волокон и их кручения вокруг оси L2. В участках кремнистого метасоматоза все халцедоновые волокна ориентированы строго параллельно аксиальной текстуре глинистых минералов, развиваясь вдоль боковых граней чешуек иллита и хлорита перпендикулярно их базальным плоскостям. Подобный рост кремнистых минералов определяется, помимо кристаллографических особенностей халцедона (развитием винтовой дислокации вдоль оси L2), еще и направлением диффузионного поступления к его растущим граням питательных элементов. Аксиальная текстура иллит-хлоритовых чешуек создает условие для направленной миграции растворов вдоль их базальных плоскостей, т.е. параллельно слоистости глинистых слоев. Не исключено, что рост каждого индивида халцедона осуществляется в пределах своего канала диффузионной миграции кремнеземистого вещества. Иначе сложно объяснить их параллельное расположение по отношению друг к другу и весьма различную скорость роста отдельных волокон вдоль [110] в одном и том же глинистом агрегате, обуславливающую формирование в нем инфильтрационных «языков» метасоматического замещения. Направленность процесса окремнения иллит-хлоритовых агрегатов с периферии к центру или от центра к периферии, очевидно, определяется степенью пересыщения кристаллизационной среды миграционноспособным кремнеземом. В случае интенсивного растворения обломков кварцевых зерен песчаных коллекторов и достижения пересыщения поровых растворов по халцедону у границ глинистых слоев шел процесс кремнистого метасоматоза в основном по периферии иллит-хлоритовых агрегатов. Если минералообразующая среды была обеднена кремнеземом, то рост волокнистого халцедона начинался внутри



иллит-хлоритовых агрегатов, поскольку за счет более тонких пор здесь создавались участки локального пересыщения по халцедону (при этом в более крупных порах раствор так и оставался недонасыщенным).

Другой формой кремнистого метасоматоза является процесс окремнения относительно крупных (0,1-0,2 мм) пластинок мусковита ($2M_1$). Спорадически на всех интервалах глубин в разрезах скважин пашийского горизонта можно наблюдать, как обломочный мусковит трансформируется в агрегат волокнистого халцедона. При этом отмечается следующая последовательность этого процесса. На первых этапах происходит частичная механическая деформации и гидратация пластинок аллотигенного мусковита. Под действием нагрузки вышележащих пород отдельные зерна кварца вдавливаются в мусковитовые пластинки, заставляя их волнообразно изгибаться в местах приложения давления. Возникающие механические напряжения вдоль плоскостей спайности приводят к расщеплению пластинок на отдельные более тонкие чешуйки. С этого момента разобщенные тонкие чешуйки начинают подвергаться гидратации. Наиболее интенсивно гидратация протекает по краям пластинок мусковита, в результате чего по их периферии формируются сноповидные агрегаты типа «бахромы» или «конского хвоста», состоящие из расслоенных чешуек. Постепенно гидратированные чешуйки замещаются волокнистым халцедоном. Процесс метасоматического замещения всегда идет от периферии к центру. При этом в оптический микроскоп можно наблюдать, как на различных стадиях кремнистого метасоматоза меняются цвета интерференционной окраски мусковитовых пластинок от пестрой на светло-серую. Границы между окремнелыми и неизменными участками мусковитов резкие, зубчатые или пилообразные.

Учитывая вышеизложенное можно сделать следующие выводы:

1. Нефтеносные кварцевые песчаники пашийского горизонта в процессе литогенеза претерпели процессы кремнистого метасоматоза, обусловленные перераспределением кремнезема между растворяющимися кварцевыми зернами и аутигенным халцедоном.
2. Кремнистому метасоматозу подверглись глинистые иллит-хлоритовые агрегаты цемента песчаников, глинистые слойки в терригенных породах и пластинки обломочного мусковита.
3. Процесс кремнистого метасоматоза выразился в частичном замещении глинистых агрегатов и мусковитовых пластинок агрегатами волокнистого халцедона.



4. Избирательное развитие процесса наложенного окремнения не ухудшило петрофизические свойства пород коллекторов, сохранив их первоначальную пористость, приобретенную на стадии фонового литогенеза.

Литература

1. Муслимов Р.Х., Булыгин Д.В., Ганиев Р.Р. Особенности моделирования крупных месторождений нефти на примере Березовской площади Ромашкинского месторождения // Георесурсы. 2008. №2(25). С. 4-9.
2. Таипова В.А., Шайдуллин А.А., Шамсутдинов М.Ф. Горизонтальные скважины и гидроразрыв в повышение эффективности разработки нефтяных месторождений на примере НГДУ «Азнакаевскнефть» ПАО «Татнефть» // Георесурсы. 2017. №3(19). С. 198-203.



**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ДЕМЬЯНСКОЙ И НИЖНЕ-КЕУМСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ**

*Данцова К.И. (РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина,
kristinadantsova@yandex.ru)*

Аннотация: Представлены результаты интерпретации пиролитических исследований юрских отложений площадей Демьянская и Нижне-Кеумская (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция). Детальное изучение связано со значительной перспективой их нефтегазоносности. Определены содержание органического углерода, тип керогена и генерационный потенциал для материнских пород. Проведена детализация состава асфальто-смолистых веществ в крупнозернистых песчаниках (метод Reservoir).

Ключевые слова: Rock Eval, метод Reservoir, Bulk Rock, баженовская свита, Западная Сибирь, юрские отложения, содержание органического углерода.

Содержание органического вещества (ОВ) его генетический тип и степень катагенетической преобразованности являются важными показателями нефтегазогенерационных свойств пород, и в целом определяют их генерационный потенциал. Проанализирован материал 48 образцов кернового материала, интервал глубин 2875-3190,5 м (Демьянская площадь) и 83 образца керна скважины на Нижне-Кеумской площади, интервал глубин 2780-3131 м. Разрез представлен в основном мелкозернистыми глинистыми алевролитами, крупнозернистыми песчаниками, аргиллитами.

Распределение пород различной степени обогащенности органическим веществом по разрезу крайне неравномерное, количество органического углерода изменяется в десятки раз.

Ряд образцов с Демьянской площади имеют высокие значения кислородного индекса (> 2450 мг CO_2 / г ТОС), что свидетельствуют об активных процессах окисления ОВ на стадии фоссилизации и его невысоком качестве, с чем также связано низкое содержание органического углерода (рис.1). Юрские отложения на Нижне-Кеумской площади отличаются низкими значениями ОI, только незначительная часть образцов попадает в зону с высокими (более 3000 мг CO_2 / г ТОС) показателями кислородного индекса (рис.2) [1,2].

Предполагаемые породы-коллектора, как правило, содержащие только аллохтонные УВ, представленные крупнозернистым песчаником были



«Молодые - Наукам о Земле»

проанализированы по методу Reservoir для определения УВ компонентов и детализации асфальто-смолистых веществ. Песчаный прослой на глубине 2899,5-2906 м, оказывается богатым и УВ-ми различного состава и смолисто-асфальтовыми компонентами. Карбонатность данного прослоя относительно невысокая. УВ-насыщенность коллекторских отложений верхней части интервала 3097-3104 м очень невысокая, единственная органика здесь – углерод, зарегистрированный в процессе окисления, и, вероятно относящийся к смолистым соединениям. Анализируя результаты исследования песчаных образцов Демьяновской площади методом Reservoir, можно сделать вывод об отсутствии каких-либо УВ компонентов. Органическое вещество, присутствующее в данных образцах в виде углеродных соединений, возможно, является следствием присутствия глинистых микровключений или прослоев [3].

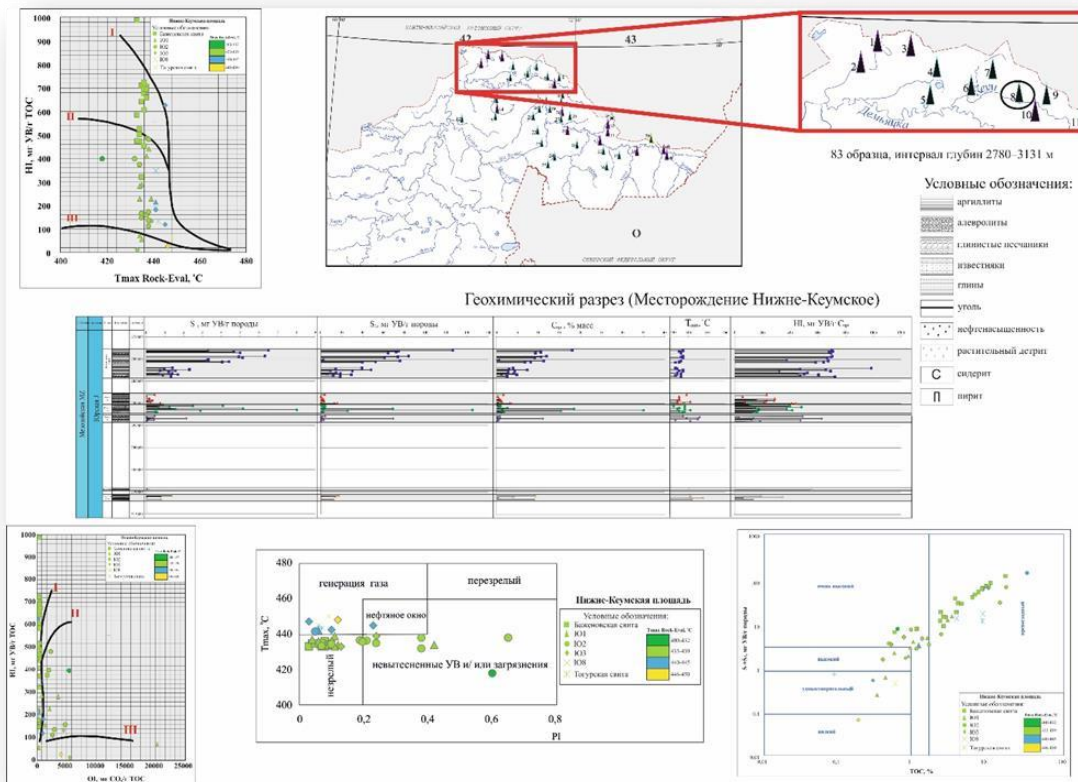


Рисунок 2 Обобщенная схема результатов интерпретации геохимических исследований Нижне-Кеумского месторождения

Литература

1. Захарченко М.В., Люшин М.М. Оценка генерационного потенциала осадочного чехла южной части Предуральяского прогиба (на основе результатов пиролитических исследований). // Нефть, газ и бизнес. - 2015. - № 9. С. 17-20.
2. Захарченко М.В., Люшин М.М. Оценка нефтегазового потенциала ОВ материнских пород южной части Предуральяского прогиба. // кн. Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России. - 2016. - С. 110-115.
3. Шиманский В.К., Шапиро А.И., Васильева В.Ф., Вишневская Н.Б., Кунаева Н.Т., Туренкова Г.В. Особенности состава битумоидов рассеянного органического вещества аргиллитов мезозойских отложений юга Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2006. - Т.1. - <http://www.ngtp.ru/rub/1/09.pdf>



**НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АКЦЕССОРНЫХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ
МИНЕРАЛАХ ИЗ МАЛЫХ ТЕЛ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВА МАНЬХАМБО
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Жуклин Е.А. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, Zhuklin7@gmail.com)*

Аннотация: В пределах Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоны, в восточном обрамлении массива Маньхамбо, расположены небольшие интрузивные тела различного состава, изучению которых отводилось значительно меньшее внимание, нежели крупным интрузивным массивам - Ильяизскому, Маньхамбовскому. В работе представлены результаты исследования образцов мелкозернистых гранитов, слагающих небольшое интрузивное тело, расположенное близ верховьев реки Правый Маньяйс, что позволило детально изучить акцессорные и эпигенетические минералы.

Ключевые слова: Маньхамбо, шовная зона, электронный сканирующий микроскоп, магматические породы, акцессории.

Начиная с довоенных работ А. Н. Алешкова (1937) и Н. А. Сирина (1941), а в дальнейшем, во второй половине XX века на территории Приполярного Урала (Маньхамбовский мегаблок) проводились геологические исследования многочисленными авторами. Это работы М. Б. Фишмана, Б. А. Голдина, Е. П. Калинина, С. С. Щербина (1963-1970), В. Н. Малашевского (1970), В. С. Митюшовой (1971), Г. И. Севастьянова (1974). Ими активно изучались крупные магматические массивы – Ильяизский, Маньхамбовский и др. [1, 3, 4, 7] Этими же вопросами при геологосъемочных и тематических работах занимались Л. Т. Белякова, В. А. Душин (1984-1987, 2011-2016), А. В. Калиновский (1989-90) и др. Однако, исследованию геологии, минералого-петрографических особенностей малых интрузивных тел, обрамляющих Маньхамбовский массив (особенно с применением современных методов), уделялось значительно меньшее внимание. (Рисунок 1) Не исключено, что данные тела ответственны за формирование редкометалльного оруденения, приуроченного к обрамлению вышеупомянутого массива. [2, 5, 6] Именно этим обусловлена актуальность настоящей работы, целью которой является детальное изучение особенностей акцессорной минералогии малых тел обрамления массива Маньхамбо в пределах выделенной Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоны [4].

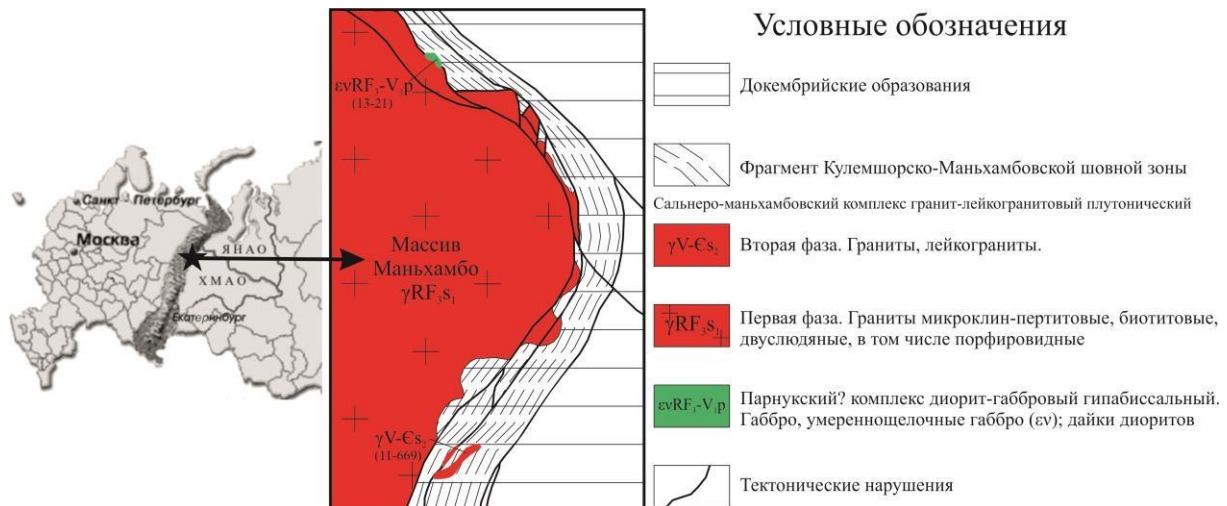


Рисунок 1. Места отбора изученных образцов.

Изучение мелкозернистого гранита (образец 11-669), представляющего небольшое тело в восточном обрамлении массива Маньхамбо, показало, что в петрографическом отношении данная порода сложена, в основном, кварцем (30%), плагиоклазом (25%), полевым шпатом (30%), с незначительным количеством серицита (5%) и биотита (5%), Акцессорная минералогия представлена магнетитом, титанитом, рутилом (не более 5%).

Исследование полированного шлифа, изготовленного из образца 11-669, которое было проведено в ЦКП «Геоаналитик» ФГБУН Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments, показывает, что наибольшее распространение среди рудных минералов в данной породе получил магнетит (Mt) (рисунок 2). Интерпретация полученных в ходе определения содержаний (масс. процентов) химических элементов в точке замера производилась при помощи специализированного минералогического онлайн-сервиса. [8]

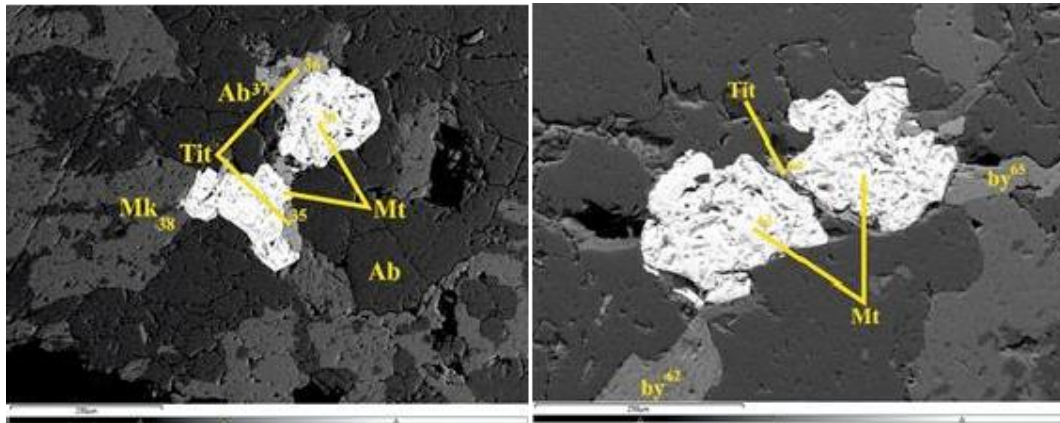


Рисунок 2. Шлиф 11-669. Магнетит в оторочке титанита.

Магнетит (Mt) представлен выделениями неправильной формы, близкой к изометричной, каждое скопление которого обрамлено оторочкой титанита (Tit). Согласно интерпретации спектров, в точках определения, практически все выделения титанита несут в себе незначительное количество ниобия (до 0,72 %).

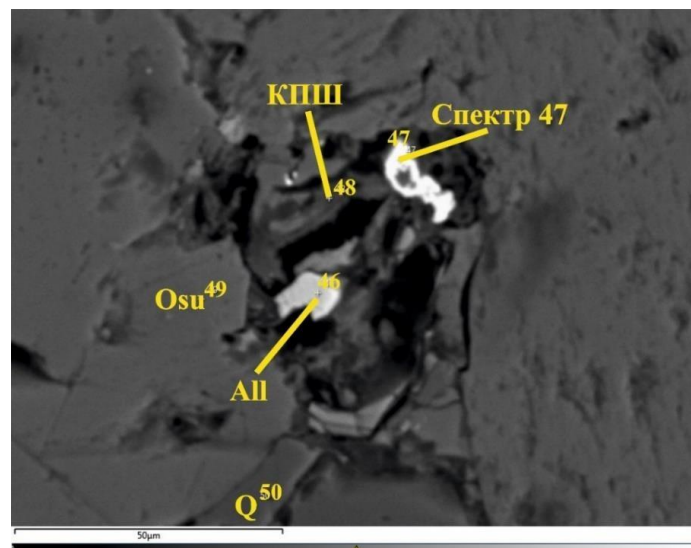


Рисунок 3. Шлиф 11-669. Минералы редкоземельных элементов.

