

Ю.А. Рыжкова, К.А. Новоселов

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, г. Миасс
padushina@mail.ru*

Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал)

Текстуры руд несут генетическую информацию о месторождении, что определяет важность их изучения [Craig, 2001]. В значительной мере на интерпретации текстурных особенностей руд построен метод рудно-фациального анализа колчеданных месторождений [Масленников, Зайков, 2006]. В данной работе рассмотрены руды стратиформного полиметаллического проявления Биксизак, которое является частью эптермально-порфировой системы [Грабежев, Широбокова, 1991; Плотинская и др., 2010; Серавкин, Сначев, 2012]. Минералогия руд была детально изучена О.Ю. Плотинской с соавторами [Плотинская и др., 2010; 2020]. Нами выполнен текстурный анализ руд с целью изучения их генезиса. Работы включали в себя анализ имеющейся информации о месторождении, обработку данных, полученных в ходе ревизии керна скважин, и оптико-микроскопический анализ руд.

Рудопроявление находится в 35 км к юго-западу от г. Челябинск в Мичуринской зоне Биргильдинско-Томинского рудного узла. В его пределах известны месторождения медно-порфирового (Томинское, Биргильдинское) и эптермального Au-Ag (Березняковское) типа, что позволяет рассматривать рудный узел как эптермально-порфировую систему. Такие системы могут вмещать стратиформное полиметаллическое оруденение, которое ассоциирует с карбонатными толщами [Sillitoe, 2010].

Разрез рудопроявления Биксизак включает (снизу вверх): базальты саргазинской свиты (O_{1-2}) бимодальной формации, мраморизованные известняки биксизакской свиты (O_2-S_1), часто брекчированные, андезит-дацитовые туфы березняковской свиты (D_3-C_1) [Серавкин, Сначев, 2012; Плотинская и др., 2010]. Интрузивные породы представлены телами андезитовых и диоритовых порфиритов биргильдинско-томинского комплекса (D_3-C_1) [Кузнецов и др., 1995ф]. В пределах участка наблюдаются многочисленные разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Они фиксируются зонами брекчирования и катаклаза, а также линейными корами выветривания.

Руды тяготеют к кровле пачки мраморизованных известняков. Сульфидная залежь субсогласна напластованию пород, имеет пластообразную либо линзовидную форму. Длина рудной зоны около 1000 м, ширина 400–800 м, она полого погружается на запад [Кузнецов и др., 1995ф]. Залежь ориентирована вдоль контакта массива диоритовых порфиритов.

Имеющиеся данные позволяют выделить оксидно-железистую (магнетит-гематитовую), пиритовую, пирит-полиметаллическую (пирит-сфалерит-халькопиритовую±блеклая руда) рудные ассоциации, которые, вероятно, формируют временную последовательность [Плотинская и др., 2010]. Среди рудных минералов преобладают пирит и сфалерит, второстепенными являются халькопирит, блеклые руды, магнетит и гематит. Редкие минералы представлены галенитом, пирротином, арсенопиритом, золотом, борнитом, колорадоитом, тетрадимитом, гесситом, штютцитом, петцитом, теллуровисмутитом, волынскитом, раклиджитом, алтайитом, акантитом, пирсейт-полибазитом, цумоитом, аллоклазитом, клаусталитом, смитсонитом [Плотинская и др., 2010; 2020].

Руды проявления Биксизак имеют преимущественно вкрашенную, прожилково-вкрашенную, массивную текстуры (табл.) (рис. 1). Реже встречаются брекчевые, цементные, пятнистые, прожилковые текстуры. Распределение текстурных типов руд в пределах залежи в изученном масштабе не картируется, но можно видеть некоторые закономерности.

Таблица

Основные текстуры руд проявления Биксизак

| Текстуры руд | Вмещающие породы | | | |
|------------------------|------------------------------------|---------------------|--|--|
| | Туф | Диоритовый порфирит | Известняк мраморизованный | Хлорит-карбонат-кварц-серийцитовый метасоматит по туфу |
| Массивная | | | Пиритовая, пирит-полиметаллическая | Пиритовая |
| Вкрапленная | Пиритовая, пирит-полиметаллическая | Пиритовая | Пиритовая, пирит-полиметаллическая | Пиритовая, пирит-полиметаллическая |
| Прожилковая | Пиритовая | | Пиритовая | Пиритовая |
| Прожилково-вкрапленная | Пиритовая | Пиритовая | Пиритовая, пирит-полиметаллическая, магнетит-гематитовая | Пиритовая |

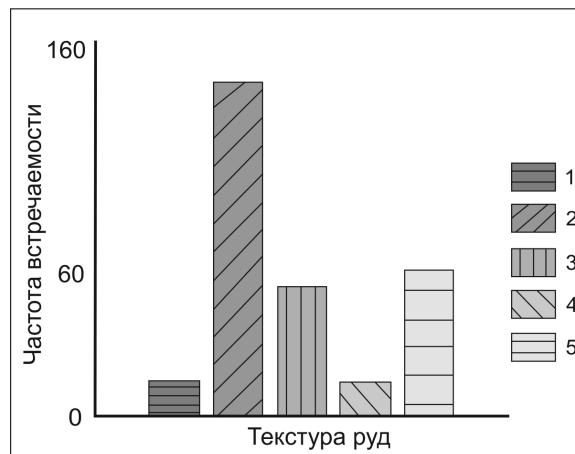


Рис. 1. Распределение текстур руд проявления Биксизак: 1 – массивная, 2 – вкрапленная, 3 – гнездово-вкрапленная, 4 – прожилковая, 5 – прожилково-вкрапленная.

Массивные руды преимущественно локализованы в кровле пачки мраморизованных известняков. Здесь различаются участки пиритовых и сфалеритовых (с пиритом, халькопиритом) руд. В последних массивный сфалеритовый агрегат вмещает пятнистые обособления пирита, гнезда и прожилки карбонатов.

Вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды в объеме залежи распространены более широко по сравнению с массивными (рис. 1). Пиритовая вкрапленность различной интенсивности присутствует как в мраморизованных известняках, так и в перекрывающих ее вулканогенно-обломочных породах и, спорадически, в диоритовых порфиритах (рис. 2). Гнездово-вкрапленная минерализация приурочена к цементу брекчий и прожилкам карбонатов.

Вкрапленные и массивные руды преимущественно находятся на контакте мраморизованных известняков с хлорит-карбонат-кварц-серийцитовыми метасоматитами по туфам и собственно туфам. Мощность таких рудных слоев варьирует от 0.1 м до 8 м. Кроме того, довольно часто встречаются рудные прослои в брекчированных и мраморизованных известняках мощностью 0.2–15.3 м. Редко рудные слои встречаются непосредственно в хлорит-карбонат-кварц-серийцитовых метасоматитах мощностью до 1.7 м.

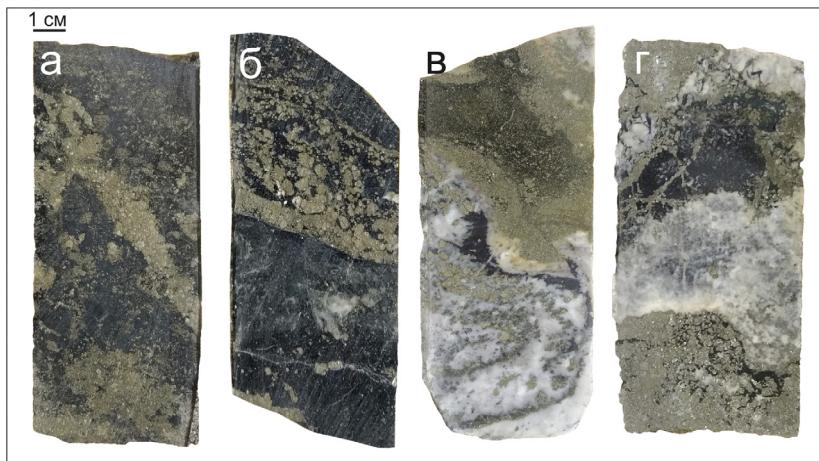


Рис. 2. Преобладающие вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры руд проявления Биксизак в преобразованных вулканогенно-обломочных породах (а, б) и мраморизованном известняке (в, г).

Обломочные руды представлены обломками массивных агрегатов пирита, сцементированными мраморизованными известняками и хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми метасоматитами по туфу. Редко наблюдаются рудокласты пирита в измененных полимиктовых брекчиях, карбонатных породах и метасоматитах хлорит-карбонат-кварц-серицитового состава. Размер рудокластов достигает нескольких сантиметров, но чаще около 1 см. Обломки округлые, сортированы плохо. Часто наблюдается катаклаз обломков, где трещины залечены нерудным цементом.

Цементные и прожилковые текстуры руд обусловлены развитием сульфидов полиметаллической ассоциации, цементирующих обломки мраморизованных известняков (или являющихся цементом брекчированных мраморизованных известняков).

Диоритовые порфиры Биргильдинско-Томинского комплекса являются рудоносными, и с ними связаны меднопорфировые месторождения района (Томинское, Биргильдинское) [Plotinskaya et al., 2014]. На участке рудопроявления Биксизак их внедрение привело к мраморизации известняков, а также эпидотизации и, возможно, развитию вкрапленности магнетита и гематита. Кроме того, при внедрении произошло тектоническое «скучивание» вмещающих пород, сопровождавшееся разрывами. Это привело к созданию благоприятной среды для рудоотложения в постмагматическую стадию. Действительно, рудную залежь можно представить как седловидную жилу на границе смятых в антиклинальную складку мраморизованных известняков и перекрывающих вулканогенные породы. Последние, вероятно, играли экранирующую роль.

Отложению руд продуктивной полиметаллической стадии предшествовало серноколчеданное оруденение. Пиритовыми рудами сформированы массивные и вкрапленные текстуры, а также характерные брекчевые руды, в которых обломки пирита сцементированы жильными минералами. Образование брекчевых пиритовых руд, возможно, связано с разрушением массивных агрегатов из-за частичного выщелачивания карбонатного материала в ходе отложения сульфидов. Цементные и прожилковые текстуры руд свидетельствуют об эпигенетическом характере рудоотложения.

Авторы выражают благодарность Е.В. Белогуб за полезные рекомендации и замечания при выполнении работы.

Литература

Грабежев А.И., Широбокова Т.И. Новый тип серебро-медно-цинкового оруденения на Южном Урале // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 318. № 5. С. 1191–1194.

Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Савельев В.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50000 Полетаевской площади и общих поисках меди, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых. Челябинск: 1995ф. 954 с.

Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ. 2006. 224 с.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Грабежев А.И., Новоселов К.А. Минералогия и условия формирования руд серебро-полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 439–456.

Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия благородных металлов в рудах полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 483–502.

Серавкин И.Б., Сначев В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253–265.

Craig J.R. Ore-mineral textures and the tales they tell // Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 937–956.

Plotinskaya O.Yu., Grabezhov A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. P. 910-931.

Sillitoe R. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

A.В. Малютина^{1,2}, Ю.О. Редин², А.А. Редина², В.П. Мокрушиников²

¹ – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

malyutina@igm.nsc.ru

Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe скарнового Култуминского месторождения (Восточное Забайкалье)

Култуминское Au-Cu-Fe скарновое месторождение располагается в пределах Газимуровской металлогенической зоны в Восточном Забайкалье. Оруденение приурочено к Култуминскому массиву монцонит-порфиров, прорывающих отложения белетуйской (Vbl), быстринской (ϵ_1 bs) и ерниченской ($\epsilon_{1,2}$ ег) свит. Белетуйская свита сложена филлитами, гнейсами и песчаниками, быстринская – преимущественно, доломитами и доломитизированными известняками, а ерниченская – метаморфизованными алевролитами, филлитами, графитсодержащими сланцами с линзами известняков [Салихов, Груздев, 2013]. Месторождение включает три участка: Инженерный (северный), Преображенский (центральный) и Очуногдинский (южный) (рис.). На первых двух преобладают отложения быстринской и белетуйской свит, а на Очуногдинском участке – отложения ерниченской свиты. Сама интрузия имеет сложное строение, с многочисленными апофизами, что предполагает различную степень преобразования вмещающих пород.