При изучении шлифа в проходящем свете (в поляризационном микроскопе ПОЛАМ Р-211) было обнаружено скопление зерен с необычно высоким рельефом. Исследование этой области в электронном сканирующем микроскопе позволило выявить специфический химический состав отдельных ее фрагментов. Установлено, что более сохранившиеся зерна представляют собой высокоиттристый минерал – алланит (Алл), в котором помимо иттрия обнаружены диспрозий (2,19 %), европий (2,0 %), иттербий (1,73 %). [8] Менее сохранившиеся зерна не удалось диагностировать даже при максимальном увеличении. Тем не менее, при интерпретации спектра,



полученного в точке определения № 47 («спектр 47») (рисунок 3), было выявлено крайне высокое содержание тория (51% (весовой)), присутствие иттрия (4,13 %), циркония (2,58 %), церия (0,64 %), ванадия (0,28 %), титана (0,6 %), а также улавливается незначительное количество фосфора (1,38 %), что позволяет предположить, что первично минерал мог представлять собой монацит. Следует отметить, что это скопление локализовано в калиевом полевом шпате, в оторочках последнего встречается осумелит (Osu) (рисунок 3). [8]

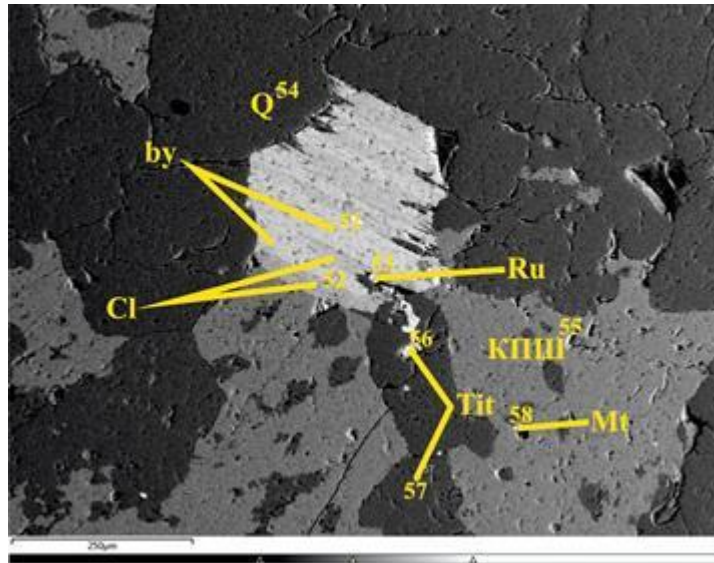


Рисунок 4. Шлиф 11-669. Замещение биотита хлоритом.

Под микроскопом четко видны процессы вторичного изменения минералов, например – замещения биотита хлоритом. Хлорит (Cl), по всей видимости развивается по трещинам спайности биотита (by), в связи с чем связана его линейно вытянутая форма, одноориентированная со спайностью. Рудная минерализация, попавшая в эту область, так же представлена магнетитом (Mt) и титанитом (Tit), помимо которых встречаются мельчайшие зерна рутила (Ru) (рисунок 4).

Подводя итоги выполненных исследований, можно сделать следующие выводы: среди пород восточного обрамления массива Маньхамбо, в пределах Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоны, изучены минералого-петрографические особенности малых тел мелкозернистых гранитов, которые в той или иной мере подвержены эпигенетическим процессам. В гранитах эти преобразования, в основном, проявлены в виде существенной пелитизации полевых шпатов и в незначительном их замещении серицит-мусковитом, а также частичном переходе биотита в хлорит. Установленный перечень акцессорных и рудных эпигенетических минералов пород



весьма специфичен. Среди них встречены как известные ранее: апатит, магнетит, ильменит, рутил, так и новые – алланит. Впервые установлено присутствие ниобия в титаните, диагностирован (согласно интерпретации спектров) редкий минерал – осумилит. Редкоземельная специализация Маньхамбовской зоны отражается в скоплениях специфических минералов – алланита и ниобийсодержащего титанита (рисунок 3).

Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала // «Недра». Москва. 1997. 211 С.
2. Душин В. А., Козьмин В. С., Сердюкова О. П., Никулина И. А., Колганов Е. Р. Геология и комплексное редкометалльно-уран-ториевое оруденение Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // ЛИТОСФЕРА. 2012. № 2 С. 166-172
3. Щербин С.С., Коптяев А.Ф., Челноков В.П. О составе гранитов Маньхамбо, условиях и истории их формирования // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральского петрографического совещания. 1971. Том IV. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 306-317.
4. Душин В.А., Фауст А.В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. 2008. № 35. СПб.: ВСЕГЕИ. С. 25-33.
5. Архангельская В.В. Формационные типы рудной минерализации в восточном контакте гранитного массива Мань-Хамбо // Разведка и охрана недр. 2010. № 1. С. 12-19.
6. Калиновский А.В. Редкометалльные комплексы Маньхамбовского металлогенического района на Северном Урале // Сыктывкар: Коми НИЦ АН СССР, 1990. С. 23.
7. Фауст А. В., Душин В. А., Фролова Е. В., Курчавов В. В. Гранитоидные массивы Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2010. 2010. С. 260-264.
8. <http://www.webmineral.com>



ГОРНАЯ ПОРОДА: К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

*Захарова А.А. * (Санкт-Петербургский горный университет,
zakharova.alena27614@gmail.com)*

*Войтеховский Ю.Л. (Санкт-Петербургский горный университет,
Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru)*

Аннотация: Дано представление о горной породе как пространстве с отношениями контактирования минеральных зерен. Показано применение метода структурной индикатрисы. Подход позволяет строго определить петрографическую структуру и провести резкие классификационные границы между структурными типами пород.

Ключевые слова: петрографическая структура, структурная индикатриса, ийолит-уртит, Хибинский массив.

Более 150 лет назад в петрографии появился новый раздел – количественный анализ структур. Основанный на морфометрических характеристиках зерен минералов, а также энергии их взаимодействия, такой анализ нацелен на выяснение генезиса горных пород [1, 3]. Авторы считают, что петрография в своем историческом развитии пропустила этап создания математической теории (его не пропустила кристаллография). По сей день идут споры о структурах горных пород, их числе и разделительных границах.

В статье [2] предложен новый взгляд на горную породу как *топологическое, толерантное, измеримое, метрическое, частично упорядоченное* пространство и определение петрографической структуры: *это инвариант горной породы, фиксируемый (геометрически) индикатрисой и (алгебраически) канонической диагональной формой матрицы вероятностей P_{ij} межзерновых контактов*. В соответствии с определением дан метод классификации петрографических структур: структура S_n^m соответствует диагональной матрице, в которой на n позициях стоят m положительных элементов.

Метод структурной индикатрисы применен к различению ийолит-уртитов из Восточного рудника Хибинского массива (рис. 1). Проблема – отсутствие четких границ между разновидностями, обычно проводимых по содержанию нефелина [4].

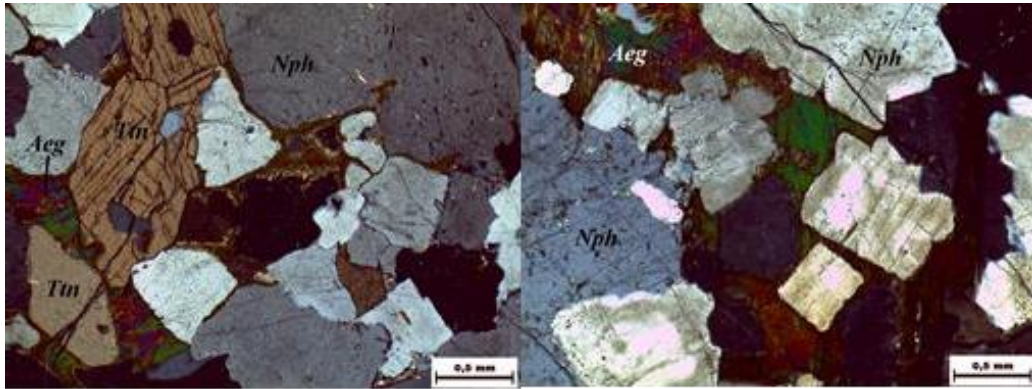


Рис. 1. Слева – шлиф 8, справа – шлиф 10, николи скрещены. Обозначения по [5].

Авторы показали, что проблема разрешима. В результате расчетов (табл. 1) получены два типа структур из четырех возможных (это следует из теории, ийолит-уртиты рассматриваются как 4-минеральные горные породы). Показано, что одинаковые (в традиционном понимании, с гипидиоморфной структурой) горные породы могут иметь разные структуры в предложенном смысле (шлифы 7 и 9). И наоборот, горные породы, относимые по процентному содержанию нефелина к уртитам и ийолитам, могут иметь одинаковые петрографические структуры (шлифы 11 и 12).

Таблица 1. Результаты расчетов

№ шлифа	Тип структуры	Горная порода
3	S_4^2	ийолит
4	S_4^3	ПШ-уртит
5	S_4^3	ийолит
7	S_4^3	уртит
8	S_4^3	ПШ-уртит
9	S_4^2	уртит
10	S_4^2	уртит
11	S_4^2	уртит
12	S_4^2	ийолит

Таким образом, предложенное определение петрографической структуры дает возможность создания их альтернативной классификации, не использующей категории идиоморфизма и ксеноморфизма минеральных зерен в горной породе. Статистика межзерновых контактов позволяет найти различия между горными породами,



одинаковыми по петрографическим структурам в их классическом понимании, что важно при картировании интрузивных тел и корреляции разрезов.

Предлагаемый взгляд на горную породу как пространство межзерновыми отношениями контактирования решает вопрос о числе петрографических структур (как они определены выше), границы между которыми всегда являются предметом споров петрографов. Метод структурной индикатрисы дает ответ для горной породы с любым числом минералов: n типов и $2^n - 1$ подтипов структур, где n – число минералов в породе. Представляется, что описанный математический подход фундаментален (охватывает все кристаллические горные породы, в которых может быть подсчитана статистика межзерновых контактов) и создает классификационную базу первичного описания горных пород, предваряющую любые генетические реконструкции.

Литература

1. Бродская Р.Л., Марин Ю.Б. Проблема моделирования внутреннего строения упорядоченных и равновесных минералого-петрографических систем // Записки Всероссийского минералогического общества. Ч. 130. № 6. 2001. С. 1-14.
2. Войтеховский Ю.Л. Алгебраическое описание петрографических структур и их преобразований // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2016. № 13. С. 23-32.
3. Гульбин Ю.Л. Методы количественного анализа и моделирование структуры минеральных агрегатов / СПб: СПГГИ (ТУ). 2004. 146 с.
4. Марин Ю.Б. Петрография: Учебник / СПб: НМСУ «Горный». 2014. 408 с.
5. Whitney D., Evans B. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185-187.



**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)**

Калинин Г.М. (ИЭМ РАН, garik@iem.ac.ru)
Ковальская Т.Н. (ИЭМ РАН, tatiana76@iem.ac.ru),
Варламов Д.А. (ИЭМ РАН, dima@iem.ac.ru),
Котельников А.Р. (ИЭМ РАН, kotelnik@iem.ac.ru)*

Аннотация: В данной работе описывается экспериментальное изучение постмагматических преобразований основных пород (габброидов) Тикшеозерского массива (Северная Карелия, Россия). Петрологическое изучение габброидов выявило образование кайм щелочных амфиболов вокруг зерен клинопироксена ряда диопсид-геденбергит, а также и низкотемпературных минералов, содержащих в своем составе Na, K, Cl. С целью воссоздания условий образования амфиболовых кайм проведен ряд экспериментов при температуре 850 °С и давлении 3 кбар с растворами KCl и KF концентрацией 0.5 М, 1 М и 2 М соответственно, в ходе которых получены амфиболы, по составу отвечающие природным амфиболам из кайм, а также флогопитам, присутствующим в основных породах Тикшеозерского массива.

Ключевые слова: щелочной магматизм, габбро, карбонатиты, амфиболы, амфиболизация, постмагматические процессы, эксперимент

На территории Фенноскандинавского щита, Тикшеозерский массив возраста 1.8-1.9 млрд. лет (Щипцов и др. 2007), расположен южнее основного скопления карбонатитовых массивов Карело-Кольской провинции и относится к наиболее раннему протерозойскому субплатформенному комплексу формации ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами, что резко отличает его от других щелочно-карбонатитовых комплексов Карело-Кольской провинции, возраст которых оценен как среднепалеозойский. Представляя собой тело округло-эллиптической формы, диаметром порядка 20 км, Тикшеозерский массив сложен оливинитами, габбро, пироксенитами (иногда с нефелином), ийолитами, карбонатитами, амфибол-кальцит-канкринитовыми породами. Проведенное исследование химических составов и парагенетический анализ породообразующих и аксессуарных минералов в образцах пород Тикшеозерского массива, отобранных в ходе экспедиционных работ полевых сезонов 2008г.–2015г., показали наличие ряда парагенезисов (Ковальская и др. 2018).



К наиболее ранним парагенезисам относятся в пироксенитах: клинопироксен + флогопит, клинопироксен + амфибол, в габбро: клинопироксен + плагиоклаз. В габбро, также как и в пироксенитах, выявлены сильные вторичные изменения – карбонатизация, появление низкотемпературных минералов – цеолитов (Ковальская и др. 2018). Наиболее активно в габбро развита амфиболизация клинопироксенов – все зерна имеют оторочки щелочного амфибола, по составу отвечающие паргаситу, иногда амфиболы практически полностью замещают зерна клинопироксена.

Для воссоздания условий образования постмагматических изменений в габбро была проведена серия опытов по моделированию амфиболизации габбро, поскольку в образцах Тикшеозерского массива обнаружены амфиболовые каймы вокруг клинопироксенов (рис. 1). В качестве исходных компонентов в опытах были взяты: измельчённое габбро массива Луккулайсваара и растворы KF, Na₂SO₄, NaCl концентраций 0.5M, 1M и 2 M, с соотношением габбро:флюид - 10:1.

Опыты проходили в два этапа: на первом реакционная смесь нагревалась до 1100 °C и P=3кбар, выдерживалась при этих параметрах в течение 1 часа, на втором происходило изобарическое охлаждение до 850 °C, P=3кбар с последующей выдержкой при этих параметрах в течение 10 суток. Эксперименты были поставлены в платиновых ампулах диаметром 5 мм на установке высокого газового давления. Исследование с помощью цифрового сканирующего микроскопа Tescan Vega TS5130MM (Camscan MV2300) показало, что в ходе опытов из перемолотого габбро массива Луккулайсваара образовались амфиболы, по составу близкие к амфиболам Тикшеозерского массива (рис. 2).

Полученные нами данные характеризуют температурный и флюидный режим формирования амфиболовых кайм вокруг клинопироксенов в габброидах Тикшеозерского массива, а также показывают, что комплекс дифференцированных пород массива мог образоваться в результате сложной эволюции гетерогенной флюидно-магматической системы.

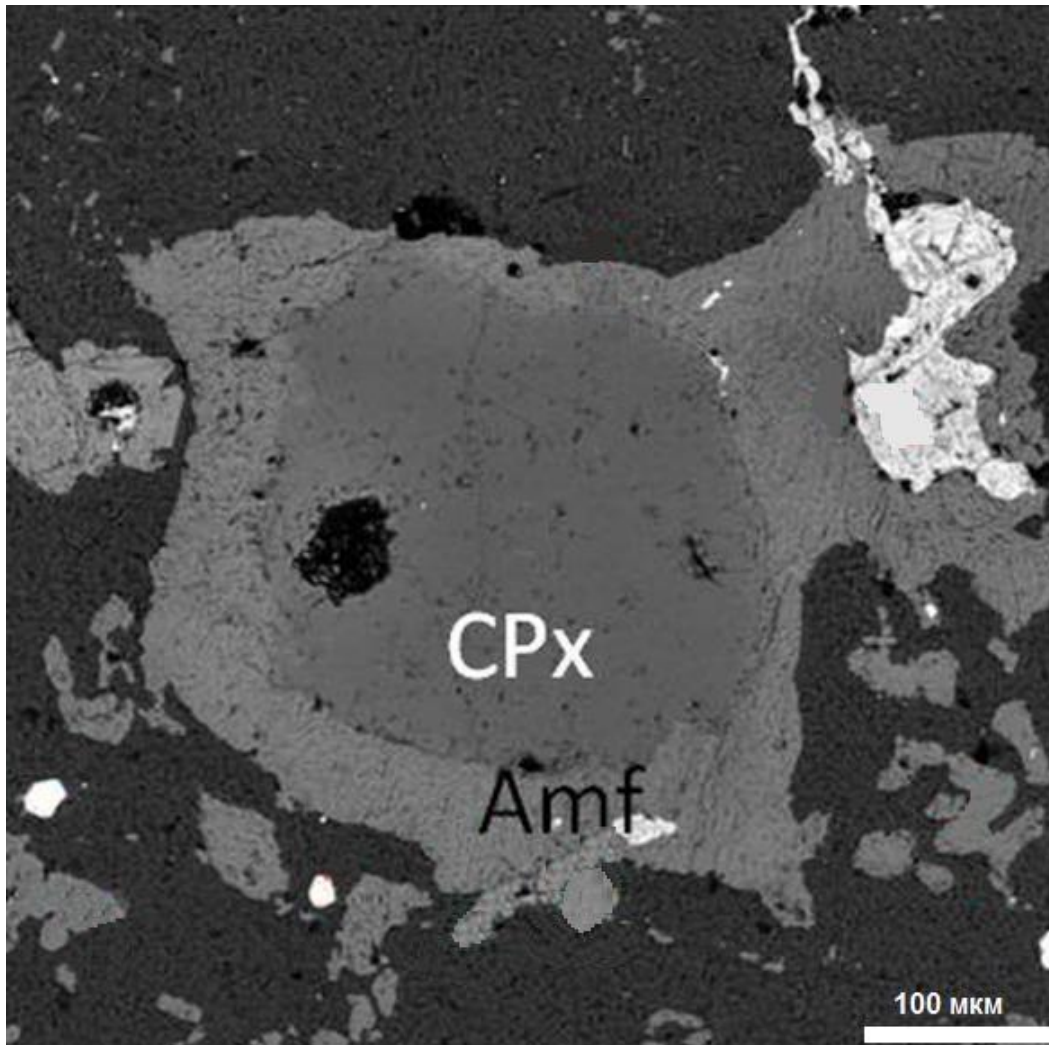


Рисунок 1. Клинопироксен с каймой амфибола.

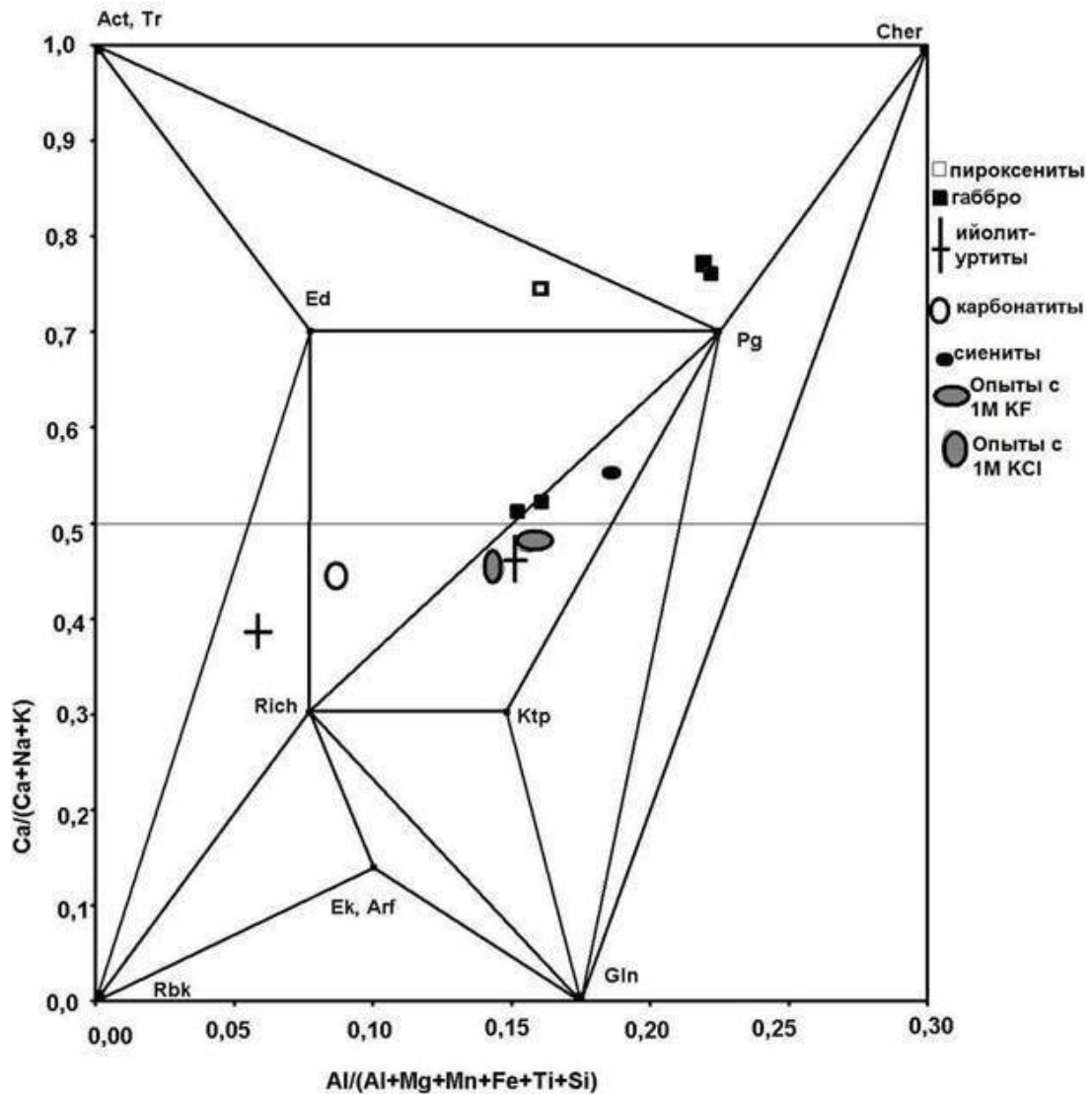


Рисунок 2. Классификация амфиболов из пород Тикшеозерского массива и синтетических амфиболов.