Минеральный состав руд отличается на участках, однако тенденция смены парагенетических ассоциаций укладывается в рамки общей эволюции рудно-магматической системы: высокотемпературная пирит-арсенопиритовая ассоциация сменяется халькопирит-пиротитовой с золотом первых двух генераций и на завершающих этапах гидротермальной деятельности – полиметаллической с самородным золотом третьей генерации. Каждый парагенезис

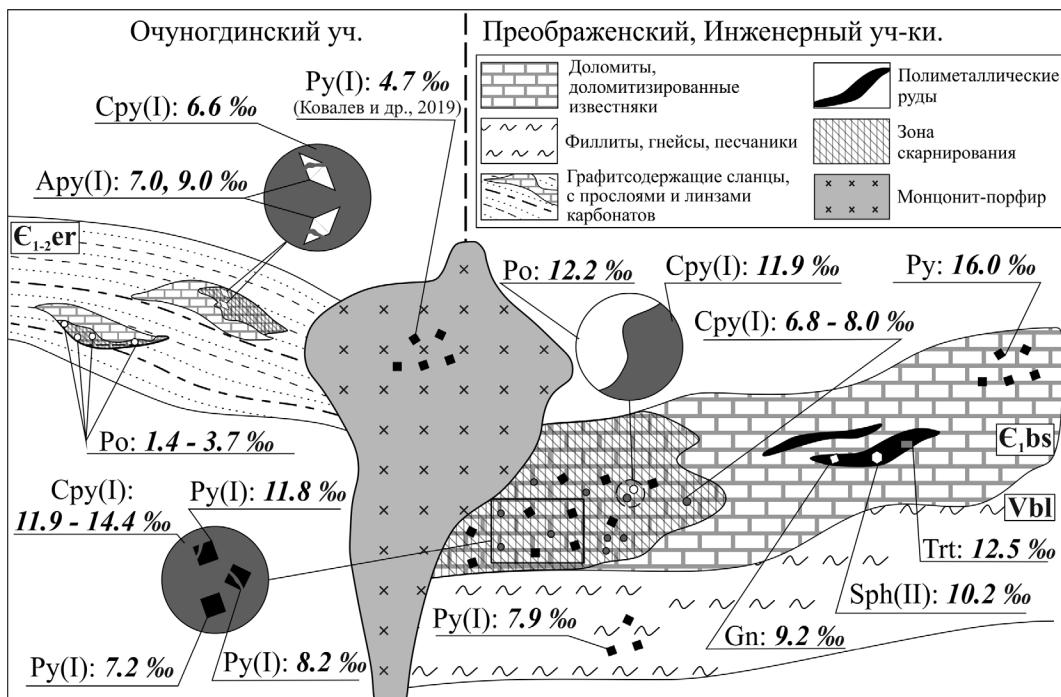


Рис. Изотопный состав серы сульфидов на месторождении Култума на участках Инженерный, Преображенский, Очуногдинский.

Py – пирит, Apy – арсенопирит, Cpy – халькопирит, Po – пирротин, Sph – сфалерит, Gn – галенит, Trt – тетраэдрит; (I) – первая генерация, (II) – вторая генерация.

характеризуется своей температурой формирования и изотопными характеристиками серы в сульфидных минералах.

Изотопный состав серы определен на масс-спектрометре Delta Finnigan, анализируемый материал был представлен сульфидной монофракцией. Исследуемый рудный материал отбирался с учетом структурно-текстурных взаимоотношений минералов, позволяющих относить определенные сульфиды к тем или иным парагенетическим ассоциациям. Полученные нами данные позволили выявить некоторые закономерности распределения изотопов серы при рудоотложении. Проводились сопутствующие термометрические исследования синрудного кварца на микротермокамере Linkam TMS-600. По критериям [Реддер, 1987] отобраны первичные и псевдовторичные флюидные включения, по которым эмпирически установлены температуры гомогенизации ($T_{\text{том}}$).

К наиболее высокотемпературной ($T_{\text{том.}} 400\text{--}440^{\circ}\text{C}$) (пирит-арсенопиритовой) ассоциации относятся леллингит, арсенопирит, пирит и Co-Ni-минералы (аллоклазит, зигенит и др.). Для исследований были отобраны пирит с центрального (Преображенского) участка и арсенопирит с южного (Очуногдинского) участка.

Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) пирита для шести проб следующий: 7.2, 7.4, 7.9, 8.2, 11.0, 16.0 %. При этом проба с наиболее тяжелым изотопным составом (16.0 %) была отобрана из вмещающих известняков на значительном удалении от рудной зоны. Такое обогащение изотопом ^{34}S , вероятно, вызвано контаминацией осадочными сульфатами, которые часто слагают линзы и микровключения во вмещающих карбонатах. Измеренный изотопный состав серы низкотемпературного ангидрита (24.4–25.6 %) сопоставим с составом серы эвапоритов,

одновозрастных с вмещающими толщами (25–27 % [Гриненко, Гриненко, 1974]). Арсенопирит в ассоциации с ранним пиритом имеет сходный изотопный состав серы – 7–9 %.

Предшественники отмечали еще более легкий изотопный состав серы пирита, отобранного непосредственно из рудоносной интрузии (пиритизированного монцонит-порфира) – 4.7 % [Ковалев и др., 2019] (рис.).

Иное соотношение изотопов характерно для серы среднетемпературной ($T_{\text{том.}}$ 380–270 °C) парагенетической ассоциации, в которую формировались халькопирит, пирротин, сфалерит первой генерации, висмутин и самородное золото. Из этой ассоциации были изучены пирротин и халькопирит. Минералы Инженерного участка характеризуются изотопным составом серы 12.2 % (пирротин) и 8.12 % (среднее для халькопирита, $n = 5$, диапазон значений от 6.8 до 11.9 %). На Очуногдинском участке зафиксированы аномально низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ для пирротина (1.4–3.7 %) из сплошной пирротиновой руды, залегающей в углисто-терригенных отложениях ерниченской свиты. Изотопный состав серы халькопирита составляет 6.6 %, что сходно с нижним значением на Инженерном участке (6.8 %). На Преображенском участке встречается халькопирит с аномально высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ 12.2–14.4 %.

На Инженерном и Преображенском участках сульфиды среднетемпературной стадии характеризуются более тяжелым изотопным составом серы. В паре пирротин-халькопирит (Инженерный участок) отмечается изотопный сдвиг, выраженный в закономерном понижении $\delta^{34}\text{S}$ от пирротина к халькопириту. Это явление обусловлено фракционированием изотопов серы при равновесной кристаллизации этих минералов на фоне снижения температуры [Sakai, 1968]. Общая картина изотопного сдвига в сингенетических сульфидах выглядит как закономерное уменьшение содержания изотопа ^{34}S в ряду молибденит, пирит, сфалерит > пирротин > халькопирит > борнит > ковеллин > галенит > халькозин > стибнит > висмутин [Sakai, 1968]. Подобное распределение изотопов серы свидетельствует о близодновременном отложении сульфидов при равновесных условиях.

Аномально низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ пирротина на Очуногдинском участке, вероятно, вызваны контаминацией рудного раствора осадочными сульфидами, ассоциирующими с прослойями углистого вещества вмещающей терригенной рамы.

Следующий, еще более низкотемпературный ($T_{\text{том.}}$ 270–320 °C), полиметаллический парагенезис представлен сфалеритом, халькопиритом второй генерации, галенитом, тетраэдритом и, в зависимости от участка месторождения, в эту ассоциацию еще могут входить буланжерит, буронит, кубанит, пирротин второй генерации и самородное золото третьей генерации.

В пределах этой ассоциации, как и в предыдущем случае, наблюдается обогащение сульфидов тяжелым изотопом по сравнению с предыдущей ассоциацией. Значения $\delta^{34}\text{S}$ равные 12.3, 10.6 и 9.2 % в тетраэдрите, сфалерите и галените (Преображенский участок), соответственно, исключают возможность кристаллизации данных минералов из раствора с теми же физико-химическими характеристиками, что имел рудообразующий раствор предыдущего температурного парагенезиса. То есть в рудообразующей системе произошла смена физико-химических параметров, приведшая к обогащению сульфидов полиметаллической ассоциации тяжелым изотопом серы. Тем не менее, в данной ассоциации имеет место изотопный сдвиг в паре сфалерит-галенит, что подтверждает их кристаллизацию в рамках одного парагенезиса. Попытка применить эту пару в качестве геотермометра дала слишком завышенную температуру (422 °C) их равновесной кристаллизации, что не соответствует температурам образования полиметаллических ассоциаций. Причиной этому, вероятно, является то, что исследуемый материал для каждого минерала был отобран из разных скважин, находящихся на значительном удалении (400 м) друг от друга, и, как следствие, физико-химические параметры рудообразующей среды для одной и той же ассоциации могли отличаться на разных

участках. Это может быть обусловлено сложным строением самой интрузии, неоднородностью состава вмещающих пород и, как следствие, разной степенью контаминации рудных растворов вмещающим веществом, смешения с метеорными и метаморфогенными водами и т. д.

Температура, рассчитанная в паре сфалерит-галенит, оказалась, в среднем, на 130 °С выше температуры, полученной по флюидным включениям. Поскольку минеральные пары могут давать геологически приемлемые температуры до тех пор, пока эти два минерала формируются в равновесии с материнскими растворами, однородными по температуре и химическим характеристикам (например, $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$, pH и $f\text{O}_2$) [Rye, Ohmoto, 1974], это позволяет с большей вероятностью предположить, что минералы формировались в разных условиях или из совершенно разных растворов.

Таким образом, исследования изотопного состава серы сульфидов различных парагенетических ассоциаций, выделенных на основе структурно-текстурных взаимоотношений минералов, выявили следующие закономерности распределения изотопов серы при рудоотложении:

– наиболее ранние генерации сульфидов, приуроченные к ассоциациям сульфидизированного монцонит-порфира и пирит-арсенопиритовой ассоциации, характеризуются умеренно отяжененным составом серы, который был свойственен рудным флюидам на начальных стадиях рудогенеза и, вероятно, наиболее приближен к общему составу серы интрузии на момент внедрения;

– на месторождении отмечена общая тенденция к увеличению содержания тяжелого изотопа серы в сульфидных минералах от ранних парагенетических ассоциаций к поздним, однако между тремя участками отмечены существенные различия в изотопном составе серы сульфидов, что, вероятно, объясняется локальными структурными факторами, повлиявшими на физико-химические параметры рудообразующих растворов. При этом, в пределах каждого отдельного участка также сохраняется тенденция сдвига изотопного состава минералов в сторону больших значений $\delta^{34}\text{S}$ от более высокотемпературных ассоциаций к более низкотемпературным. Это, в свою очередь, также подтверждает невозможность образования данных температурных парагенезисов вследствие эволюции рудного флюида, обусловленной только лишь снижением температуры в ходе рудоотложения.

Закономерное обогащение сульфидов каждой последующей генерации тяжелым изотопом параллельно отражает увеличение содержания изотопа ^{34}S в сульфидах по направлению от внутренних зон экзоконтакта к внешним. Это можно объяснить, во-первых, возрастанием величины pH рудных растворов в том же направлении. При миграции растворов от внутренних зон к внешним происходит сокращение ореола гидротермально-метасоматически измененных пород и увеличение количества неизмененных карбонатов. При взаимодействии с вмещающими карбонатами (особенно с доломитами) pH растворов повышается. Поскольку увеличение pH способствует перераспределению соотношений форм серы в растворе и, как следствие, обогащению $\text{H}_2\text{S}_{\text{водн}}$ изотопом ^{34}S , кристаллизующиеся в таких условиях сульфиды будут изотопно-тяжелее по сравнению с более высокотемпературными сульфидами внутренних зон. Во-вторых, утяжелению изотопного состава серы, очевидно, способствовала контаминация рудных растворов осадочными сульфатами.

Литература

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 456 с.

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Туркина О.М., Гимон В.О., Абрамов Б.Н. Култуминское золото-медно-железо-скарновое месторождение (Восточное Забайкалье, Россия): петрохимические особенности магматизма и процессы рудообразования // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 749–771.

- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 360 с.*
- Салихов В.С., Груздев Р.М. Геолого-структурные особенности Култуминского гранитоидного массива (юго-восточное Забайкалье) // Вестник Забайкальского государственного университета. 2013. № 6 (97). С. 48–55.*
- Rye R.O., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis // Economic Geology. 1974. Vol. 69. P. 826–842.*
- Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes // Geochemical Journal. 1968. Vol. 2. P. 29–49.*

В.Д. Бровченко¹, М.В. Меркулова², Й. Ситтнер^{2,3}, А.Д. Ренно³

¹ – Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва

valeriiabrovchenko@gmail.com

² – Гентский университет, г. Гент

³ – Институт Гельмгольца по технологии ресурсов, г. Фрайберг

Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

На сегодняшний день Pd, один из наиболее дорогостоящих критических металлов, широко применяется в автомобильной, электронной и химической промышленности. Россия является лидером по добыче Pd, основная часть запасов которого сосредоточена в месторождениях Норильско-Талнахского рудного узла. В рудах магматических Cu-Ni-ЭПГ месторождений существуют две основные формы нахождения Pd: 1) в собственных минералах, 2) в качестве примеси в пентландите. Наиболее распространенными минералами Pd Норильских месторождений являются атокит, брэгит, высоцкит, паоловит, котульскит, соболевскит и т. д.; Pd также встречается в минералах платины [Sluzhenikin, 2011]. Как правило, они образуют редкие зерна размером до 50 мкм, часто в срастании с другими минералами платиновой группы (МПГ).

Другим важным носителем Pd в природе является пентландит. В рудах J-M рифа месторождения Стиллуотер (США) его содержание в пентландите достигает 9.8 мас. %. По данным [Li, Ripley, 2006] столь значительное обогащение Pd происходило не при первичном магматическом процессе, а при гидротермальной ремобилизации минералов Pd и последующем обогащении пентландита. Однако существование в рудах ортомагматических ассоциаций не измененного пентландита с содержанием Pd до 4 мас. % [Li, Ripley, 2006], говорит в пользу первичного обогащения сульфидного расплава, из которого образовались руды J-M рифа.