Литература

1. Минеральные ассоциации Тикшеозерского массива (Северная Карелия, Россия) / Т. Н. Ковальская, Д. А. Варламов, А. Р. Котельников, Г. М. Калинин // IX Международный симпозиум "Минеральное разнообразие - исследование и сохранение". 16-18 октября 2017. Доклады. София, Болгария. — Национальный музей Земля и люди София, Болгария, 2018. — С. 183–190.
2. Экспериментальное исследование постмагматических процессов Тикшеозерского массива / Т. Н. Ковальская, Д. А. Варламов, Ю. Б. Шаповалов и др. // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. — ВЕСЭМПГ-2018, 19–20 апреля. — ГЕОХИ РАН Москва, Геохи, 2018. — С. 207–210.
3. Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В., Скамницкая Л.С., Щипцова Н.И. (2007) Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов) В сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Выпуск 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 159-170.



**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НА ТАУШАНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ
В ГОРАХ КУЛЬДЖУКТАУ**

Каримова Ф.Б. (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаев, г.Ташкент, e-mail: karimova.ingeo@mail.ru), Джуманиязов Д.И. (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаев, г.Ташкент, e-mail: denisbey@mail.ru)
Гадоев И.Ш. (студент Национального Университета Узбекистана)*

Аннотация. Были осмотрены СВ часть гор Кульджуктау, непосредственно участок Таушан, собран более 100 образцов, включая протолочные пробы из поверхностных обнажений и пройденных горных выработок. В статье приведены петрографические, минералогические исследования, сделаны рентгенно-спектральные и масс-спектрометрические анализы.

Ключевые слова: гранит, интрузии, элементы примесей, диабаз, прожилки.

В геологическом строении участка Таушан принимают участие метаморфизованные терригенные, осадочные образования и, прорывающие их, магматические тела. Среди терригенных пород основную часть составляют глинистые песчаные образования за счет регионального метаморфизма расслоенные и рассланцованные. В окружности магматических тел наблюдаются концентрически-зональные участки ороговикования и последующей пропилитизации. В результате пликативных и дюзьинктивных нарушений эти породы смяты в складки и пересечены как регматическими так и поздними разломами. В створе разломов породы раздроблены, превращены в милониты и филониты. Интрузивные породы в обследованных участках представлены гранитоидной формацией. Имеются крупно, средне и мелкозернистые разновидности биотит-роговообманковых гранодиоритов, биотитовых и мусковитизированных гранитов. В экзоконтактах гранитоидных интрузий развита сеть кварцевых жил различной мощности и продолжительности. Все жилы подвержены гидротермальным проработкам и несут вкрапления рудообразующих элементов [1].

На диаграмме (рис.1) видно, что по содержанию элементов группы горных пород превышающими значениями к кларкам в земной коре отмечаются Li – в базальтах, аплитах и кварцевых жилах (от 3 до 5 раз). Cs повышен в 3 раза в гранитах и аплитах. Ва – в диабазах в 2,5 раз.

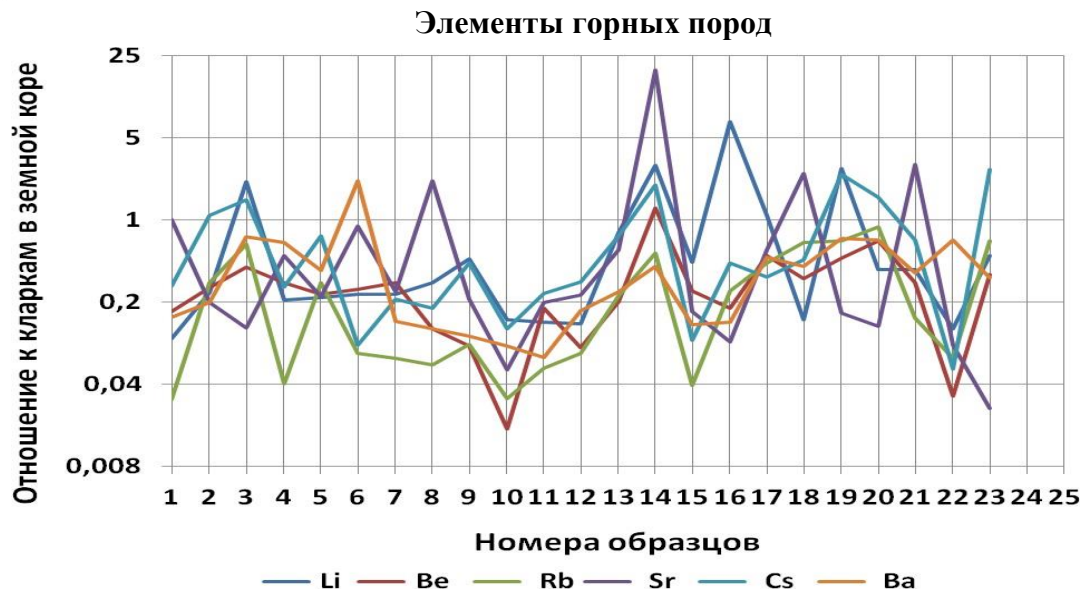


Рисунок 1. Распределение элементов примесей в горных породах гор Кульджуктау



Рисунок 2. Распределение элементов примесей в горных породах гор Кульджуктау

Элементы группы железа включают в себя повышенные содержания Ni в диоритах (3-11 раз), диабазах и базальтах в 2 раза, в остальных образцах содержания его не превышает 2х раз. Базальты и сланцы обогащены Mn (содержания в 4,5-5,8 раз больше кларка в земной коре). Содержания Cr в 2 раза повышены в диабазах и диоритах, в 3-4 раза – в базальтах с прожилками кварца и слюдяных диоритах (рис.3).



Элементы группы железа

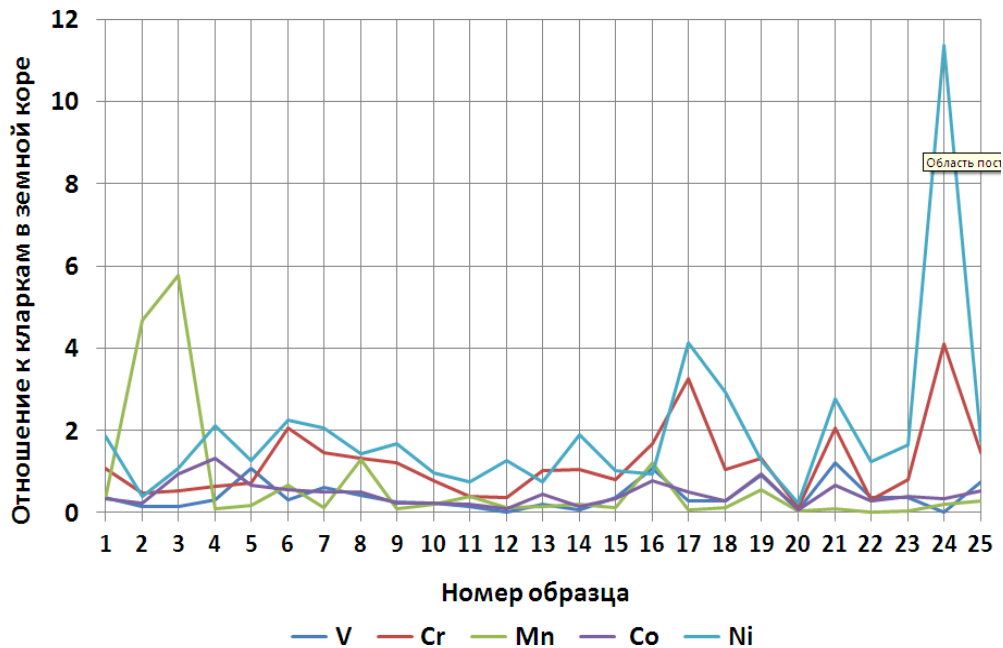


Рисунок 3. Распределение элементов примесей в горных породах гор Кульджуктау

Все отобранные образцы обладают нижекларковыми содержаниями Nb, Ta, Sc, Y. Содержания Mo превышают в 2-23 (сланец) раза, в диабазах и базальтах – в 6-7 раз.

Резкие скачки W наблюдаются в базальтах – от 5 до 70 раз, в диоритах – в 48 раз, во всех остальных образцах от 2 до 25 раз.

На рисунке 4 видно резкое повышение содержания Zr, Re, Hf (выше 70 раз в базальтах и диоритах), в остальных породах повышены содержания от 5 до 45 раз.

На следующей диаграмме (рис. 5) видно резкие скачки кривой по U, несколько повышенные содержания относительно кларков в земной коре отмечаются в базальтах с прожилками кальцита – в 2,5 раз, в 4,5 раза повышены содержания урана в диабазах и кварцевых жилах. Наибольшими содержаниями обладают сланцы – в 9 раз и диориты в 19 раз.

Среди элементов группы металлических руд повышенными относительно кларков в земной коре содержаниями являются Cd – повышен в 2 раза в сланцах и в 3 раза – базальтах с прожилками кальцита; Zn – в 2,5 раза больше в кварцевых жилах и в 1,2 раза в окисленных диоритах. Содержания Cu, Pb – повышены в 1,5 раза в кварцевых жилах.

Среди благородных металлов наблюдаются резкие увеличения содержаний. Содержание серебра во всех породах повышено незначительно. Нижекларковыми



значениями обладают лишь риолиты и диорит. Превышают содержания в 4,5 раза – в окварцованной породе кислого состава (аплит) и рудном диорите. В 8 раз повышены содержания – в кварцевой жиле и долерите.

Содержания платины нижекларковые во всех отобранных образцах, отношения содержаний сурьмы и висмута к кларкам в земной коре колеблется от 3 до 100. Наиболее превышающими значениями отношения к кларкам обладают мышьяк и теллур.

Группы редких элементов

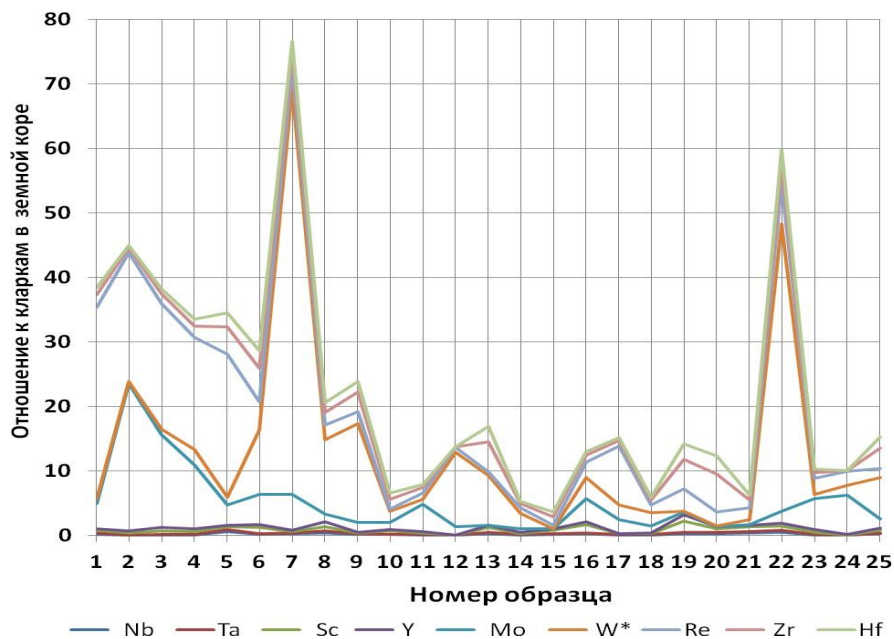


Рисунок 4. Распределение элементов примесей в горных породах гор Кульджуктау

По разрезу отобраны образцы основного, среднего и кислого составов. Наибольший интерес представляют породы основного состава и кварцевые жилы, несущие в себе рудную минерализацию. В основном отобранные горные породы имеют окисленный характер, но, тем не менее, по результатам масс-спектрометрического анализа удалось уловить неплохие результаты по содержанию редких, редкоземельных и благородных элементов: в отобранных породах выражено наличие сквозных элементов, имеющих превышающие кларки содержания в некоторых типах пород – Ва, W, Mo, Re, Zr, Ag, Au, Cd, As, Se, Te, Sb, Bi, и U.



Группа радиоактивных элементов



Рисунок 5. Распределение элементов примесей в горных породах гор Кульджуктау

Наши данные по отобранным образцам позволяют судить о наличии в рудах Re, Zr, Cd, U и благородных металлов. Учитывая, что селен является типичным элементом глубинных перидотитовых и базальтовых магм, и признанность его как геохимического индикатора процессов глубинного магматизма, а также превышающие кларки содержания в большинстве пород отобранных по разрезу – золота, серебра и индикаторных металлоидных и металлогенных элементов, мы склонны признать существенную роль базальтоидного магматизма.

По результатам наших материалов и их петрографических и минералогических исследований, рентгенно-спектральных, масс-спектрометрических анализов, показывает, что исследуемый район выявляется перспективным для обнаружения зон концентрации рудной минерализации, включая золоторудную, имеющую промышленный интерес.

Литература

1. Каталог интрузивных массивов Узбекистана // Хамрабаев И.Х., Айзенштат В.И., Далимов Т.Н., Урунбаев К.У., Шарипов Т.Т. Т.: Фан, 1975. Часть II – 429 с.



УСЛОВИЯ НЕПОЛНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОЛОГОГО ТЕЛА ДОЛЕРИТОВ (БАШКИРИЯ)

Куртукова А.И. (МГРИ-РГГРУ, qrtukova98@mail.ru),
Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ, vutenk@yandex.ru)*

Аннотация. Вендские долериты представляют собой субгоризонтальное тело мощностью 30 метров. Верхние алевролиты и песчаники слабо изменены, тогда как в долеритах проявлен интенсивный автотомосоматоз. Анализ долеритов показывает полное замещение пироксена и стекла эпидотом и хлоритом при сохранении плагиоклаза и рудного минерала. Затвердевание в форме стекла соответствует разогреву расплава при декомпрессии. Охлаждение на постмагматической стадии вызвано расширением трещин, заполненных поздними растворами.

Ключевые слова. Долерит, южный Урал, венд, диффузия, десиликация, вторичные изменения, эпидот, хлорит, гематит, вулканическое стекло.

Объектом изучения являются долериты Криволукско-Мисаелгинского комплекса, слагающие силловую интрузию среди осадочных пород западного Предуралья. Петротип расположен юго-восточнее бассейна р. Белая, в районе урочища «Кривая Лука» [1]. Межпластовые тела (силлы) мощностью до 60 м залегают или на границе рифея и венда, или в отложениях криволукской свиты нижнего венда. Возраст долеритов также считается нижевендским. Он определяется геологическим положением интрузий и датированием цирконов рубидий-стронциевым методом в 660 млн лет [4]. В большинстве случаев протяженность выходов долеритов составляет первые километры. Интрузивные породы имеют согласные контакты с вмещающими алевролитами и песчаниками, залегающими субгоризонтально.

Одно из обнажений представляет стенку оврага, где вскрыт верхний контакт долерита с алевролитами, выше которых располагаются песчаники. В данном обнажении видимая мощность долеритов составляет всего 3-4 м, тогда как их общая мощность, судя по картам и разрезам, достигает 25-30 м. В песчаниках кровли на расстоянии 0,5 м от контакта встречается новообразованный андалузит, а непосредственно у контакта (первые см) имеются признаки термического влияния долерита на алевролиты с появлением каолинита и мелкой слюды. Изменения вмещающих пород выглядят слабыми в сравнении с изменениями самих долеритов.

Приконтактные изменения песчаников и алевролитов редко достигают 0,1 м. Здесь вмещающие породы приобретают фиолетово-бурую окраску. Дальше от контакта новые минералы различимы только под микроскопом. В частности, видны зёрна андалузита размером 0,2 мм (рис. 1). Температура образования андалузита за счёт глинистого вещества при давлении 1 бар составляет 350-400°C [2]. Непосредственно у контакта в боковых породах много кварца, сильно замещённого полевого шпата и пластинчатых выделений хлорита.

Долериты изученного обнажения представляют мелко-среднезернистые породы с хорошо различимыми зёрнами плагиоклаза и рудного минерала. Текстура пород массивная. Долериты, в отличие от слабо изменённых вмещающих пород, подвержены исключительно сильным изменениям. Главные вторичные минералы – хлорит, эпидот, гематит, серицитовые агрегаты. Несмотря на эти изменения, хорошо сохраняется первичная структура (рис. 2). Это позволяет считать, что вторичные процессы происходили при застойном состоянии растворов, то есть диффузионным способом.

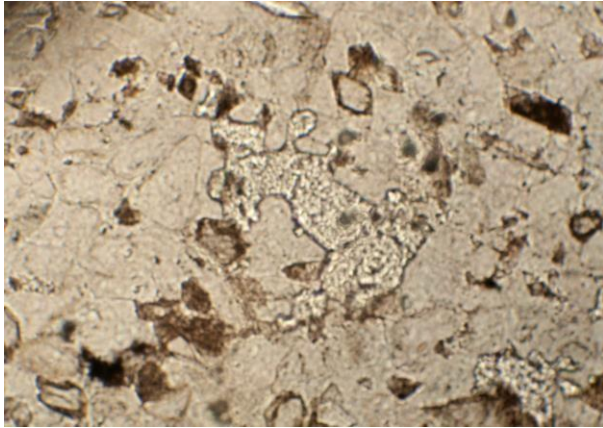


Рисунок 1. Зерно андалузита в метапесчаниках (Об. 10^х. Без ан.)



Рисунок 2. Первичная структура долерита (Об. 10^х. С ан.)

Следует отметить, что среди первичных минералов сохраняются только плагиоклаз и рудный минерал. Последний часто имеет квадратные или треугольные сечения (магнетит – ульвошпинель). При поздних процессах рудный минерал приобретает скелетную форму. Цветной минерал превращён в монокристаллические псевдоморфозы эпидота и, по-видимому, раньше был пироксеном. Это явная десиликация, а значит, диффузия. Плагиоклаз в большинстве зёрен представляет идиоморфные таблицы размером до 1-2 мм, типичные для равномернотермических полнокристаллических долеритов. Плагиоклаз сильно изменён. Сохраняются краевые участки относительно кислого состава (андезин № 30-45). Изредка такой состав имеют таблицы мелкого размера. В большинстве кристаллов вся середина сплошь серицитизирована, что говорит о значительно более основном составе внутренних зон плагиоклаза. Краевое раскисление плагиоклаза, скорее всего, относится к магматической стадии.

Обращает внимание обилие хлорита в виде пластинчатого агрегата между идиоморфными таблицами плагиоклаза. Для хлорита характерны низкое двупреломление и зелёная окраска. По-видимому, хлорит замещает стекло, не содержащее микролитов (рис. 3). Судя по окраскам, он близок к шамозиту. Помимо крупных выделений окрашенного хлорита, встречаются тонкие бесцветные пластинки поздней генерации этого же минерала (рис.4.), иногда создающего сноповидные агрегаты. Новый хлорит имеет более высокое двупреломление и положительное удлинение. Судя по свойствам, это пеннин – клинохлор.

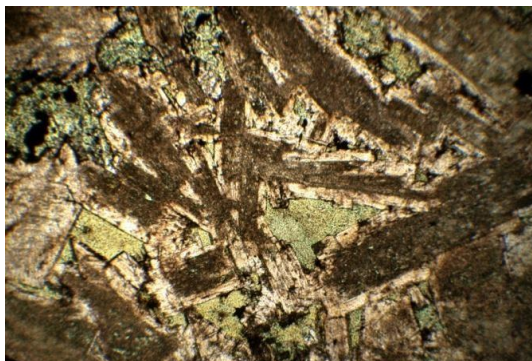


Рисунок 3. Развитие хлорита по вулканическому стеклу (Об. 4^х. Без ан.)

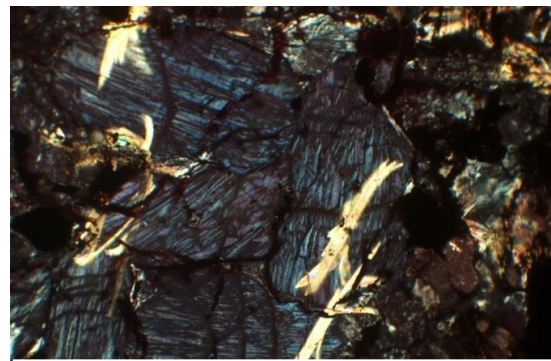


Рисунок 4. Новообразованный пластинчатый хлорит (Об. 10^х. С ан.)



Еще один минерал, образовавшийся уже после хлорита, это кальцит. Он присоединяется к боковым граням хлорита второй генерации (пеннин-клинохлору). В шлифах редок, появляется только в приконтактной части. По-видимому, на эту стадию приходится и массовая пропитка микротрещин гематитом с красным окрашиванием многих зёрен плагиоклаза.

После хлорита местами появляется кварц, образующий специфические петельчатые агрегаты (рис. 5). Он явно агрессивен по отношению к хлориту.



Рисунок 5. Петельчатый агрегат позднего кварца (Об. 4^а. С ан.)

Сочетание стекла и обильных низкотемпературных изменений представляют связь двух противоположных факторов (разогрев на магматической стадии и охлаждение на постмагматической стадии).

Завершающее образование стекла после кристаллизации плагиоклаза указывает на разогрев расплава и потери воды из-за декомпрессии [3].

Декомпрессия может быть связана с расширением полости, в которую внедрялся расплав. На эту же стадию приходится и температурное (кондуктивное) влияние долерита на боковые породы и их слабое ороговикование.

Сброс температуры и образование низкотемпературных псевдоморфоз, скорее всего, вызван контракцией при окончательном затвердевании расплава в виде стекла. Её представляют обильные микротрещины усадки. Раствор, заполняющий эти трещины, при их развитии и расширении подвергается адиабатическому охлаждению [5]. В результате по стеклу развивается сплошной хлорит. Эти начальные метасоматические изменения, по-видимому, имеют кислотную направленность. Позднее завершение метасоматического процесса – щелочное (кальцит и гематит).

Таким образом, при кристаллизации пологого тела долеритов реализуются два фактора: декомпрессия с ростом температуры при магматической кристаллизации и контракция при окончательном затвердевании с резким падением температуры.

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. С. 74-82
2. Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральной зональности на примере системы $Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HCl$ // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. Вып. XVII. С. 36–57.



«Молодые - Наукам о Земле»

3. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
4. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Айдаров Э.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVI (Инзер). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 129 с.
5. Bischoff J.L., Pitzer K.S. Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems // Earth and planetary science letters, 75 (1985). P. 327–338.



БИРЮЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ УЗБЕКИСТАНА

Нуртаев Д.Б. (Институт Геологии и Геофизики при Госкомгеологии Узбекистана, nurtaevd@gmail.com)

Аннотация: Издревне на территории современного Узбекистана ценилась и добывалась бирюза. Практически на всех месторождениях и проявлениях наблюдаются следы древних выработок, имеются многочисленные сведения о добыче и месторождениях бирюзы. На сегодняшний день известно о 28 бирюзовых объектах на территории Узбекистана.

Ключевые слова: бирюза, Средняя Азия, Узбекистан, месторождение

На протяжении всей истории нашей цивилизации ни один самоцвет не пользовался такой любовью и популярностью как бирюза. Украшения из бирюзы нередки среди археологических находок на территории Средней Азии.

С большей вероятностью, к центральной части Средней Азии относится сообщение Плиния (I в. н. э.) о той бирюзе, которая «родится» в землях саков, «бывает значительной величины, но с трещинами и грязью». [1]

Наиболее древнее из известных нам литературных свидетельств о разработках бирюзы в Кызылкумах относится к XIII в. В «Минералогии» Мухаммеда ибн-Мансура в числе прочих районов, откуда вывозят бирюзу, упоминается и Хорезм. По всей видимости, имеются в виду месторождения в горах Султануиздаг. В других известных нам средневековых источниках о хорезмской бирюзе не сообщается.

Бируни (X-XI вв. н. э.) пишет о бирюзе «Я видел илякскую бирюзу, которая весила двести дирхемов, и оценил я ее тогда в пятьдесят динаров, но сейчас ее цена двести динаров, так как Илякский рудник иссяк и заброшен» [2].

Из цветных камней в Согде (I-VI вв. н.э., территория современных Бухарской, Самаркандской и Кашкадарьинской областей) разрабатывалась и пользовавшаяся большим спросом, бирюза. Следы разработок бирюзы известны в Кызылкумах, в Нуратинских горах и в горах Ак-тау к югу и юго-западу от Самарканда. Средневековые авторы сообщают о нескольких разрабатывавшихся в Средней Азии месторождениях бирюзы. Наибольшей известностью пользовалась бирюза из Исфары, Ходжента (Северный Таджикистан), Иляка (юг Ташкентской области Узбекистана, Северный Таджикистан) и некоторых других мест.

Месторождение бирюзы Шейх-Джейли (Тебинбулак) расположенного в Султан Увайсе, отмечено В. Вебером еще в 1912 г. [3]. Позднее здесь упоминается уже о двух месторождениях (Тебинбулак и Султануиздаг), причем на одном отмечаются старые выработки и отвалы [4]. К середине 19 века относятся первые описания месторождений бирюзы в горных массивах Внутренних Кызылкумов. В частности, Бутенев сообщает о месторождении возле Джюскудука [5]. Позднее оно было осмотрено И. П. Герасимовым и П. К. Чихачевым [6]. О бирюзе в горах Алтынтау впервые упомянул А. Леман [7].

А. Ф. Соседко указывает в горах Алтынтау уже не менее шести месторождений, в том числе в районе Сарапана (Дербез) и в районе Джиланды. На ряде месторождений им были обнаружены следы старых разработок в виде неглубоких копушек [8].

Есть сведения о месторождениях и разработках бирюзы и в горах Тамдытау. Здесь много раз отмечались и описывались крупнейшее месторождение и разработки



Тасказгана и следы древних выработок на нем в виде карьеров и глубоких наклонных шахт, а также месторождение у колодца Чингельды (Шатымтау) [8,9,10].

Неоднократно осматривались и отмечались в литературе месторождения и разработки близ райцентра Тамдыбулак и в юго-западной части гор Мурунтау (вероятно, Тасказган, западный фланг). На два месторождения, одно из которых со следами больших старых выработок (Таушан), указывалось в горах Кульджуктау. Наконец, описывались месторождения и разработки бирюзы на одной из возвышенностей, примерно в 80 км к западу от гор Тамдытау, в двух пунктах в горах Ауминзатау, а также в Нуратинском хребте [4,5,6]. Современная известная исследовательница бирюзы Т.И. Менчинская пишет, что древние выработки в Средней Азии хорошо прослеживаются на аэрофотосхемах и аэроснимках и считаются прямым поисковым признаком для современных геологов [11].

Все месторождения бирюзы на территории Узбекистана (за исключением некоторых карамазарских), в том числе и кызылкумские, находятся в сходных геологических условиях. Обычно они приурочены к переслаиванию пачек черных кремнистых сланцев с глинистыми, углисто-кварцевыми и слюдястыми сланцами, относящимися к различным геологическим эпохам—от силура до среднего карбона. В местах контактов кремнистых сланцев с другими разновидностями последних наблюдаются тектонические нарушения (разломы) с зонами дробления и бирюзовой минерализации [12].

Результаты недавних геологических работ на территории Узбекистана позволяют сейчас говорить о наличии на территории Узбекистана крупных месторождений бирюзы и об интенсивной разработке почти всех их в древности.

На сегодняшний день в Кадастре месторождений и проявлений цветных камней Узбекистана имеется информация по 4 точкам минерализации, 18 проявлениям и 6 месторождениям бирюзы (Рис. 1).

В Султануиздаге расположено 4 проявления (Тебинбулак, Джамансай, Урусай) и 1 месторождение (Джаман-Каскыр), в горах Букантау 5 проявлений (Канттокен, Чолчаратау, Куния, Дербез, Джиланды) и 2 месторождения (Алтынтау, Бирюзовое), в Кызылкумах 5 проявлений (Ауминза, Тасказган, Таушан, Султанбиби, Восточный Кынгыртау) и 1 месторождение (Долинное), в горах Нуратау 2 проявления (Арапказган, Жаничке), в горах Каратюбе 2 точки минерализации (Агалык, Каратюбе), в Мальгузарских горах 2 точки минерализации (Мальгузар, Чайбек) и 1 проявление (Шорбель), на Кураминском хребте – 2 проявления (Кальмакыр, Шаугаз) и 2 месторождения (Унгурликан, Северный Актурпак).



Рисунок 1. Геологическая карта бирюзовой минерализации Узбекистана



Литература

1. Массон М.Е. К истории горного дела на территории Узбекистана. Изд. АН УзССР, 1953. Стр. 23-26.
2. Виноградов А.В., Лопатин С.В., Мамедов Э.Д. Кызылкумская бирюза. Советская этнография, №2, 1965. Стр. 114-117.
3. Вебер В. Карта полезных ископаемых Туркестана и Бухары. М-б 1 : 1 680 000 (версты), 1912.
4. Лебедева Н. И. Бирюза, «Минеральные ресурсы Узбекистана», Ташкент, 1937, стр. 58.
5. Бутенев. 2-й, Минеральные богатства Бухарин, «Горный журнал», ч. IV, кн. XI, СПб., 1842, стр. 145.
6. Герасимов И. П. и Чихачев П. К., Геологический очерк Кызылкумов. Отчет о работах 1927 и 1928 гг., Труды Главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР, вып. 82, М.— Л., 1931, стр. 83.
7. A. Lehman, Reise nach Buchara und Samarkand in den Jahren 1841 und 1842, St.-Petersburg, 1852, стр. 62.
8. Соседко А. Ф. Основные результаты Кызылкумской геохимической экспедиции Академии наук СССР 1931 г., «Кызылкумы», т. I, Труды Совета по изучению производительных сил (далее СОПС) АН СССР, серия каракалп., вып. 1, Л., 1933, стр. 31—32.
9. Леонов Г. Отчет по использованию соляных источников и коренных месторождений соли в Аму-Дарьинском отделе и в Ферганской области, «Горный журнал», т. III, СПб., 1897, стр. 203-204.
10. Макеев П. С. Очерк рельефа Кызылкумов, «Кызылкумы», т. 1, Труды СОПС АН СССР, серия каракалп., вып. 1, Л., 1933, стр. 54.
11. Менчинская Т.И. Бирюза. М: Недра, 1989. 192 с.
12. Моисеева М.И., Баскаков М.П., Сухова Н.Г., Клявин В.Х. Бирюза. Минералы Узбекистана. Том II. Фан. Ташкент. 1975. С. 319-327.



РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОРЕНТГЕНФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА И КР ИССЛЕДОВАНИЙ АФГАНСКИХ ИЗУМРУДОВ

*Савостин Г.Г. (Гохран, laboratory@gokhran.ru), Шилова О.А. (Гохран, laboratory@gokhran.ru),
Бузин И.В. (Гохран, laboratory@gokhran.ru), Макарчук И.В. (Гохран, laboratory@gokhran.ru)*

Аннотация

Изумруд – драгоценная зелёная разновидность берилла, окраска которой вызвана примесями Cr и V. Месторождения Афганистана сосредоточены в Пандшерском ущелье. Для изученных образцов характерно наличие удлинённых трёхфазных включений, единичных включений карбонатов и кварца. Химический состав позволяет идентифицировать регион добычи изумрудов. Проанализированные афганские изумруды показывают сильный разброс по Fe от 940 ppm до 16000 ppm, что позволяет разбить их на две группы. Спектры комбинационного рассеяния характеризуются сильной рамановской анизотропией.

Ключевые слова: изумруды; Афганистан; РФА; рамановская спектроскопия.

В Лаборатории экспертизы и диагностики драгоценных камней Гохрана России была проанализирована партия изумрудного сырья из Афганистана. С целью дополнения базы данных по драгоценным камням из различных регионов мира была проведена детальная экспертиза с применением разных органолептических и спектральных методов.

Главные изумрудные месторождения Афганистана находятся в Панджшерском ущелье. В геологическом плане месторождения приурочены к герат-панджшерской шовной зоне (Giuliani et al, 2019). Вмещающими породами являются метаморфические сланцы, подверженные сильной гидротермальной переработке и метасоматическим преобразованиям. Изумруд встречается в кварцевых жилах в ассоциации с мусковитом, турмалином, альбитом, пиритом, рутилом, доломитом и Cl-апатитом. Изотопные датировки по Ar-Ar методу дали возраст 23 ± 1 млн. лет (Groat et al., 2008). Источник Cr и V остаётся дискуссионным.

Было изучено 32 кристалла изумруда. Оптические исследования проводились с помощью стереомикроскопа SZX16 и прямого металлографического микроскопа ВХ-51Р в проходящем и отражённом свете.

Элементный состав был получен на микрорентгенофлуоресцентном спектрометре M4 TORNADO. Съёмка проводилась при мощности трубки 20 Вт, вакууме 20 мбар, время одного измерения составило 1 минуту. Были определены основные элементы берилла, а также микропримеси: Cr, V, Rb, Mg, K, Sc и Fe. Бериллий и кислород рассчитывались автоматически по стехиометрии, исходя из формулы берилла.

Были получены рамановские спектры на спектрометре комбинационного рассеяния DXR Raman Microscope. Анализ производился при установленном лазере с длиной волны 455 нм, мощности лазера 5 мВт. Время съёмки одного диапазона составляло 15 минут. Съёмка производилась в диапазонах $100-1500 \text{ см}^{-1}$ и $3500-3700 \text{ см}^{-1}$. По возможности образцы снимались параллельно и перпендикулярно кристаллографической оси C.

Практически все исследуемые образцы были представлены хорошо образованными призматическими кристаллами изумруда с насыщенным зеленым цветом размерами от 2 мм до 3 см длиной, диаметр варьировался от 2 мм до 2 см. Большая часть кристаллов

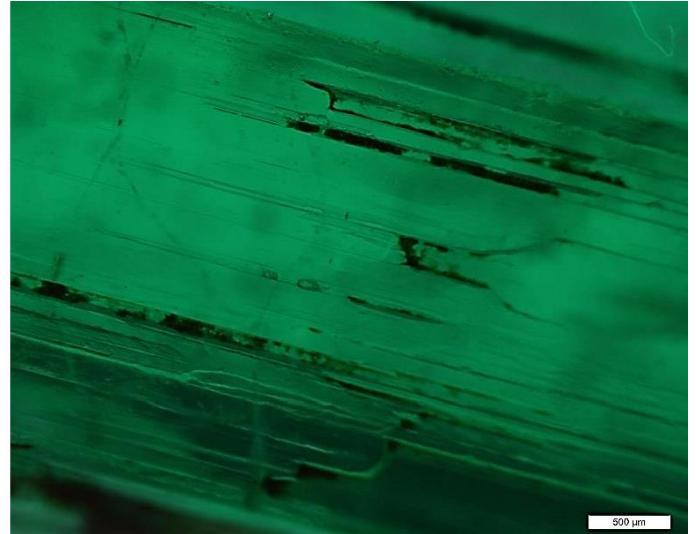


прозрачна, за исключением некоторых зон с ожелезнением или присутствием вмещающей породы. Во время микроскопического изучения были выделены следующие характерные включения: многофазные 2-х и 3-х фазных включения, единичные включения карбонатов (кальцит, доломит), единичные включения кварца. Также наблюдались каналы параллельные оси С (рис. 1). Большинство трещин в изумрудах имеют ожелезнение.

1



2



2 mm

Рисунок 1. 1) Образец изумруда 12-1; 2) Трёхфазные включения и каналы вдоль оси С в образце 12-1.

На основе полученных данных элементного состава выделены две группы изумрудов по содержанию железа. В первой группе, к которой относится большинство изученных образцов, содержание Fe варьирует в пределах 940-6500 ppm, Cr – 300-5700 ppm, K - от предела обнаружения до 1240 ppm, Rb – от предела обнаружения до 135 ppm, V – от предела обнаружения до 3850 ppm. Вторая группа характеризуется содержанием Fe - 8000-16000 ppm, Cr – 1195-2330 ppm, K – 230-1460 ppm, Rb – от предела обнаружения до 60 ppm, V - от предела обнаружения до 1600 ppm. Полученный элементный состав согласуется с литературными данными (рис. 2).

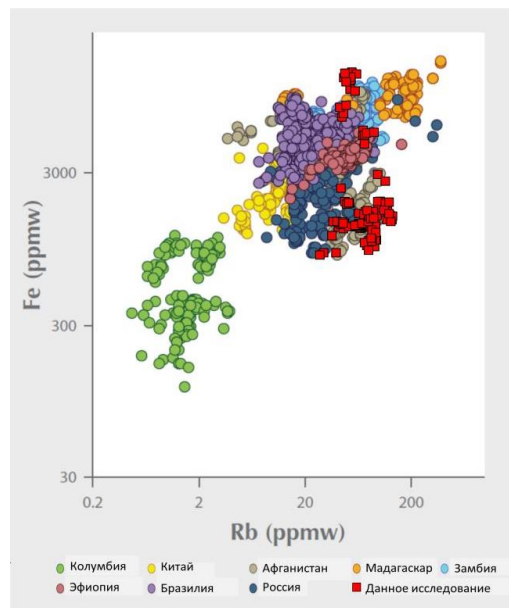


Рисунок 2. Диаграмма Fe-Rb (Saeseaw et al., 2019) с дополнениями.



В независимости от того ориентирован ли луч лазера при проведении анализа параллельно кристаллографической оси С или перпендикулярен ей - в полученных спектрах комбинационного рассеяния проявляются ряд одинаковых рамановских полос, которые различаются исключительно интенсивностью. Это линии около 250 см^{-1} , 290 см^{-1} , 323 см^{-1} , 377 см^{-1} , 399 см^{-1} , 575 см^{-1} , 685 см^{-1} , которые вызваны колебаниями шестичленных колец берилла (Lodzinski et al., 2005; Moroz et al., 2000; Charoy et al., 1996; Kim et al., 1995; Adams, Gardner, 1974). Пики около 750 см^{-1} отвечают колебаниям связи Al-O (Lodzinski et al., 2005). Природа линии в диапазоне $1068\text{-}1073\text{ см}^{-1}$ является дискуссионной, в некоторых работах она объясняется колебанием связей Be-O (Moroz et al., 2000; Kim et al., 1995), в других – Si-O (Charoy et al., 1996; Adams, Gardner, 1974). Колебаниям связи Si-O соответствуют линии 1002 см^{-1} и 1010 см^{-1} , которые наблюдаются в зависимости от того делался ли анализ перпендикулярно оси С или параллельно ей соответственно. Слабый дублет-ферми наблюдается при анализе перпендикулярно оси С, что, возможно, свидетельствует о малом количестве CO_2 , которое содержится в каналах структуры берилла. В области $3500\text{-}3700\text{ см}^{-1}$ в большинстве полученных спектров более интенсивной является вода типа I (рис. 3).