В природно-закаленных ортомагматических сульфидных рудах г. Рудной месторождения Норильск 1 содержание Pd в пентландите достигает 4.62 мас. %. Палладий, как и другие элементы, характеризуется гетерогенным распределением среди образцов, а также зональным обогащением на контактах отдельных зерен. Коэффициент распределения Pd между моносульфидным твердым раствором и промежуточным твердым раствором ($D(MSS/ISS)$) варьирует от ~ 0.1 до $\sim 1 \times 10^{-3}$ [Liu, Brenan, 2015]. Характер гетерогенности концентраций Pd в контактовом пентландите согласуется с коэффициентами распределения: содержание Pd в пентландите увеличивается от границы с MSS к границе с ISS, что указывает на его перитектическое происхождение путем реакции раннего MSS с остаточной жидкостью [Kitakaze et al., 2016], а также подтверждает, что обогащение Pd происходило в супрасолидусных условиях.

Вопрос о форме нахождения Pd в природном и синтетическом пентландите до сих пор остается дискуссионным. Один из методов, позволяющих узнать кристаллохимические характеристики элемента в минералах, метод трансмиссионной электронной микроскопии с фокусируемым ионным пучком (TEM FIB) [Wirth et al., 2013]. С помощью этого метода [Junge et al., 2015] установлено четыре формы вхождения Pd в пентландит руд Бушвельда: 1) нановключения МПГ и твердые растворы; 2) гомогенный, 3) частично упорядоченный и 4) упорядоченный со сверхструктурой. Нановключения представлены преимущественно Pt-Pd-Sn, Pt висмутидами и Pt теллуридами, атомитом (Pd_3Sn) и Pt-(Fe,Cu) сплавами. Содержание Pd в изученном пентландите, в среднем, составляло 390 г/т, что значительно ниже содержания Pd в пентландите руд г. Рудной. Такие уникальные образцы позволили поставить задачу по изучению формы нахождения Pd в природных зернах пентландита.

Еще одним методом, позволяющим узнать характер связей элемента в минерале, является метод рентгеновской спектроскопии поглощения (XAS). Метод дает полную картину о состоянии атома (XANES спектроскопия) и его окружении (EXAFS спектроскопия). Однако приборные ограничения, а также ограничения, связанные со сложным химическим составом сульфидов, не позволяют измерять незначительные концентрации Pd, в среднем, не превышающие 0.05 мас. % в большинстве пентландитов.

С помощью этого метода пентландит г. Рудной проанализирован на источнике синхротронного излучения Swiss Light Source (SLS) в исследовательском центре Института Пауля Шерпера (PSI) в Швейцарии. В ходе работы были получены карты микрорентгенофлуоресцентного анализа (μ XRF) при энергии 3.174 кэВ, отвечающей краю поглощения Pd, со сфокусированным рентгеновским пучком ($4 \times 4 \text{ мкм}^2$) и с шагом от 1 до 5 мкм. С помощью μ XRF карт определялись местоположения «горячих точек» наибольшего содержания Pd в образцах. Впоследствии для этих точек были получены спектры рентгеновского поглощения с высоким разрешением по энергии (HR-XAS). Спектры HR-XAS для L_{3} -края поглощения Pd (3.174 кэВ) снимались в диапазоне энергий 3.1–3.3 кэВ на экспериментальной станции PHOENIX I источника синхротронного излучения SLS при среднем токе 400 мА. Монохроматизация синхротронного излучения проводилась с использованием кристалла-монохроматора Si(111). Рентгеновский пучок был сфокусирован до размера 4 мкм² с помощью КБ кристаллов отражателей (Kirkpatrick–Baez mirrors). Чтобы сравнить спектры различных форм нахождения и концентраций Pd, в качестве стандартов были изготовлены спрессованные шашки с содержаниями Pd 0.05, 0.3–0.5 и 3–5 мас. % и концентрированные порошки состава PdS , $PdCl_2$, $PdSO_4$. В качестве стандартов также использовались спектры, измеренные в зернах некоторых МПГ из руд норильских месторождений из коллекции Минералогического музея Университета г. Фрайберга (Германия). В качестве стандарта металлической формы Pd использовалась Pd фольга. Ее измерение проводилось два раза в сутки и при каждой смене параметров. В ходе сравнения всех полученных спектров XAS для Pd фольги не обнаружены отличия в энергетической позиции края поглощения, что говорит о постоянстве энергии во время измерений. Нормализация, обработка и сравнение спектров поглощения (XANES) были осуществлены в программе Athena [Ravel, Newville, 2005], анализ и визуализация μ XRF карт – в программе PyMCA [Sole et al., 2007].

Полученные μ XRF карты распределения Pd согласуются с ранее опубликованными картами (рентгеноспектрального микроанализа и ЛА ИСП МС) [Brovchenko et al., 2020] и показывают, что Pd распределен гетерогенно в сульфидах г. Рудной. Распределение Pd положительно коррелирует с таковым для Ni и отрицательно – для Cu. Это свидетельствует о том, что «горячие точки» Pd находятся именно в пентландите, а не в ISS и MSS. В местах высокой концентрации Pd XRF спектры не содержат пик Pt, что исключает возможность того, что Pd находится в МПГ. Сравнение спектров поглощения (XANES) для Pd в пентландите, Pd

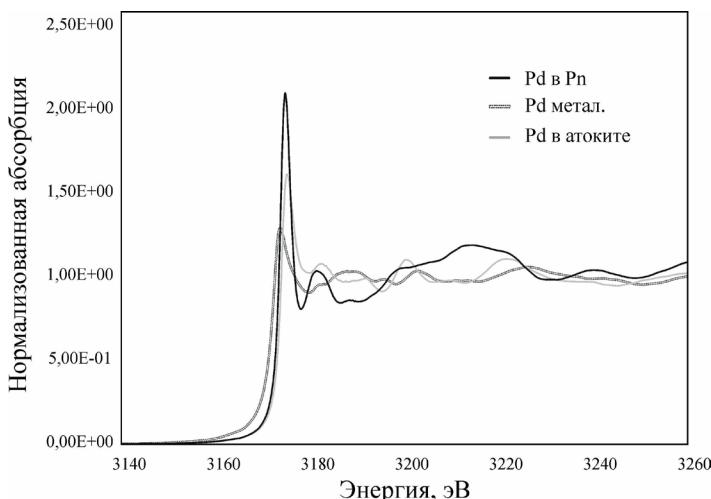


Рис. Сравнение спектров рентгеновского поглощения (XAS) для различных форм Pd.
 Pd в Pn – палладий в пентландите руд г. Рудной; Pd метал. – металлический палладий в Pd фольге;
 Pd в атоките – Pd в атоките (Pd_3Sn) из руд Норильских месторождений.