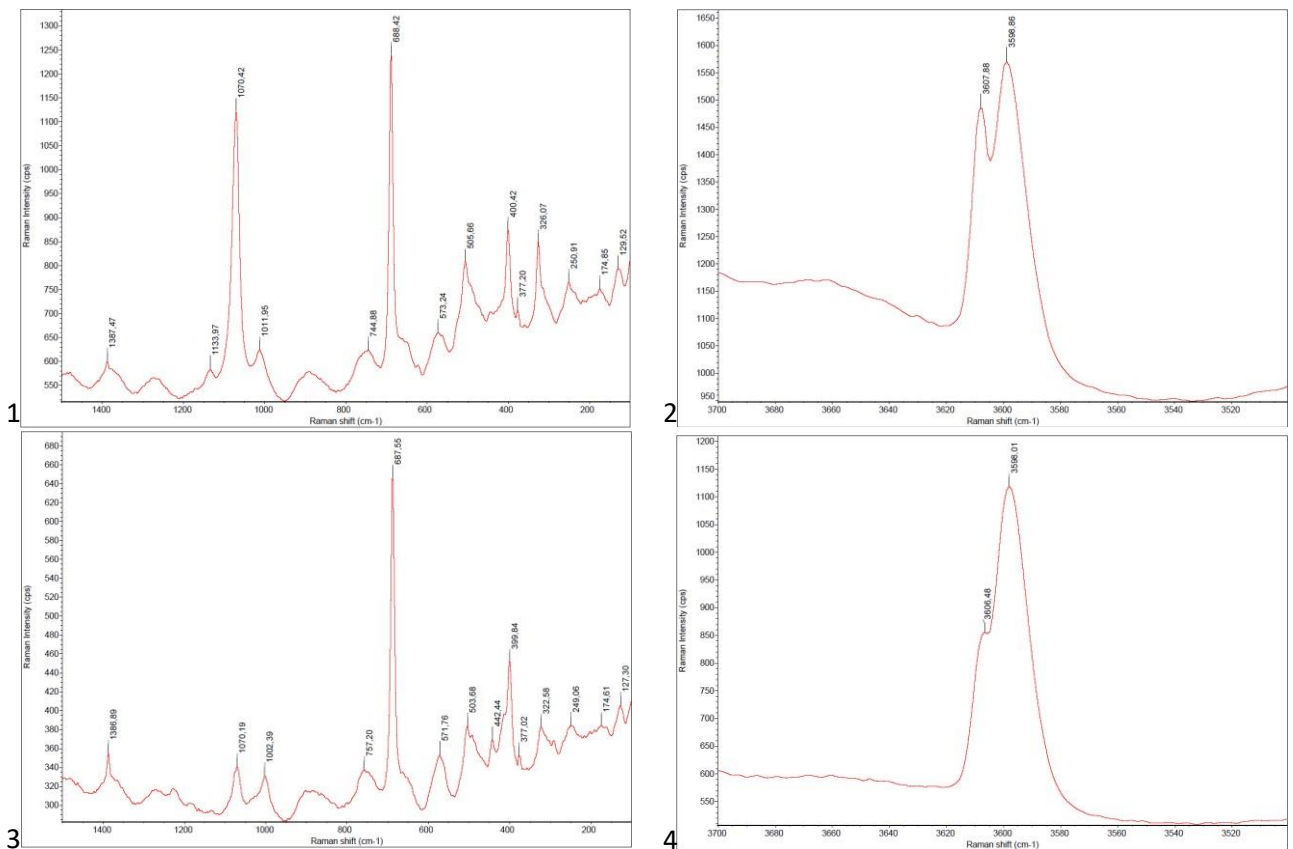


Рисунок 3. КР спектры 1) Образец 6-1, диапазон $100\text{-}1500\text{ см}^{-1}$, \perp оси С; 2) Образец 6-1, диапазон $3500\text{-}3700\text{ см}^{-1}$, \perp оси С; 3) Образец 6-1, диапазон $100\text{-}1500\text{ см}^{-1}$, \parallel оси С; 4) Образец 6-1, диапазон $3500\text{-}3700\text{ см}^{-1}$, \parallel оси С.

Изученные афганские изумруды дают довольно широкий разброс по элементному составу, однако, хорошо соотносятся с литературными данными. Было выделено две группы изумрудов по содержанию железа $940\text{-}6500\text{ ppm}$ и $8000\text{-}16000\text{ ppm}$. Отдельные



образцы попадают в граничные области этого деления, что позволяет предположить, что при расширении выборки изучаемых камней можно будет наблюдать непрерывную последовательность.

Спектры комбинационного рассеяния свидетельствуют о сильной рамановской анизотропии кристаллов изумруда. Содержание и положение молекул CO_2 в каналах шестичленных колец дискуссионно, но, по всей видимости, количество CO_2 незначительно для получения чётких дублетов-ферми.

Полученные данные в будущем помогут в идентификации региона добычи изумрудов и послужат дополнением к собираемой базе данных цветных драгоценных камней. Дальнейшие исследования продолжатся с использованием других спектральных методов.

Литература

1. Adams D.M., Gardner I. R. Single-crystal vibrational spectra of beryl and diopside // *Journal of the Chemical Society, Dalton Transactions*. 1974. № 14. С. 1502-1505.
2. Charoy B., De Donato P., Barres O., Pinto-Coelho C. Channel occupancy in an alkali-poor beryl from Serra Branca (Goias, Brazil); spectroscopic characterization // *American Mineralogist*. 1996. Т. 81. № 3-4. С. 395-403.
3. Groat L.A., Giuliani G., Marshall D.D., Turner D. Emerald deposits and occurrences: A review // *Ore Geology Reviews*. 2008. Т. 34. № 1-2. С. 87-112.
4. Giuliani G., Groat L.A., Marshall D., Fallick A.E., Branquet Y. Emerald Deposits: A Review and Enhanced Classification // *Minerals*. 2019. Т. 9. №. 2. С. 1-63.
5. Kim C.C., Bell M.I., McKeown D.A. Vibrational analysis of beryl ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) and its constituent ring (Si_6O_{18}) // *Physica B: Condensed Matter*. 1995. Т. 205. №. 2. С. 193-208.
6. Lodzinski M., Sitarz M., Stec K., Kozanecki M., Fojud Z., Jurga S. ICP, IR, Raman, NMR investigations of beryls from pegmatites of the Sudety Mts // *Journal of Molecular Structure*. 2005. Т. 744. С. 1005-1015.
7. Moroz I., Roth M., Boudeulle M., Panczer G. Raman microspectroscopy and fluorescence of emeralds from various deposits // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2000. Т. 31. №. 6. С. 485-490.
8. Saeseaw S., Renfro N.D., Palke A.C., Sun Z., McClure S.F. Geographic origin determination of emerald // *Gems & Gemology*. 2019. Т. 55. №. 4. С. 614-646.



ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Трутнев А.К. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, tema.trutnev@yandex.ru)
Душин В.А. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru)*

Аннотация: На южной части территории Приполярного Урала среди пород верхненерифейско – кембрийского возраста установлены небольшие тела «очень свежих» ультракалиевых риолитов. По результатам проведения петрографо-геохимических исследований установлено то, что формирование ультракалиевых риолитов происходило на завершающей стадии внутриплитного вулканизма. Кроме того, прослеживается связь высококалиевых пород с редкометалльно-редкоземельной специализацией.

Ключевые слова: ультракалиевые риолиты, Приполярный Урал, петрогеохимия, геодинамика, редкоземельные элементы.

Как известно ультракалиевые риолиты - это кислые вулканические породы с высоким содержанием оксида калия (от 5-6 до 9-11 мас. %), в которых отношения калия к натрию колеблется от 2-5 до 25-30, тогда как в риолитах нормального ряда эта величина не превышает 0,6-1,2. В настоящее время распространение высококалиевых риолитов известно по всему миру, не исключая Полярный и Приполярный Урал [5].

Проблемы магматической геологии севера Урала начали интересовать исследователей еще в прошлом веке, однако долгие годы среди большинства исследователей преобладала следующая точка зрения, что резкое обогащение калием стекловатых вулканических пород кислого состава – результат эпигенетических процессов. Другая причина – отсутствие петрогенетических моделей генерации магм кислого состава со столь высоким содержанием калия. Это привело к тому, что ультракалиевые риолиты рассматривались как продукты калиевого метасоматоза пород нормального ряда, в результате чего большая группа вулканических пород надолго выпала из точки зрения петрографов-магматистов [5]. Проведенные нами современные исследования магматических пород Приполярного Урала позволили установить минералого-петрохимические особенности и металлогеническую специализацию ультракалиевых риолитов.

На территории Приполярного Урала ультракалиевые риолиты приурочены к Маньхамбовскому аккретированному конструктивно-деструктивному комплексу доуралид, где среди пород саблегорской (RF₃-V_{1sb}) и лаптопайской (V₂-Clp) свит установлены небольшие по размерам (10-20×100 – 120 м) тела макроскопически «очень свежих» ультракалиевых риолитов. Они приурочены к тектоническим зонам северо – западного и субмеридионального простирания [1,2,4].

Петрографически, ультракалиевые риолиты, это темно-коричневые, розовато-серые породы, массивные, с раковистым изломом, мелко- и скрытокристаллические образования с массивной и флюидальной текстурой. Общая структура пород - порфировая, редкопорфировая, иногда афировая. Содержание вкрапленников колеблется от 10 – 20 до 30 – 40 % объема пород. Вкрапленники в основном представлены кварцем и полевыми шпатами, в меньшей степени плагиоклазом, иногда отмечается присутствие амфибола, эпидота и биотита.

При помощи электронного сканирующего микроскопа JSM-6390LV (JEOL) удалось установить химические составы и минеральный вид породообразующих и



акцессорных минералов. КПШ соответствует ортоклазу, амфибол – рибекиту. Присутствие рибекитов в ультракалийевых породах указывает на то, что формирование пород происходило в процессе сжатия, то есть на завершающей стадии внутриплитного вулканизма [4].

Кроме того, среди акцессорных минералов выделены пирит, магнетит, ильменит, ильменорутит, циркон, монацит, бенстонит.

В ильменорутиле ($\text{FeO} \times \text{TiO}_2$) игольчатой формы со средними размерами $0,015 \times 0,02$ мм обнаружено повышенное содержание Nb (0,47 %) и Y (1,11 %), что по – видимому свидетельствует о специализации высококалийевых риолитов на тантал-ниобиевое и редкоземельное оруденение иттриевой подгруппы.

В монаците ((Ce, La, Nd, Th) $[\text{PO}_4]$) установлены следующие химические элементы: La – 14,39 %, Ce -26,06 %, Pr – 3 %, Nd – 14,07 %, Sm – 1,45 %, Th-2,24 %, что также свидетельствует о связи ультракалийевых риолитов с редкоземельным оруденением. Отношение La:Ce равное 1:2 говорит о магматической природе ультракалийевых риолитов.

Петрогехимически, ультракалийевые риолиты Приполярного Урала характеризуются высоким содержанием кремнезема (SiO_2 68,3 – 79,6%) и K_2O (5,3 – 12,1%) и низким содержанием CaO (0,05 – 2,18%), MgO (0 – 1,44%) и Na_2O (0,22 – 2,66%). В породах отмечается широкая вариация повышенных содержаний щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,5-11,4\%$), с преобладанием калия, очень часто с резким ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 2,3 – 55$).

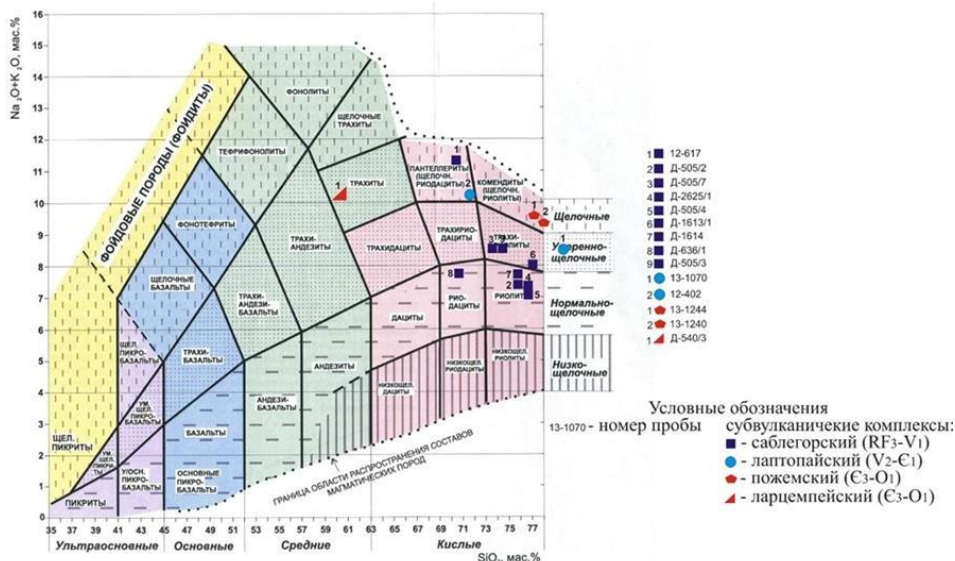


Рисунок 1. Характер распределения кислых магматических пород Приполярного Урала в координатах $\text{SiO}_2 - \sum \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ [3].

На диаграмме распределения кислых магматических пород Приполярного Урала в координатах $\text{SiO}_2 - \sum \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (рисунок 1) проиллюстрировано, что по химическому составу ультракалийевые риолиты Приполярного Урала имеют широкий спектр, соответствуя от нормально-щелочных риолитов, умеренно-щелочных трахириолитов до пантереллитов (щелочные риодациты) и коммендитов (щелочные риолиты).

Анализ распределения REE показал (рисунок 2), что в ультракалийевых риолитах легкие редкоземельные элементы преобладают над тяжелыми, так как характеризуются наклоном в сторону тяжелых элементов ($\text{La}/\text{Yb} = 1,1 - 5,73$). Отчетливо фиксируется европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,21 - 0,52$).

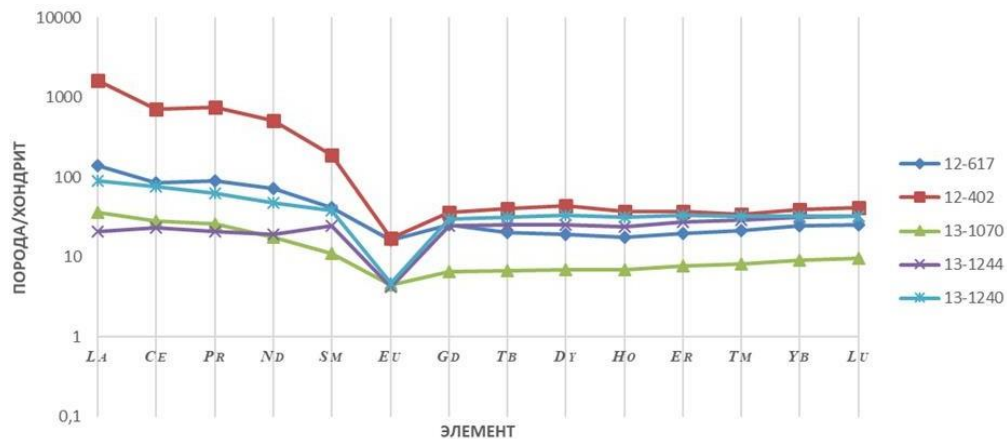


Рисунок 2. Распределение REE в ультракалиевых риолитах Приполярного Урала.

В пробах 13-1244 и 13-1240 наблюдается более резкая форма европиевого минимума ($(Eu/Eu^*=0,14-0,17)$), возможно, это связано с фракционированием полевых шпатов в процессе дифференциации основных расплавов, когда происходит избирательное накопление европия в минералах ранних этапов кристаллизации. Концентрация РЗЭ варьирует от 47,1 г/т до рудной концентрации 1238,8 г/т.

Анализ Rb и Sr в ультракалиевых риолитах (рисунок 3) свидетельствует о том, что во время их формирования существовала достаточно мощная, более 30 км, континентальная кора.

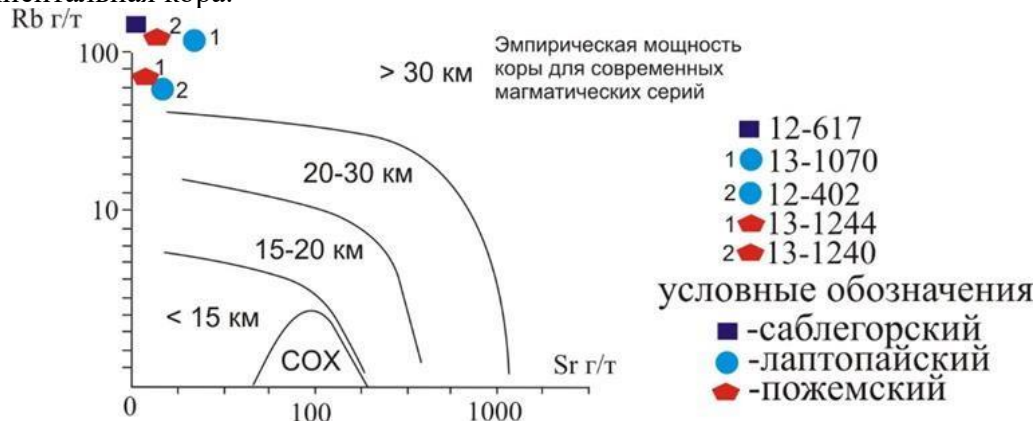


Рисунок 3. Диаграмма Rb – Sr для ультракалиевых риолитов Приполярного Урала (C. Condie, 1979).

В породах прослеживается значительное содержание Rb, которое составляет 79,8 – 117,6 г/т, тогда как содержания Sr существенно бедные 2,5 – 33,3 г/т.

На диаграммах П. Минара и Ф. Пикколи, в которых отражается соотношение коэффициента железистости ($FeO^*/(FeO^*+MgO)$) с кремнеземом (SiO_2), соотношение оксида калия (K_2O) с кремнеземом (SiO_2) и соотношение глинозема (Al_2O_3) с кремнеземом (SiO_2), высококалиевые магматиты кислого состава соответствуют посторогенному режиму, либо занимают промежуточное положение между континентальным эпигорогенным поднятием и посторогенным режимом. По соотношениям Nb-Y,Ta – Yb, Rb-(Y+Nb) и Rb-(Yb+Ta) (рисунок 4) фигуративные точки занимают смежные области вулканических дуг и внутриплитных обстановок. Таким образом, по результатам исследований можно сделать вывод о том, что образование ультракалиевых риолитов происходило в постколлизийных условиях в пределах эпиконтинентальных поднятий.

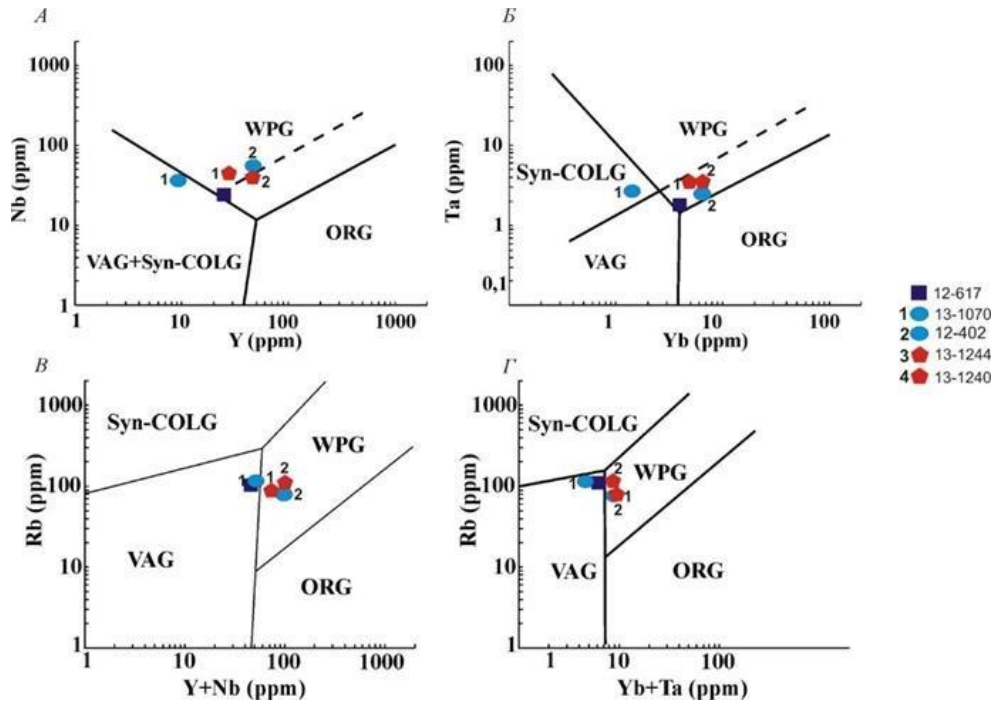


Рисунок 4. Геодинамические диаграммы Дж. Пирса для ультракальциевых риолитов Маньхембовского блока.