в металлической форме (Pd фольга) и Pd в МПГ показывает большие отличия в форме всех спектров (рис.). Соответственно, можно утверждать, что Pd в пентландите не находится ни в металлической форме, ни в микроявлениях МПГ, а входит в кристаллическую решетку пентландита. Энергетическая позиция белой линии (3173.8 эВ) спектра Pd в пентландите сходна с позицией белой линии спектров Pd в МПГ. Это свидетельствует о том, что Pd в пентландите имеет номинальную степень окисления +2, соответственно, мы можем предположить, что он замещает атомы Fe или Ni.

Для более точного определения атомного окружения Pd в пентландите и расшифровки параметров состояния его атомов требуется подробный анализ высоконаправленной части спектра поглощения (EXAFS), а также дополнительные измерения спектров поглощения для К-края Pd. Эти измерения планируется провести на источнике синхротронного излучения ESRF в г. Гренобль (Франция) в 2021 г.

Авторы выражают благодарность С.Ф. Служеникину за консультации, а также К.Н. Борка и Т. Хутвелкеру за помощь в подготовке данных. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-70073).

Литература

- Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V., Kovrigina S.V., Abramova V.D., Yudovskaya M.A. Platinum group element enrichment of natural quenched sulfide solid solutions, the Norilsk 1 deposit, Russia // Economic Geology. 2020. Vol. 115. № 6. P. 1343–1361.
- Junge M., Wirth R., Oberthür T., Melcher F., Schreiber A. Mineralogical siting of platinum-group elements in pentlandite from the Bushveld Complex, South Africa // Mineralium Deposita. 2015. Vol. 50. №. 1. P. 41–54.
- Kitakaze A., Machida T., Komatsu R. Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650 °C // The Canadian Mineralogist. 2016. Vol. 54. P. 1175–1186.
- Li C., Ripley E.M. Formation of Pt–Fe alloy by desulfurization of Pt–Pd sulfide in the J–M reef of the Stillwater complex, Montana // The Canadian Mineralogist. 2006. Vol. 44. P. 895–903.
- Liu Y., Brenan J., Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (Mss), intermediate solid solution (Iss) and sulfide liquid at controlled fO_2-fS_2 conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. Vol. 159. P. 139–161.

Ravel B., Newville M. ATHENA, ARTEMIS, HEPHAESTUS: data analysis for X-ray absorption spectroscopy using IFEFFIT // Journal of Synchrotron Radiation. 2005. Vol. 12. P. 537–541.

Sluzhenikin S.F. Platinum-copper-nickel and platinum ores of Norilsk Region and their ore mineralization // Russian Journal of General Chemistry. 2011. Vol. 81. №. 6. P. 1288–1301.

Solé V.A., Papillon E., Cotte M., Walter P., Susini J. A multiplatform code for the analysis of energy-dispersive X-ray fluorescence spectra // Spectrochimica Acta. Part B. 2007. Vol. 62. P. 63–68.

Wirth R., Reid D., Schreiber A. Nanometer-sized platinum-group minerals (PGM) in base metal sulfides: New evidence for an orthomagmatic origin of the Merensky reef PGE ore deposit, Bushveld Complex, South Africa // The Canadian Mineralogist. 2013. Vol. 51. P. 143–155.

3. Т. Абдрахманова, А.Н. Кан, Р.В. Юн, С.А. Ефименко

ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Караганда

Serg_yef@mail.ru

**Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов
при проведении РФА геологоразведочных проб
в ТОО «Корпорация Казахмыс»**

ТОО «Корпорация Казахмыс» является крупнейшим производителем катодной меди в Казахстане. Шахты и карьеры ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет» и ПО «Карагандацветмет» разрабатывают месторождения медьсодержащих полиметаллических руд очень сложного вещественного состава: Жезказган, Жаман-Айбат, Жиландинская группа (Итауз, Восточная Сарыоба, Западная Сарыоба, Кипшакпай, Карапашак), Конырат, Саякская группа, Шатырколь, Нурказган, Абыз, Акбастау, Кусмурлы.

Запасы руд и металлов вышеуказанных месторождений утверждены протоколами Государственных комиссий по запасам (ГКЗ) полезных ископаемых СССР и РК. Согласно этим протоколам максимальный список основных и сопутствующих компонентов по всем месторождениям, разрабатываемым ТОО «Корпорация Казахмыс», достигает 15 – это Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Re, S (сульфидная), Se, Te, Mo, Cd, As, Co, In, Hg. Следовательно, содержания этих элементов должны (в идеале) измеряться переносными и стационарными энергодисперсионными рентгенофлуоресцентными (EDXRF) спектрометрами, которые анализируют геологоразведочные пробы, т. е. определение содержаний этих 15 элементов является конечной целью аппаратурных и методических EDXRF исследований, ведущихся в корпорации. Достижение этой цели позволит с максимальной информативностью проводить геологоразведочные работы во всех горных подразделениях ТОО «Корпорация Казахмыс» и существенно сократить затраты на химический анализ, т. к. химические анализы проб срудных пересечений будут заказываться не «вслепую», а в полном соответствии с результатами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА).

В ТОО «Корпорация Казахмыс» с 1971 г. применяется рентгенофлуоресцентный метод анализа (РФА) и опробования (РФО) руд, поэтому все лаборатории рентгенофлуоресцентного анализа оснащены EDXRF лабораторными спектрометрами, в частности, РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», г. Алматы, Казахстан), различных модификаций.

Спектрометр РЛП-21Т (модификация 2010 г.) позволяет одновременно определять содержания 31 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th), причем легкие элементы (S, Si, Al) определяются без использования вакуума или инертного газа и за одно измерение с остальными элементами. Экспозиция измерений – 150 с. Предел обнаружения Ag (критерий 3σ) составляет 0.76 г/т.

Спектрометр РЛП-21Т (2010) базовой комплектации «закрывает» 10 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Co, Mo, Se, As, S) из вышеупомянутого списка.

Один из спектрометров РЛП-21Т (2010) оснащен опцией «РФА на рений». Данная опция позволяет определять содержания 19 элементов: Re, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, Ge, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W. Исследования показали, что спектрометр обеспечивает точность РФА по III категории, начиная с содержаний Re 1.5+ г/т, при экспозиции измерений 500 с. Эта опция используется в отдельном режиме. Таким образом, спектрометр РЛП-21Т (2010) «закрывает» 11 элементов списка, и «не закрытыми» остаются четыре элемента – Au, Te, In, Hg.

Следующий этап – это оснащение лабораторий РФА спектрометрами РЛП-21Т новейшей модификации и, в частности, РЛП-21Т (2020) (рис. 1). В этих спектрометрах используется рентгеновская трубка с напряжением 60 кВ; FAST SDD детектор площадью 70 мм²; турель, рассчитанная на 10 (а не девять, как раньше), кювет с пробами (сами кюветы и по высоте, и по диаметру больше); шесть режимов работы, главные из которых: «Общая» на 40 элементов и соединений (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S_{общ}, SiO₂, Mo, Se, CaO, Mn, Al₂O₃, P, R, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO₄, Ta, W, Hg, Bi, Th, U) и «Общая La» на 42 элемента (то же, что и в режиме «Общая», плюс In, Te); режимы «ТеФ» и «LaФ» (Ф – фильтр) для высокоточного РФА при низких (<1.0 г/т) содержаниях Ag, Cd, Te, In, Se и ряда других элементов; регулируемая экспозиция измерений – от 80 до 150 с.

В таблицу «Процентное содержание элементов» спектрометра РЛП-21Т (2020) включены, в частности, In, Sn, Sb и Te по сравнению с таблицей «Процентное содержание элементов» спектрометра РЛП-21Т (2010). Ввод этих элементов потребовал существенной переработки рентгенооптической схемы датчика спектрометра, замены мишени из теллура на мишень из лантана и программного обеспечения. Таким образом, в сегменте «Лабораторный РФА» из всего списка основных и сопутствующих элементов остались не «закрытыми» только Au и частично Re.

Теперь подробнее остановимся на ситуации с охватом списка основных и сопутствующих элементов в сегменте «РФО руд и керна». До 2017 г. для целей РФО использовались переносные EDXRF спектрометры РПП-12 (ТОО «Аспап Гео», г. Алматы, Казахстан). Спектрометр РПП-12 – это радиоактивный источник закрытого типа плутоний-238 с пропорциональным детектором излучений СИ-1, устройством регистрации и обработки результатов. Ре-

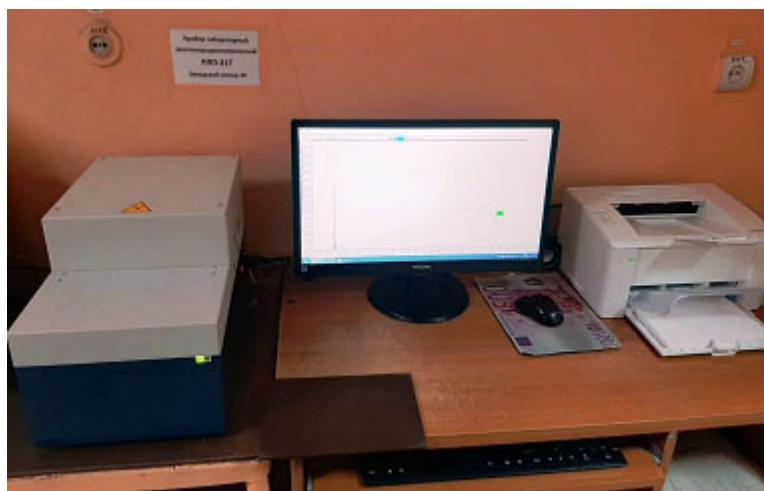


Рис. 1. EDXRF спектрометр РЛП-21Т (2019).

гистрирует четыре элемента (Cu, Pb, Zn, Fe). Очевидно, что этот спектрометр, закрывающий всего три элемента списка, необходимо было бы заменить на спектрометр с большим списком определяемых элементов. Для этого следовало бы: а) перейти на использование рентгеновской трубки – это расширит верхний энергетический интервал возбуждающего излучения и, следовательно, список определяемых элементов (в частности, определять содержания Ag и Cd); б) перейти на использование полупроводниковых (Si-Pin и SDD) детекторов с более высоким энергетическим разрешением. С 2017 г. на рудники начали поступать переносные EDXRF спектрометры РПП-12П и РПП-12Т.

Спектрометр РПП-12П должен был заменить спектрометр РПП-12. Спектрометр РПП-12П – это радиоактивный источник закрытого типа плутоний-238 с кремниевым дрейфовым детектором SDD площадью 25 мм^2 с термоохлаждением и энергетическим разрешение 140 эВ по линии 5.9 кэВ; беспроводной передачей сигнала от датчика к прибору; смартфоном CAT s60 с ударопрочным корпусом (вместо устройства регистрации и обработки результатов). Регистрирует 12 элементов: Cu, Zn, Pb, Fe, Ba, K, Ca, Ti, Mn, Ni, As, Sr. Однако этот спектрометр «закрывает» только пять элементов списка.

Спектрометр РПП-12Т разрабатывался для определения предельно низких (1 г/т +) содержаний Ag, Cd и ряда других элементов. Спектрометр РПП-12Т (рис. 2) включает: детектор SDD ($S = 25 \text{ мм}^2$, термоохлаждение, разрешение 140 кэВ по линии 5.9 кэВ); рентгеновскую трубку (50 кВ, 10 Вт); до 4 см^2 площади сбора аналитической информации с поверхности объекта; беспроводную передачу информации от датчика к устройству регистрации и обработки информации; серийный смартфон с операционной системой Android, с защитой класса IP67 и мощным (8000 мАч) аккумулятором; устройство для проведения РФА порошковых проб; три рабочих режима: естество, керн, порошок; комплект из двух (по 1.0 м) штанг (после окончания гарантированного срока можно дополнительно заказать 2–3 штанги); варианты исполнения – шахтный и карьерный (керновый); вес датчика – не более 1.5 кг. Регистрирует 34 элемента: Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr,



Рис. 2. EDXRF спектрометр РПП-12Т.

Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U. Спектрометр РПП-12Т закрывает 11 элементов из списка. «Незакрытыми» остаются Au, S, Re, Hg.

Спектрометр РЛП-21Т может быть применен для определения содержаний Au посредством прямого анализа (без использования кислотного разложения навесок проб и осаждения золота на твердый экстрагент). Например, по заказу Аналитической лаборатории ТОО «Центр Консалтинг» ТОО «Аспап Гео» разработало модификацию спектрометра РЛП-21Т на 42 элемента (без Te). В таблице 1 приведен фрагмент таблицы «Процентное содержание элементов» двух породных проб, в которые методом добавок были введены соответственно 10 и 20 г/т Au.