Условные обозначения: ORG – породы океанических хребтов, WPG – внутриплитные породы, VAG – породы вулканических дуг, Syn – COLG – коллизионные породы

Выводы

В пределах южной части Приполярного Урала выявлены небольшие тела ультракальциевых риолитов характеризующиеся широкой вариацией состава от нормально-щелочных риолитов до пантереллитов и коммендитов. Наличие рибекита и геохимические особенности пород указывает на то, что формирование ультракальциевых магматитов происходило в процессе сжатия, то есть на завершающей стадии внутриплитного вулканизма. Кроме того, в результате современных исследований установлена связь ультракальциевых риолитов южной части Приполярного Урала с редкометалльно-редкоземельной специализацией [2,4].

Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала // «Недра». Москва. 1997. 211 с
2. Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П., Бурмако П.Л. и др. Рудоносность Маньхембовского блока (Приполярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Урала и Сибири. Екатеринбург. УГГУ. 2017. С 38 -77
3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС. Магматические. Метасоматические. Импактные образования. Изд. 2-е. С.-Петербург. ВСЕГЕИ, 2008. 170с
4. Трутнев А.К., Душин В.А. Ультракальциевые риолиты Маньхембовского блока // 14-я международная научно-практическая конференция "Новые идеи в науках о Земле". Москва. МГРИ. 2019. С 189-190.
5. Фромберг Э.Д. Ультракальциевые риолиты – геология, геохимия, петрология // Диссертация доктора геолога – минералогических наук. Москва. 1993. 280 с



КРИСТАЛЛО-МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНОГО И СИНТЕТИЧЕСКОГО МАЛАХИТА

*Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН, tmb@iem.ac.ru),
Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, balvlad@iem.ac.ru),
Крикунова П.В. (МГУ им. М.В. Ломоносова, bonyrkr@gmail.com),
Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН, setkova@iem.ac.ru),
Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, alex@iem.ac.ru)*

Аннотация. Методом растровой электронной микроскопии изучены морфология и внутреннее строение образцов природного малахита Демократической Республики Конго и синтетического малахита, полученного в высоко- и низкоконтрированных растворах гидроксида аммония. Охарактеризованы форма и строение агрегатов природного и синтетического малахита.

Ключевые слова малахит, основной карбонат меди, медно-аммиачные растворы, кристаллизация, растровая электронная микроскопия, агрегаты малахита

Малахит – основной карбонат меди $[\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2]$ был синтезирован рециркуляционно-испарительным методом, разработанным в ИЭМ РАН [1, 2]. Проведены две серии опытов, в которых в качестве растворителей использовали высококонтрированные (2.0 m NH_4OH) и низкоконтрированные (0.1 m NH_4OH) растворы аммиака. В качестве шихты использовали химический реактив – основной карбонат меди. В результате экспериментов был получен синтетический малахит, по текстуре близкий к полосчатому заирскому малахиту. Химический состав, морфологические особенности и строение синтезированного малахита изучали в сравнении с природным малахитом (Колвези, ДР Конго) с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450 с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight.

Таблица 1. Химический состав малахита, в мас. %

Компоненты	Раствор	NiO	K ₂ O	CuO	SiO ₂	P ₂ O ₅
Синтетический малахит – 1	2.0 m NH_4OH	0.33–1.01	0.17–0.59	66.39–77.31	–	–
Синтетический малахит – 2	0.1 m NH_4OH	–	1.05–1.17	62.90–65.85	–	–
Природный малахит	–	–	0–0.21	67.03–69.29	0.0–0.73	0.26–21.42

Малахит, синтезированный в 2.0 m NH_4OH , имеет четко выраженную цветовую зональность, хорошо различимы границы разноокрашенных слоев. Слои располагаются практически параллельно. Визуально синтетический малахит близок по текстуре к природному заирскому малахиту. Малахит, выращенный в 0.1 m NH_4OH , также имеет полосчатую текстуру, однако зональность в нем выражена менее четко, рисунок менее контрастен. Существенным отличием полосчатого заирского малахита являются видимые темноокрашенные, почти черные включения, в составе которых содержание фосфора достигает 20 мас. %. Ряд таких включений был диагностирован как псевдомалахит $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$. В литературе отмечалось, что наличие включений псевдомалахита весьма характерно для добываемого в ДР Конго малахита [3].

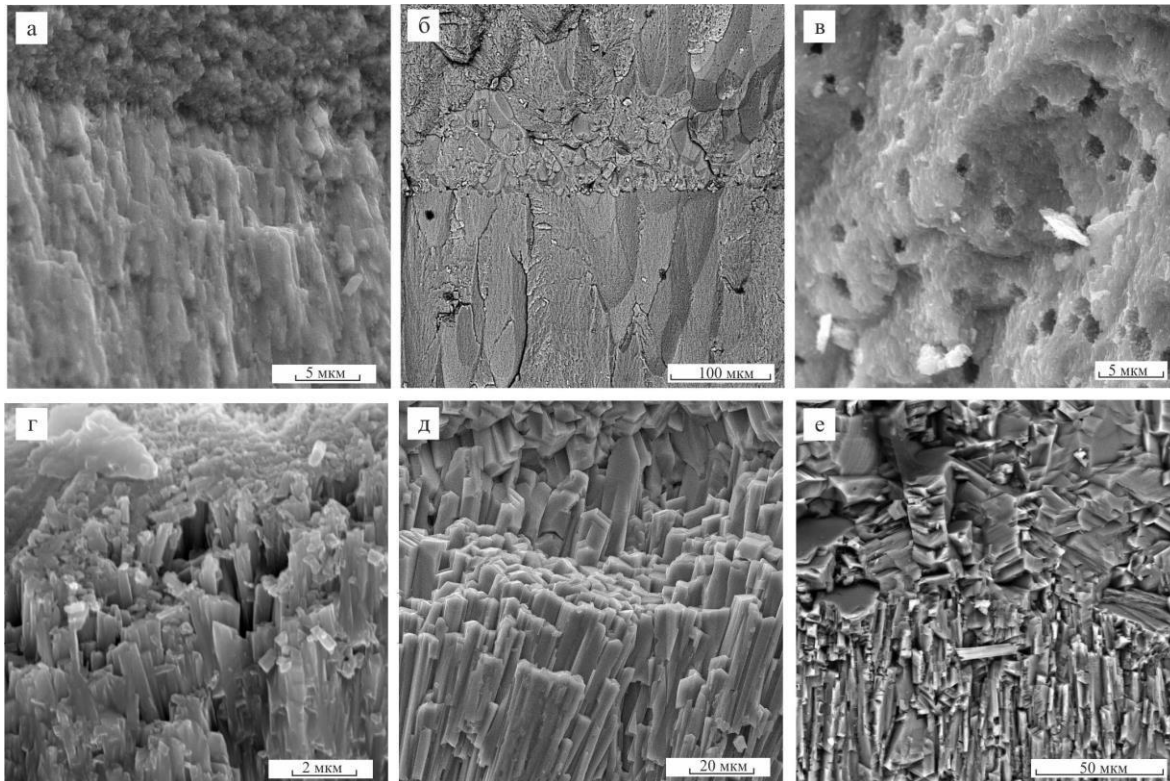


Рисунок 1. РЭМ – изображения малахита. Синтетический малахит: а, б, в – выращенный в высококонцентрированных и г – низкоконцентрированных растворах гидроокиси аммония; д, е – природный малахит (Колвези, ДР Конго).

Малахит, выращенный в высококонцентрированных растворах, сложен параллельно-шестоватыми (рис. 1а), либо полигональными агрегатами (рис. 1б). Кристаллы, слагающие агрегаты – игольчатые или удлинённо-призматические размером от 2 до 20 мкм в поперечнике. Параллельно-шестоватые агрегаты заирского малахита сложены удлинённо-призматическими кристаллами (5 – 15 мкм в поперечнике), реже – пластинчатого габитуса. При переходе от темно-зеленой зоны к более светлой в обоих типах образцов наблюдается уменьшение размера кристаллов (рис. 1б и 1е, средняя часть). Из рис. 1в видно, что в синтетическом малахите присутствует большое количество мелких пор, что объясняется высокими скоростями его роста (0.3 – 0.5 мм/сут). Кристаллы малахита, выращенного в низкоконцентрированных растворах, значительно мельче, плотно упакованы, размеры их в поперечнике не превышают 0.2 – 1.0 мкм. Скорость нароста малахита составила порядка (10 – 13 мкм/сут). Таким образом, несмотря на внешнюю схожесть, изученные текстурные типы малахита имеют существенные различия во внутреннем строении

Литература

1. Balitsky V.S., Bublikova T.M., Sorokina S.L., Balitskaia L.V., Shteinberg A.S. Man-made jewelry malachite // *Gems and Gemology*. 1987. V. 23. P. 152 – 157.
2. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Ханин Д.А., Некрасов А.Н., Сеткова Т.В. Особенности внутреннего строения синтетического аналога малахита // *Вестник МГУ. Серия 4. Геология*. 2018. № 6. С. 74 – 81.
3. Мукенди Э.Б. Критерии геолого-промышленной оценки малахита Демократической Республики Конго. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, МГРИ. 2009. 21 с.



ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД КАРБОНАТИТОВОЙ СЕРИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЯКУТИЯ)

Жумадилова Д.В. (Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии СО РАН, didi30750@gmail.com)

Прокорьев И.Р. (Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии СО РАН, prokorev_ilya@mail.ru), Дорошкевич А.Г. (Институт геологии и минералогии СО РАН, anna-dor@yandex.ru)

Аннотация: Обсуждаются новые минералогические и петрографические данные по магматическим образованиям карбонатитовой серии Арбарастахского щелочно-ультраосновного массива неопротерозойского возраста. В работе дается описание минерального состава фоскоритов и карбонатитов, особенностей взаимоотношения и химии минералов. Рассматривается эволюция состава слюд для пород карбонатитовой серии, а также затрагивается вопрос о возможном генезисе слюды в силикатных породах массива.

Ключевые слова: щелочно-ультраосновной комплекс, фоскориты, карбонатиты.

С щелочными комплексами связан широкий спектр месторождений разных типов минерального сырья, стратегически важного для высокотехнологичных отраслей современной промышленности: редкие (Nb, Ta, Zr и др.), редкоземельные (РЗЭ), радиоактивные и благородные (Au, Ag, Pt) металлы, месторождения апатита, флюорита и другие. Одним из таких потенциально рудоносных комплексов является щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив Арбарастах.

Арбарастахский массив располагается на территории Республики Саха (Якутия), в восточной части Нерюнгринского района, в бассейне р. Арбарастах (левый приток р. Идьюм). В тектоническом плане объект исследования располагается в пределах Алданского щита, на территории Учурского гранулит-парагнейсового террейна (Парфенов, Кузьмин, 2001). Щелочно-карбонатитовый комплекс Арбарастах имеет округлую в плане форму и занимает площадь около 38 км². Арбарастах впервые был исследован в 1940 году при проведении геологической съемки 1:100000 масштаба. В 1988 году объект был покрыт АГСМ-съемкой масштаба 1:50000, в ходе которой было выявлено большое количество локальных аэроаномалий урановой и торий-урановой природы (Горошко, 1994). Полученные поисковые результаты изменили представления о рудоносности Арбарастахского массива и позволили выделить его в ряд наиболее перспективных структур на юго-востоке Сибирской платформы.

Характерной чертой Арбарастахского массива является его концентрически-зональное строение, выраженное в закономерном чередовании пород с разным составом и разными условиями залегания (Глаголев, 1974). Массив прорывает метаморфические породы нижнего архея и обрамляется ореолом фенитов. Ядро представлено штокообразным телом пироксенитов. Также к центральной части массива приурочены выходы фоскоритов, залегающих как в форме мелких жил, так и крупных линзообразных тел мощностью в десятки метров. Породы состава ийолит-уртитов и мельтейгитов развиты в небольших масштабах в краевых частях ядра массива. Карбонатиты массива Арбарастах представлены в основном кальцитовыми разновидностями, основная масса которых сосредоточена внутри ядра пироксеновых пород, а также анкеритовыми и доломитовыми. Для пород карбонатитовой серии характерны дуговидные, полукольцевые, серповидные формы залежей, а также



разнообразные штокверки и жильные зоны. Также в массиве встречаются дайки ультраосновных пород, которые, судя по геологическому соотношению с другими породами, образовались позднее карбонатитов. Возрастные характеристики щелочных пород массива отвечают неопротерозою (Глаголев, 1974; ВСЕГЕИ, 2015). В данной работе будут описаны породы карбонатитовой серии- фоскориты и собственно карбонатиты.

Фоскориты массива Арбарастах представлены бадделеит- и пироклорсодержащими разновидностями. Порода имеет среднезернистую структуру и массивную текстуру. Главными минералами являются оливин, минералы группы шпинели, апатит, кальцит, доломит; второстепенные - флогопит, барит, баритоцелестин, целестин, стронцианит, баритокальцит. Акцессорные минералы в фоскоритах представлены бадделеитом и пироклором. Апатит в породе образует призматические идиоморфные кристаллы и относится к фторапатиту (F до 3,6 мас. %). Минерал обогащен стронцием до 1,3 мас. %, содержание PЗЭ – ниже предела обнаружения. Часто по прожилкам и краям зерен апатита наблюдается образование барита и баритоцелестина. Оливин (Fo=90-97%) образует идиоморфные кристаллы, частично или полностью серпентинизирован. Шпинелиды представлены двумя генерациями: первая - образует самостоятельные идиоморфные кристаллы, вторая образуется в виде структур распада в магнетите. Характерной особенностью шпинелидов первой генерации является наличие TiO₂ до 0,3 мас. % и отсутствие ZnO. По химическому и компонентному составу такие шпинелиды состоят на 85 % из магнетита, 10 % из магнезиоферрита и на 5 % из ульвошпинели. Для генерации второго типа характерно содержание ZnO до 2,6 мас. % и отсутствие титана. Такие шпинелиды содержат 90% шпинели, 5 % ганита, 2 % магнетита и 3 % магнезиоферрита. Слюда в фоскоритах представлена флогопитом. Кристаллы - зональные, что обусловлено вариациями содержания BaO (вариации от 0,7 до 5 мас. %). В фоскоритах присутствует большое количество минералов-концентраторов стронция и бария, среди которых - барит, стронцианит, целестин, баритоцелестин, баритокальцит. Перечисленные минералы образуют прожилки или каймы вокруг минералов. Кальцит и доломит образуют ксеноморфные зерна и содержат в своем составе стронций до 2 мас.%. Бадделеит образует микронные кристаллы, находящиеся в тесной ассоциации с пироклором. Минерал содержит HfO₂- до 3,7 мас. % и Nb₂O₅ до 5,6 мас. %. Пироклор образует темно-коричневые октаэдрические кристаллы, содержащие включения призм апатита, а также ксеноморфные эпитаксиальные вроски в бадделеите. Для пироклора характерно содержание UO₂ от 0 до 13, 94 мас. %, Ta₂O₅ от 3 до 13 мас. % ThO₂ – от 0,1 до 11,2 мас. %, ZrO₂ до 5, 5 мас. %, а также оксида бария до 3,5 мас. %, стронция до 3 мас. % и железа до 3,5 мас.%.

Карбонатиты представляют собой среднезернистую породу с массивной текстурой. Карбонатиты по составу относятся к кальциокарбонатитам и силикокарбонатитам (SiO₂ от 20 до 27 мас. %). Минеральный состав карбонатитов значительно варьирует: главные-кальцит (50-90%), клинопироксен (эгирин- диопсид) (3-15%), тетраферрифлогопит (2-20%), апатит (1-20%), второстепенные- амфибол (рихтерит). Акцессорным в породе являются титаномагнетит, пироклор, бадделеит, анкилит. Также в массиве встречаются разновидности карбонатитов с калиевым полевым шпатом, альбитом и нефелином. Фельдшпатоиды здесь образуют идиоморфные кристаллы в карбонатном матриксе. Для таких карбонатитов характерным акцессорными минералами являются циркон и пироклор, а также присутствуют минералы-концентраторы Sr, Ba, La, Pr, Ce, Nd: анкилит-(Ce), бастнезит-(Ce), бурбанкит.



Кальцит в карбонатах образует призматические кристаллы и содержит микронные вкрапления стронцианита и анкилита- (Ce). В химическом составе отмечаются содержания MgO до 1,3 мас. %, SrO до 1,5 мас. %. Клинопироксен по составу относится к эгирин- диопсиду- ($Di_{50-60}Aeg_{30-40}Hed_{0-20}$) и встречается преимущественно в силикокарбонатах, образуя призматические кристаллы. Химический состав клинопироксенов отвечает известным щелочным комплексам в мире и имеет тренд резкого перехода от диопсида к эгирину, без значительного участия Fe^{2+} в процессе кристаллизации пород, что отвечает окислительным условиям формирования (Marks and Markl, 2001). Щелочной амфибол (рихтерит) развивается по клинопироксену. Фтор-апатит (F= 4-5 мас. %) в карбонатах обогащен легкими РЗЭ (до 2,5 мас. %), причем их содержания увеличиваются от центра к краю зерна. Также, как и в фоскоритах массива, минерал обогащен SrO до 1,5 мас. %. Слюда представлена тетраферрифлогопитом. На диаграмме состава слюд из пород массива Арбарастах видно, что тренд химической эволюции состава в карбонатах отличается от тренда в фоскоритах и щелочных силикатных породах (рис.1). Для слюд карбонатов характерно увеличение содержания Mg и уменьшение количества Al и, можно заметить, что такое же изменение состава характерно для якупирангитов. Такая схожесть позволяет предполагать метасоматический генезис слюды в якупирангитовых породах, связанный с формированием карбонатов. Также можно заметить различие составов флогопита в фоскоритах и карбонатах массива, что может говорить о разных составах промежуточных расплавов. Согласно температурам образования по апатит-флогопитовому термометру (Ludington, 1978, Anderson, 1991) температура карбонатов близка к 850-1030 C°, а фоскоритов к 690-800 C°. Такие минералы как барит, анкилит (Ce), бастнезит (Ce) и бурбанкит встречаются в породах в виде микропрожилков и вкрапленников в карбонатах, либо по периферии кристаллов апатита, нефелина и магнетита. Титаномагнетит (сод. TiO_2 до 0,5 мас. %) в породе встречается редко и содержит включения ильменита. Пироксид образуют идиоморфные зональные октаэдры, врастающие в кристаллы силикатов. Часто можно заметить приуроченность акцессорного пироксидов к скоплениям апатита. В отличие от фоскоритов, в карбонатах пироксид не образует тесных сростаний с бадделейтом. В химическом составе пироксидов содержания UO_2 варьируют от 0,5 до 13 мас. %, ThO_2 от 0 до 6 мас. % и Ta_2O_5 от 0,2 до 14 мас. %. Часто отмечаются содержания оксида бария до 10 мас. %, оксида стронция 3 мас. %, а железа до 4 мас. %. Бадделейт встречается в карбонатах довольно редко и образует мельчайшие одиночные кристаллы. В химическом составе отмечается содержание HfO_2 до 1,8 мас. %.

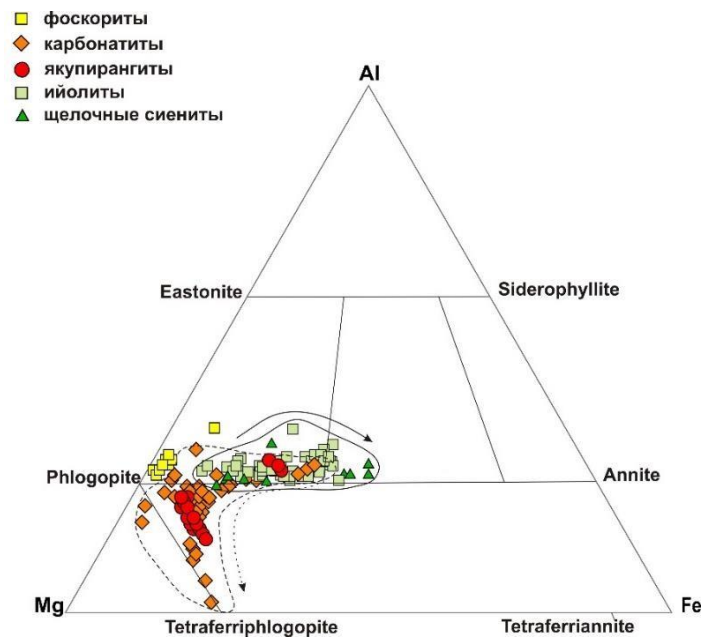


Рисунок 1. Состав флогопита щелочных пород массива Арбарастах.

Изучение геологии района выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (0330-2016-0002). Полевые работы, петрографические и минералогические исследования проведены в рамках проекта РНФ 19-17-00019.

Литература:

1. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеанская геология. 1994. №2. С. 54-63.
2. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков Л.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
3. Парфёнов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука / Интерпериодика", 2001.
4. Anderson T. (1991). Temperature-HF fugacity trends during crystallization of calcite carbonatite magma in Fen complex, Norway. *Min Mag* 55:81-94
5. Ludington, S. (1978). The biotite-apatite geothermometer revisited. *Am. Mineral.* 63, 551-53.
6. Marks MAW, Markl G (2001). Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria. *J Petrol* 42: 1947-1969.



СРАВНЕНИЕ КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ ВЕРШИНЫ И КВАРЦЕВЫХ ДОЛЕРИТОВ ОСНОВАНИЯ Г. АЮ-ДАГ (КРЫМ)

Юшин К.И. (МГРИ-РГГРУ, yushin-kirill@mail.ru),
Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ, vutenk@yandex.ru),
Туров А.В. (МГРИ-РГГРУ, avturov@yandex.ru)*

Аннотация. Петрографическое изучение кварцсодержащих пород вершины и основания г. Аю-Даг показывает существенную разницу структуры пород. Полнокристаллическая структура кварцевых диоритов вершины Аю-Дага контрастирует с присутствием стекла в составе кварцевых долеритов основания массива. Появление стекла у основания горы заменяет образование роговой обманки и биотита при сохранении только плагиоклаза и пироксена. Затвердевание в форме стекла отражает декомпрессию и разогрев расплава.

Ключевые слова. Г. Аю-Даг, кварцевый диорит, кварцевый долерит, кварц, плагиоклаз, вулканическое стекло, кальцит, фракционная кристаллизация, десиликация.

Кварцевые диориты является главной разновидностью магматических пород лакколита горы Аю-Даг [5]. Они слагают её вершину и, по-видимому, значительную часть задернованного склона. Другие разновидности изверженных горных пород представляют две дайки на склоне горы. В одной из них имеется зональность, представляющая магматическую дифференциацию. Широкий центр этой дайки сложен габбро, а периферия – кварцевыми долеритами. Другая дайка целиком сложена кварцевыми долеритами. В отличие от кварцевых диоритов массива в кварцевых долеритах даек есть элементы повторного плавления с образованием нераскристаллизованного стекла [5]. Эти дайки мощностью 1-2 и 5-7 м, несомненно, связаны с кварцевыми диоритами массива общим источником расплава и заполняют краевые трещины контракции массива. Видимая вертикальная мощность самого массива кварцевых диоритов составляет примерно 30 м.

Помимо этих данных о разных фазах внедрения расплава, в настоящее время появляются сведения о наличии более глубокой магматической дифференциации массива. Так, в работе Э.М. Спиридонова и др. [4] показано, что в основании массива г. Аю-Даг вдоль довольно протяжённого интервала береговой линии обнажаются совсем другие, более основные породы (габбро-норит-долериты). Длина их выхода вдоль берега составляет 150 м.

Нами было изучено другое крупное коренное обнажение в основании г. Аю-Даг, также находящееся в основании её склона (около уреза воды), но в 1,5 км западнее обнажения, описанного Э.М. Спиридоновым и др. Здесь скальный обрыв сложен уже не тёмноокрашенными габброидами (габбро-норит-долеритами), а более светлыми и внешне однородными кварцевыми долеритами.

В данной работе приводится сравнение близких по внешнему облику и составу кварцсодержащих пород вершины массива (кварцевых диоритов) и берегового основания массива (кварцевых долеритов).

Характеристика кварцевых диоритов вершины г. Аю-Даг, подробно изложенная в предыдущем докладе [5], сводится к следующему. Состав кварцевых диоритов (%): кварц – 10, плагиоклаз – 70, роговая обманка – 20, моноклинный пироксен – <1, биотит – <1, рудный минерал – 1-2. Структура гипидиоморфнозернистая, слабо порфиоровидная (рис. 1).



В шлифах имеются признаки фракционной магматической кристаллизации. Её результатом оказываются отдельные скопления цветных минералов, а также кварца и плагиоклаза. В первых характерно инконгруэнтное замещение рудного минерала и пироксена роговой обманкой, а во втором – смена начального плагиоклаза согласованным эвтектическим равновесием плагиоклаза и кварца. Характерно изменение состава плагиоклаза от начального лабрадора № 65 до

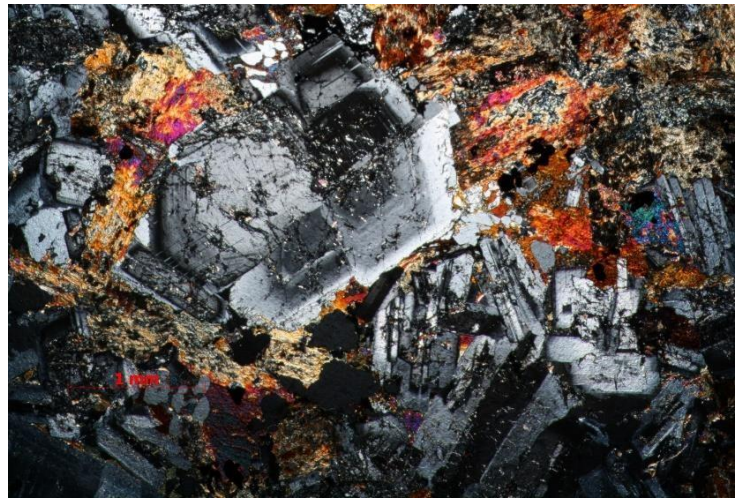


Рисунок 1. Гипидиоморфнозернистая, слабо порфириовидная структура кварцевого диорита. Об. 2,5^x. С ан.

олигоклаз-андезина № 30 в равновесии с кварцем. Подчеркнём, что в целом структура кварцевых долеритов верхней части массива достаточно однородна, несмотря на единичные крупные (2 мм) таблицы плагиоклаза.

Характеристика пород основания склона оказывается отличной от кварцевых диоритов вершины, несмотря на их внешнее сходство. По структуре и наличию вулканического стекла их следует называть кварцевыми долеритами (а не кварцевыми диоритами). Кроме того, эти породы содержат много вторичных минералов. Первичный состав кварцевых долеритов (%): кварц – 10, плагиоклаз – 45-50, моноклинный пироксен – 15-20, рудный минерал – до 5, изменённое стекло – до 20. Размеры отдельных кристаллов плагиоклаза достигают 3-4 мм, пироксена – 3 мм.

Структура породы отчётливо порфировая (рис. 2). Плагиоклаз в крупных зёрнах имеет состав лабрадора № 65, в мелких зёрнах – № 55. Видно, что мелкие зёрна плагиоклаза тяготеют к краевой зоне стекла. Но внутри стекла микролитов плагиоклаза нет. Изменённое стекло заполняет промежутки между участками полной раскристаллизации и имеет вид небольших линз, пятен с неровными краями. Везде стекло замещено хлоритом часто в форме монокристаллических пластин.



Рисунок 2. Порфировая структура кварцевого долерита. Об. 2,5^x. С ан.

По поводу особенностей кристаллизации кварцевого долерита на краю основания массива Аю-Даг можно сказать следующее. Формы зёрен, их распределение в шлифах показывают начальную фракционную кристаллизацию: рудный минерал → пироксен → наиболее основной плагиоклаз → менее основной плагиоклаз + кварц → стекло. До появления стекла эта последовательность представляет фракционную кристаллизацию. Она идёт с некоторым снижением температуры из-за передачи тепла в



боковые породы, где образуются роговики. Появление стекла отражает совершенно новые условия – декомпрессию с удалением воды из расплава и адиабатический разогрев остающегося расплава [1]. Это событие объясняет отсутствие появления роговой обманки и биотита, характерных для центра массива.

Такие условия затвердевания расплава на краю лакколита, скорее всего, связаны с соотношением скорости заполнения пространства и скорости кристаллизации. Если доминирует расширение, а кристаллы не успевают его компенсировать, то расплав оказывается в условиях декомпрессии и, соответственно, разогревается и затвердевает в виде стекла. Отсутствие микролитов и признаков инконгруэнтного растворения ранних минералов показывает, что накопление остаточного расплава соответствовало декомпрессии. Это соответствует

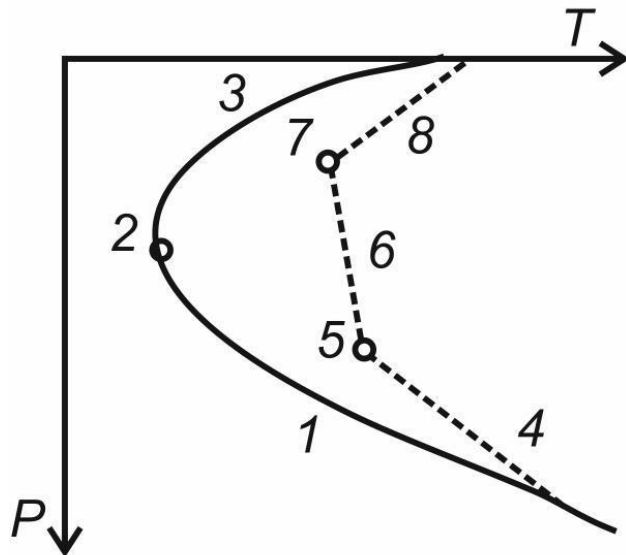


Рисунок 3. Изменение PT -условий (1-3 на кривой ликвидуса) без инконгруэнтного плавления ранних минералов (4-8)

огигающей кривой на диаграмме PT (рис. 3) [1]. Точка 1 соответствует последовательному выделению из расплава рудного минерала и плагиоклаза при некотором снижении температуры. В точке 2 к плагиоклазу добавляется кварц и параметры P и T становятся фиксированными. На отрезке 3 расплав адиабатически разогревается из-за появления трещин контракции и дегазации. Пунктирная кривая приведена для сравнения с известными случаями плавления ранних минералов [1], например, плагиоклаза в одной из боковых даек массива [5].

Такая последовательность (рудный минерал → пироксен → плагиоклаз → стекло) отличается от полной кристаллизации расплава кварцевых диоритов вершины г. Аю-Даг, где после пироксена выделялись роговая обманка и биотит. Здесь нет дополнительного расширения пространства при кристаллизации расплава. Поэтому он не разогревается, а кондуктивно отдаёт тепло в перекрывающие породы, где образуются роговики.

Окончательное затвердевание стекла и породы основания лакколита в целом приводит к явлению контракции (уменьшению объёма твёрдых фаз в форме микротрещин) [3]. Из-за расширения трещин заполняющий их раствор адиабатически охлаждается [6]. Поэтому все метасоматические минералы образуются после затвердевания расплава при резком снижении температуры.

Сначала по стеклу образуется хлорит, который не затрагивает зёрна пироксена. Эта кислотная реакция (без участия щелочей), по-видимому, обеспечивается начальной (полной)

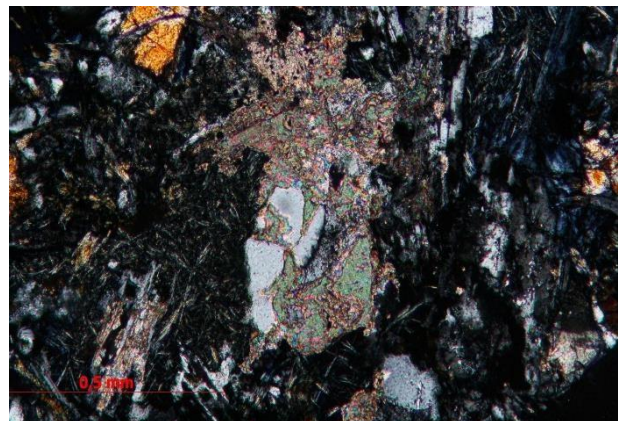
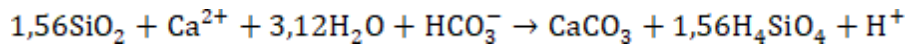


Рисунок 4. Замещение монокристаллического кварца кальцитом. Об. $10\times$. С ан.



кислотной диссоциацией угольной кислоты. При снижении температуры и неполной диссоциации угольной кислоты раствор становится щелочным. На этой стадии хлорит сменяется кальцитом, который весьма агрессивно развивается по ряду минералов – по пироксену, плагиоклазу, но особенно активно – по кварцу (рис. 4).

Реакция замещения кварца кальцитом:



Это реакция десиликации, которая протекает диффузионным способом [2]. Она рассчитана на равенство объёмов исходного кварца и замещающего кальцита, не имеющих общего катиона. Реакция имеет щелочную направленность (протон справа). Иногда кальцитом выполняются мелкие трещины внутри пластин хлорита, заместившего стекло (рис. 5). Появление этих трещин означает уменьшение объёма в реакции замещения стекла хлоритом.

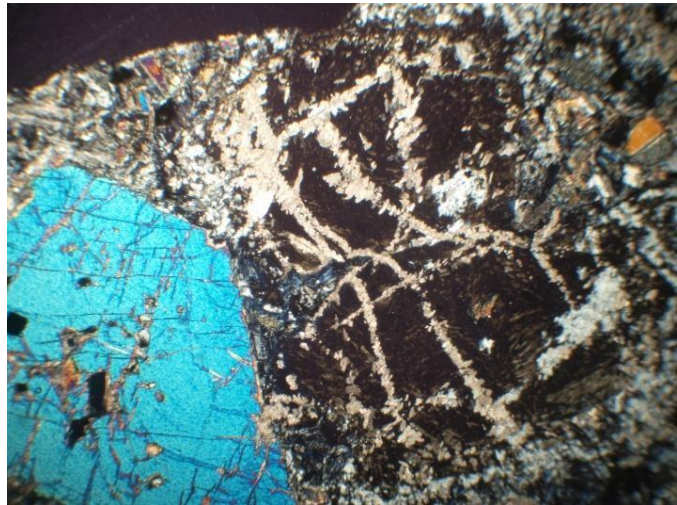


Рисунок 5. Выполнение кальцитом мелких трещин внутри монокристаллического хлорита. Рядом - кристалл моноклинного пироксена. Об. 10^x. С ан.

Наиболее поздние изменения приходятся на низкую температуру, при которой рудный минерал повсеместно замещается гидрогетитом (лимонитом). Этому процессу предшествует активизация серы, присутствие которой в растворах подтверждается наличием пирита.

Таким образом, главная роль в массовых вторичных процессах принадлежит не только воде, но и углекислоте, которая изменяет условия кислотности – щёлочности.

Оценивая вертикальную смену главных магматических пород массива, можно сказать следующее. Кварцевые долериты основания склона и кварцевые диориты вершины г. Аю-Даг представляют разновидности продуктов кристаллизации одного расплава, но в разных условиях (с дегазацией и без дегазации).

Литература

1. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
2. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. 2-е изд., доп. М.: Наука, 1982. 103 с.
3. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 156 с.
4. Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В. Характер контактов габброидного интрузива Аю-Даг, Горный Крым // XIV Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле»: тез. докл. – М., 2019. С. 97–100.
5. Юшин К.И., Туров А.В., Утенков В.А. Породы г. Аю-Даг (Крым) // XIV Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле»: тез. докл. – М., 2019. С. 420–423.
6. Bischoff J.L., Pitzer K.S. Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems // Earth and planetary science letters, 75 (1985). P. 327–338.



ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОГОРСКОЕ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР (ТАДЖИКИСТАН)

Одинаев Ш.А. (МГРИ, г. Москва, Sharif.Geolog@mail.ru), Литвиненко А.К. (МГРИ, г. Москва, akl1954@yandex.ru)

Аннотация. Ювелирный скаполит на месторождении образовался в полостях, расположенных в зональных альбититах. Альбититы образовались в результате замещения нефелиновых сиенитов. Полости сформировались в ходе метасоматоза, протекавшего с отрицательным объёмным эффектом

Ключевые слова. Центральный Памир, музкольская серия, сарыджилгинская свита, кукуртский комплекс, месторождение ювелирного скаполита Черногорское, нефелиновые сиениты, шестоватый скаполит.

Черногорское месторождение расположено на правом склоне р. Кукурт на высоте 4609 м над уровнем моря (рис. 1). Район месторождения сложен породами сарыджилгинской свиты, входящей в состав музкольской серии (PR₁). Породы месторождения, как и вся серия, претерпели в своём развитии два тектоно-метаморфических цикла [1].

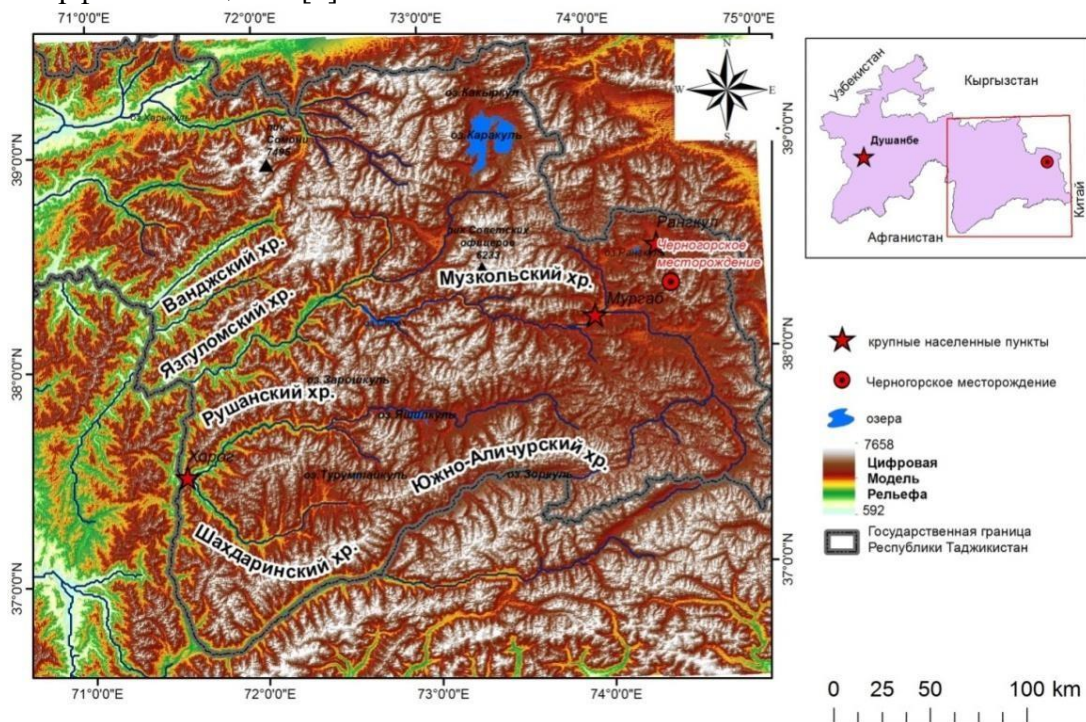


Рисунок 1. Физико-географическая карта Памира.

В структурном плане месторождения находится на северном крыле Шатпутской антиклинали, осложняющей Музкол-Ранкульский антиклинорий [5,6]. Геология месторождения и скаполитовая минерализация рассмотрена в публикациях [5,7,9,10].

На месторождении доминируют амфиболиты (альбит-флогопит-роговообманкового состава), подчинённое место занимают альбититы [5-7,10]. Важное значение в его строении играют магматические породы двух интрузивных комплексов: кукуртского (гарцбургиты, габброиды, нефелиновые сиениты) – докембрийский и шатпутского (граниты и пегматиты) – мел-палеогеновый.



Определение протопород кукуртского комплекса, по которым образовались вмещающие комплексы пород ювелирной скаполитовой минерализации, предлагается решать следующим путём.

1. По химическому составу [6] метасоматические породы Черногорского месторождения в основном коррелируются с щелочными базитами и ультрабазитами. Это подтверждает наше предположение о щёлочно-габброидной, нефелин сиенитовой и мельтейгитовой природе протолита (рис. 2а). На двух классификационных диаграммах [17] и [16] эти породы попадают в поля щелочных пород основного и ультраосновного состава (рис.2б).

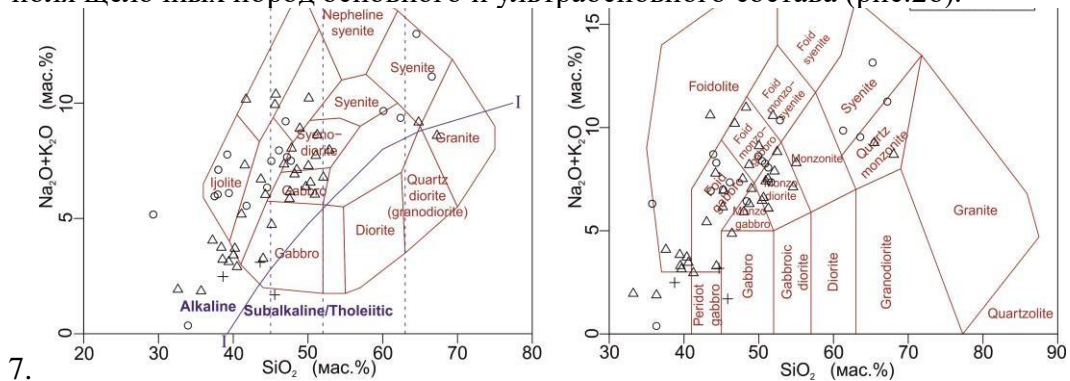


Рисунок 2. Положение горных пород Черногорского месторождения на диаграмме *Soh et al.* [17]. а) I-I – граница между щелочными и субщелочными рядами по Ирвину и Барагару; б) по [16].

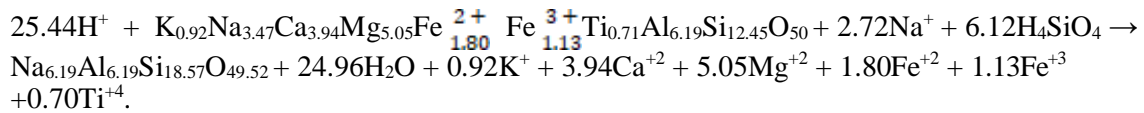
2. На основе прямых находок в составе кукуртского комплекса нефелиновых сиенитов [3] мы предполагаем, что эти породы явились протопородами для образования альбититов с пустотами. Это подтверждается следующими расчётами:
а) На диаграмме основных типов магматических пород [13] в координатах глинозёмистость–фемичность–общая щёлочность амфиболиты Черногорского месторождения также попадают в зону субщелочных и щелочных пород, располагаясь вблизи точек, соответствующих нефелинитам, лейцититам и оливиновым толеитам. Амфиболиты, которые вмещают альбититы, вероятно, образовались по меланократовым габбро и гипербазитам.

б) В шлифах в порфиробластах роговой обманки встречаются реликты моноклинного пироксена, относимого к первичной магматической породе.

в) Соотношение составов амфибола и плагиоклаза из амфиболитов на диаграмме [12] соответствует полю сиенитов.

Таким образом, первичной породой альбититов могли быть нефелиновые сиениты кукуртского комплекса. Его относительно крупный массив закартирован на левом борту долины реки Зорбурулюк вблизи месторождения [5,11].

3. В результате натрий-кремниевого (кислотного) метасоматоза с выносом К, Са, Mg, Fe из нефелиновых сиенитов сформировались альбититы – вмещающая среда и источник вещества для скаполитовых зон с пустотами. Реальный состав нефелиновых сиенитов кукуртского комплекса, пересчитанный на атомные количества и представленный в виде формулы, рассчитанной на 50 единиц кислорода (O₅₀), показывает, что эти породы в ходе нижеприведенной реакции могут преобразовываться в альбититы:



Мольный объём нефелиновых сиенитов равен $721 \text{ см}^3/\text{моль}$, а новообразованных альбититов – $620.3 \text{ см}^3/\text{моль}$. Реакция прошла с отрицательным объёмным эффектом: $\Delta V = -100.7 \text{ см}^3/\text{моль}$. Таким образом альбитизация нефелинового сиенита привела к уменьшению объёма твёрдых фаз приблизительно на 14 %. Для образования альбититов с пустотами нефелиновые сиениты являются самой благоприятной физико-химической средой.

В освобождённом пространстве – в пустотах – шло замещение альбита скаполитом и происходил рост его кристаллов от стенок к центру полостей (рис. 3). Судя по составу скаполита [6] кислотные условия обеспечивались HCl. В последнюю стадию эндогенной активности шестоватый скаполит фрагментами заместился кристаллами альбита-клевеландита, а в полостях образовались кристаллы ювелирного скаполита. Рост кристаллов клеветандита в кавернах скаполита происходил вследствие нейтрализации растворов на конечной стадии процесса.

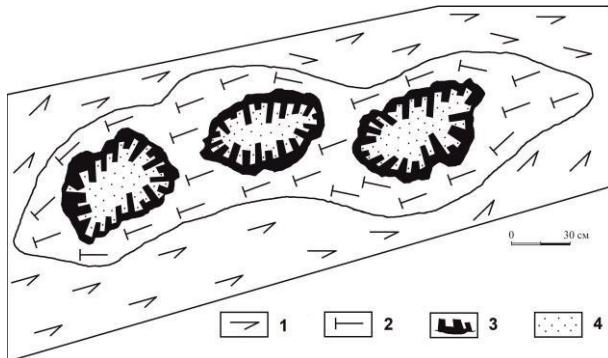


Рисунок 3. Строение альбитовой линзы, стенки которой инкрустированы шестоватым скаполитом, содержащее ювелирное кристаллосырьё скаполита. 1 – амфиболиты; 2 – альбититы; 3 – шестоватый скаполит; 4 – полости с ювелирным скаполитом.

Скаполитовая минерализация как и альбитовая чётко разделяется на две возрастные генерации.

Для скаполита характерны обильные газо-жидкие включения. Температура их гомогенизации в шестоватом скаполите варьирует от 600 до 500° [15], а в ювелирном из полостей – от 250 до 180°C [4]. В газо-жидкие включениях скаполитов из рассматриваемого района установлены [14] хлоридные рассолы.

Источником флюидов для рассматриваемого процесса явились породы сарыджилгинской свиты. Она на 50 % состоит из карбонатных пород, имеющих генетическую связь с

эвапоритами [2,8] – хемогенными осадками богатыми галогенами (Cl, F, Br) и серой. Мы предполагаем, что Черногорское месторождение генетически связано с ними, что вероятно, обусловило присутствие в составе амфиболитов, альбититов и скаполитовых линз до (мас.%) 0.56 S, 4.8 Cl, 0.18 Sr, 0.05 Ba, которые могли быть привнесены из мраморов. Перечисленные элементы входили в состав минералообразующих флюидов, обеспечивших формирование альбититов по нефелиновым сиенитам с образованием пустот, замещение альбита скаполитом и кристаллизацию ювелирных кристаллов в полостях.

На Черногорском месторождении магнезиальных скарнов не обнаружено, но альбититовые тела и скаполитовые линзы являются синхронными с ними.

Анализ геологии известных месторождений ювелирного скаполита позволяет наметить следующую тенденцию: мариалитовые и мейонитовые проявления, вероятно, различаются генетически. Месторождения мариалита, и мейонита



локализованы в докембрийских блоках земной коры, структурно представленных древними платформами и срединными массивами.

Последовательность процессов на месторождении отвечает такой схеме: образование докембрийских нефелиновых сиенитов → развитие по ним альбититов → рост на стенках пустот шестоватого (не ювелирного) скаполита → кристаллизация в пустотах ювелирного скаполита и альбита-клевеландита. Следует заметить, что, если нефелиновые сиениты мы реконструируем, то по две генерации альбита и скаполита вполне уверенно фиксируются в образцах и шлифах.

Литература

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. – Л.: ЛГУ, – 1963. – 243 с.
2. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1991. 336 с.
3. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Первая находка нефелиновых пород на Памире // М.: Изд-во Наука. – Докл. АН СССР, 1971, Т. 196, №1, С. 190-191.
4. Дмитриев Э.А., Скригитиль А.М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН Тадж. ССР, 1982, Т. XXV. №10. С. 612-614.
5. Литвиненко А.К., Одинаев Ш.А., Малахов Ф.А. Первая находка содалита и нефелина на месторождении ювелирного скаполита Черногорское (Центральный Памир) // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 7. С. 17-22.
6. Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Одинаев Ш.А., Утенков В.А. Геология Черногорского месторождения ювелирного скаполита на Центральном Памире (Таджикистан) // Геология рудных месторождений. М.: Наука – 2019. – том 61. – № 5. С. 96-108.
7. Литвиненко А.К., Одинаев Ш.А., Верчеба А.А. Кобальт и никель в нерудных минералах месторождения ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир // Горный журнал. – 2019. №11. С. 50-53.
8. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. Генетические типы скаполита сарыджилгинской свиты музкольской метоморфической серии (Центральный Памир) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011, № 1, С. 23-29.
9. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К., Верчеба А.А., Ятимов У.А. Геохимическая аномалия кобальта и никеля на площади Черногорского месторождения ювелирного скаполита, Центральный Памир (Таджикистан) // Горные науки и технологии. 2019. том. 4, №4. С. 282-291
10. Литвиненко А.К., Одинаев Ш.А. Минералы титана на месторождении ювелирного скаполита Черногорское, Центральный Памир // Материалы XIV межд. научно-практической конф. «Новые идеи в науках о Земле» Т.II; «Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле -минерагии, минералогии и геммологии, петрологии и геохимии». МГРИ им. Серго Орджоникидзе, – М.: – 2019 С. 305-306.
11. Одинаев Ш.А., Литвиненко А.К. Метасоматические карбонатиты междуречье Кукурт-Зорбурулюк, Центральный Памир (Республика Таджикистан) // Сб. статей VII Всеросс. молодёжной конф. «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий», Уфа, РН-БашНИПИнефть, 2019, С. 104-108.
12. Перчук Л.И. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
13. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
14. Прокофьев В.Ю., Перетяжко И.С., Загорский В.Е. Включения высокотемпературных хлоридных рассолов в скаполите Кукуртского самоцветного узла (Центральный Памир) // Докл. АН. М.: Наука, 2000. Т. 370. № 5. С. 665-667.



15. Рафикова Ф.З. Термобарогеохимические условия образования скаполитового месторождения Кукуртскогакамнесамоцветного узла (Восточный Памир): автореф. дис канд. геол.-мин. наук. – М., 1994. – 23 с.
16. Middlemost E.A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224.
17. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London (450 pp.).



ЛАЗУРИТ В ДЕКОРАТИВНО-ПРИКЛАДНОМ ИСКУССТВЕ

Чужанова Т.Ю.* (Санкт-Петербургский государственный университет промышленных технологий и дизайна, tvonar@yandex.ru)

Литвинова Т.А. (Санкт-Петербургский государственный университет промышленных технологий и дизайна, lit988@yandex.ru)

Аннотация. Рассматриваются особенности материала лазурита и его применение в декоративном убранстве дворцового интерьера. Освещаются месторождения лазурита в России и история его применения.

Ключевые слова: лазурит, декоративно-прикладное искусство, убранство интерьера, Лионский зал

Актуальность темы. Природный минерал лазурит традиционно применялся в ювелирном искусстве, в украшении бытовых и ритуальных предметов. В России применение лазурита получило распространение в период царствования Екатерины с конца 18 века. В это время лазурит стал применяться впервые в оформлении дворцовых интерьеров. В настоящее время, в связи с популярностью природных материалов актуальным является изучение исторического и современного контекста использования лазурита.

Природное строение лазурита. Лазурит — природный полудрагоценный непрозрачный минерал. Оттенки минерала от синего до голубовато-серого или зеленовато-серого цвета, лучшими считают камни сочно синие или сине-фиолетовые, а также насыщенно голубые. Для лазурита характерны включения белых вкраплений известняка и золотистых вкраплений слюды и колчедана. Блеск минерала имеет вид стеклянного (иногда вплоть до жирного). Блеск неустойчив к воздействию мыла, горячей воды, высоких температур, давления, кислот. Поэтому обращение с изделиями из лазурита должно быть бережным и аккуратным.

Месторождения лазурита в России. К природным богатствам России в 18-19 веках добавились собственные месторождения лазурита. Ранее считавшийся редким камнем, и достаточно дорогим, теперь лазурит попадает на внутренний рынок и применяется при выполнении заказов Императорского двора. Лазуриновые месторождения Прибайкалья были открыты в 1784 году знаменитым исследователем Сибири Э. Лаксманом. Позже, основные коренные месторождения лазурита были открыты в середине 19 века исследователем Прибайкалья Григорием Маркиановичем Пермикиным. Им была привезена первая промышленная партия лазурита на Петергофскую гранильную фабрику. В Юго-Западном Прибайкалье известны семь коренных месторождений.

Особенности русского лазурита. В прибайкальских месторождениях цвет лазурита чисто синий, с высоким блеском и мягкой, приятной полупрозрачностью. Серный колчедан наблюдается в нем реже, чем в образцах из Средней Азии. Иногда попадаются разности фиолетовые, красноватые или зеленые, что связано с переходами в другие минеральные виды и в глауколит. Прибайкальский лазурит состоит из более крупных зерен, часто *цементированных белым веществом* (рис. 1). Русский лазурит имеет пятнистый вид (рис. 1) и по качеству уступает бадахшанскому. При слабом прокаливании цвет русского лазурита иногда делается темнее и сближается с цветом бадахшанского. В настоящее время российские месторождения не разрабатываются, во всяком случае официально.

Бадахшанский лазурит (рис. 2) добывается на территории современного Афганистана и резко отличается от прибайкальского. Бадахшанскому лазуриту характерен темно-синий цвет (рис. 2), в противоположность тону прибайкальского лазурита (рис. 1). В бадахшанском лазурите характерны остатки слоистости породы, обилие зерен и кубов пирита и более мелкое зерно. Оттенок прибайкальского лазурита мягче, нежнее и светлее (рис. 1).

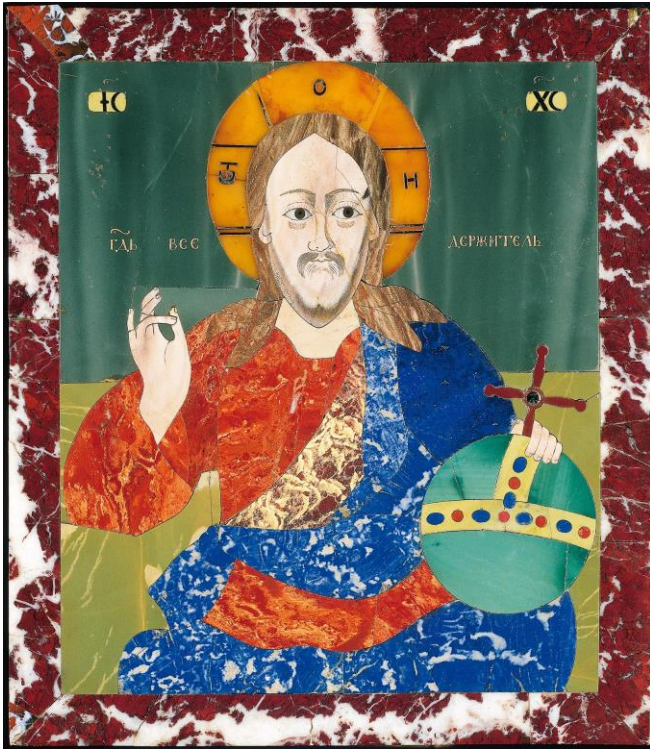


Рисунок 1. Брошь «Альтернатива». Санкт-Петербург, 2000 г. Автор: Д.М. Пасынков (род. 1951). Материал: золото, лазурит бадахшанский, опалы, рубины, бриллианты. Размеры: 4,5х2,8 см. Дар автора Государственному Эрмитажу



Рисунок 2. Брошь «Альтернатива». Санкт-Петербург, 2000 г. Автор: Д.М. Пасынков (род. 1951). Материал: золото, лазурит бадахшанский, опалы, рубины, бриллианты. Размеры: 4,5х2,8 см. Дар автора Государственному Эрмитажу

Лазурит – минерал русских царей. Многочисленные документы архива Кабинета императорского Двора свидетельствуют о том, что в середине и второй половине XIX века по заказам Двора приобреталось довольно много изделий из ляпис-лазури: предметы культа, ювелирные изделия, предметы убранства интерьера (рис. 3). Выполнялись они из бадахшанского лазурита (в больших количествах закупался в Афганистане и через Нижегородскую ярмарку), а также из прибайкальского камня.



Рисунок 3. Жардиньерка-канделябр из имущества Аничкова Дворца. 1861 г. Автор проекта И.А. Монигетти (1819-1878). Производство: Императорская Петергофская гранильная фабрика, Торгово-промышленная фирма «Английский магазин. Никольс и Плинке». Материал: лазурит, бронза. Техника: мозаика, литье, чеканка, золочение. Из коллекции Государственного Эрмитажа

Лазурит в Лионском зале Екатерининского дворца (рис. 4). Первоначальная идея использования лазурита в дворцовом интерьере принадлежала архитектору Ч. Камерону (последняя четверть XVIII века). При отделке Лионского зала основным материалом был выбран лазурит. Чарльз Камерон облицовал карниз, фриз, панели в нижней части стен (рис. 4), обрамлявших зал по всему периметру. Лазуритовая отделка была выполнена из тонких пластин, наклеенных на каменную основу в технике «русская мозаика»: облицовка больших поверхностей крупных изделий тонко напильными пластинами цветного камня, точно подогнанными друг к другу и создававшими впечатление монолитности (рис. 4). В Лионском зале лазуритовые панели были декорированы накладными деталями золоченой бронзы в виде различных гротесков (рис. 4).

Архитектор И.А.Монигетти обновил архитектурную отделку Лионского зала в 1856 — 1858 годах. Мастерами петергофской гранильной фабрики был использован прибайкальский лазурит и ими выполнены вставки из лазурита на новых мраморных каминах. В решении интерьера архитектор использовал ляпис-лазурь в декоре стен (рис. 4). Архитектор И.А.Монигетти создал не только новую архитектурную отделку Лионского зала, но и новые предметы мебелировки. По его проекту в начале 1860-х годов для парадной гостиной выполняется эффектный гарнитур предметов мебели и осветительной арматуры из прибайкальского и бадахшанского лазурита с отделкой золоченой бронзы (рис. 4). Лазуритовые части предметов были изготовлены на Петергофской гранильной фабрике; детали золоченой бронзы выполнены через фирму «Английский магазин» Никольса и Плинке, поставщика императорского двора. Отделка Лионского зала (рис. 4) – безусловный шедевр декоративно-прикладного искусства середины XIX века.



Рисунок 4. Лионский зал Екатерининского дворца (после реставрации 2019 г.).

Первоначальная идея использования лазурита принадлежала **архитектору Ч. Камерону**: облицовка панелей в нижней части стен зала по всему периметру. Лазуритовая отделка была выполнена из тонких пластин, наклеенных на каменную основу в технике «русская мозаика».

Архитектор И.А. Монигетти создал новую архитектурную отделку Лионского зала в 1856 — 1858 годах. По проекту И.А.Монигетти в начале 1860-х годов выполнен гарнитур мебели и осветительной арматуры из приборкальского и бадахшанского лазурита с отделкой золоченой бронзы. Лазуритовые части предметов были изготовлены на Императорская Петергофская гранильная фабрика; детали золоченой бронзы выполнены через фирму «Английский магазин» Никольса и Плинке, поставщика императорского двора

Литература

1. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. Т.1. М.: Terra-Книжный клуб, 2003. -352 с.
2. Мавродина Н.М. Искусство русских камнерезов XVIII - XIX веков = The art of Russian Stone Carvers 18 th - 19 th Centuries: каталог коллекции. Санкт-Петербург: Изд-во Государственного Эрмитажа, 2007. - 559 с.
3. Лионский зал // Царскосельская янтарная мастерская. URL: <http://www.amberroom.ru/index.php/ru/proj-gu-2/lionski-zal> (дата обращения: 20.02.2020).
4. Серпинская Т. В. Лионский зал Екатерининского дворца // Наше Наследие, 2003, № 67-68. URL: <http://www.nasledie-rus.ru/podshivka/6814.php> (дата обращения: 21.02.2020).