Результаты получились весьма обнадеживающими. Следует провести дополнительные исследования на пробах с меньшими содержаниями Au. Однако даже если максимально оптимизировать условия возбуждения линий L-серии Au, увеличить экспозицию измерений, перейти на прессование проб, вряд ли удастся уверенно определять содержания Au <1 г/т. В настоящее время проводятся исследования по выяснению возможности проведения РФА на Au руд месторождения Абыз с помощью спектрометра РПП-12Т, используя коэффициенты множественной корреляции с другими элементами. Но этот вариант может получиться только на рудах месторождения Абыз с повышенными содержаниями Au по сравнению с другими месторождениями, разрабатываемыми рудниками ТОО «Корпорация Казахмыс». С переносными EDXRF спектрометрами достичь положительных результатов при прямом (без корреляции) РФО керна скважин на золото на всех месторождениях ТОО «Корпорация Казахмыс» на данный момент невозможно.

Считаем уместным остановиться на следующем моменте. Рынок ядерно-геофизической аппаратуры наводнен переносными зарубежными EDXRF спектрометрами: Delta Professional, Delta Premium, VANTA фирмы Olympus Scientific Solutions Americas Corporation (США), S1 TITAN 800 фирмы Bruker AXS Handheld LTD (США), The Niton XL, калибровка 3t 950GPK GOLDD+ и The Niton XL3t 955 Ultra Mining Analyzer фирмы Thermo Fisher Scientific Inc. (США), EDX Pocket фирмы Skyray Instrument (Китай) и другими. Считается, что они могут определять содержания Au. Как правило, это не более чем маркетинговый прием. В действительности, точность РФО на Au, примерно такая, как показано в табл. 2, из которой видно, что погрешности РФА на Au, Te и Sn превышают определенные содержания этих элементов.

Ни ТОО «Аспап Гео» (г. Алматы, Казахстан) с аппаратурой РПП-12Т, ни ООО «НПО «Спектрон» (г. Санкт-Петербург, Россия) с аппаратурой СПЕКТРОСКАН-GEO, ни ООО «Научно-производственная компания «АТОМ Электроникс» (г. Екатеринбург, Россия) с аппаратурой МАРФ-003, ни Elvatech Ltd. (г. Киев, Украина) с аппаратурой ElvaX Geo не указывают, что определяют содержания Au, так как отвечают за достоверность результатов РФО.

Таблица 1
Фрагмент «Таблицы содержаний элементов», полученных по результатам РФА проб

| Элемент | Содержание | Элемент | Содержание |
|----------------------|------------|---------|------------------|
| с добавкой 10 г/т Au | | | |
| Lu | <0.0001 % | Ta | <0.001 % |
| W | <0.001 % | Au | 10.17 ± 0.60 г/т |
| Bi | <0.001 % | Th | 6.81 ± 0.50 г/т |
| с добавкой 20 г/т Au | | | |
| Lu | <0.0001 % | Ta | <0.001 % |
| W | <0.001 % | Au | 22.82 ± 0.66 г/т |
| Bi | <0.001 % | Th | 6.88 ± 0.50 г/т |

Результаты РФО образца руды на спектрометре РЛП–21ЛА

| Элемент | Содержание | Элемент | Содержание |
|---------|------------------------|---------|------------------------|
| Ag | $0.1052 \pm 0.0012 \%$ | Sn | $0.0009 \pm 0.0018 \%$ |
| Sb | $0.0252 \pm 0.002 \%$ | Pb | $0.2037 \pm 0.0029 \%$ |
| Bi | $0.0038 \pm 0.0016 \%$ | Au | $0.0031 \pm 0.0035 \%$ |
| In | $0.0103 \pm 0.0014 \%$ | Te | $0.0012 \pm 0.0018 \%$ |

Таким образом, в сегменте «лабораторные спектрометры» спектрометром РЛП-21Т (2020 г., 42 элемента) удалось обеспечить РФА 13 из 15 элементов списка балансовых компонентов. Опцией «РФА на Re» в спектрометре РЛП-21Т (2010 г., 19 элементов) обеспечен РФА на Re с содержаниями 1.5+ г/т. В сегменте «переносные спектрометры» спектрометром РПП-12Т (2017 г., 34 элемента) удалось обеспечить РФО 11 из 15 элементов списка балансовых компонентов.

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

A.B. Сначев¹, М.А. Рассомахин², К.Р. Нуриева^{1,3}, Р.Р. Исламов^{1,3}

¹ – Уфимский федеральный исследовательский центр РАН,

Институт геологии г. Уфа

SAVant@rambler.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,

Институт минералогии, г. Миасс

³ – Башкирский государственный университет, г. Уфа

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал)

Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома (рис. 1). В его пределах известны три коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное) [Серавкин и др., 2001; Салихов и др., 2003; Латыпов и др., 2012ф]. Они приурочены к крайней восточной части субмеридиональной полосы углеродистых, углеродисто-хлорит-кварцевых и хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты, датированной ордовиком по находкам конодонтов [Маслов, Артюшкова, 2000], а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива [Знаменский и др., 1993]. Севернее Сиратурского месторождения (Кузьма-Демьяновский участок) развиты малые тела гранитоидов балбукского комплекса (C_2b) с Rb–Sr возрастом 311 ± 9 млн лет [Салихов и др., 2013]. Геологоразведочные исследования на рассматриваемой территории в период 2009–2020 гг. показали, что в черносланцевых отложениях золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым.

Собственно Сиратурское золоторудное месторождение включает Фельдшерский (на севере), Центрально-Сиратурский (в центре) и Южно-Сиратурский (на юге) участки и протягивается на 3.7 км при ширине от 100 до 400 м. В его пределах установлено четыре рудных тела, главное из которых имеет мощность 3.0 м, прослежено на расстояние 2.1 км, приурочено к лежачему контакту черносланцевой толщи с лиственитами и имеет крутое (85°) западное падение. Сульфидная минерализация в породах рудной зоны занимает до 10 % и представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. В углеродистых сланцах также отмечены пирротин и сфалерит [Сначев и др., 2020]. По данным атомно-абсорбционного анализа (спектрофотометр Спектр-5, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова), вмещающие черные сланцы содержат 0.045–0.055 г/т Au, что соответствует границе между сильной и рудогенной аномалиями [Юдович, Кетрис, 2015]. Среднее содержание золота в рудных телах – 2.12 г/т. Кроме перечисленных выше рудных тел, в крайней южной части Сиратурского месторождения отмечена так называемая Широтная жила, приуроченная к зоне трещиноватости, оперяющей Главный Уральский разлом. Руды ограничены зоной дробления углеродистых сланцев и представлены кварц-малосульфидным жильно-прожилковым типом. Распределение золота в них неравномерное. На участках, густо пронизанных кварцевыми жилами, его содержание достигает 25 г/т.

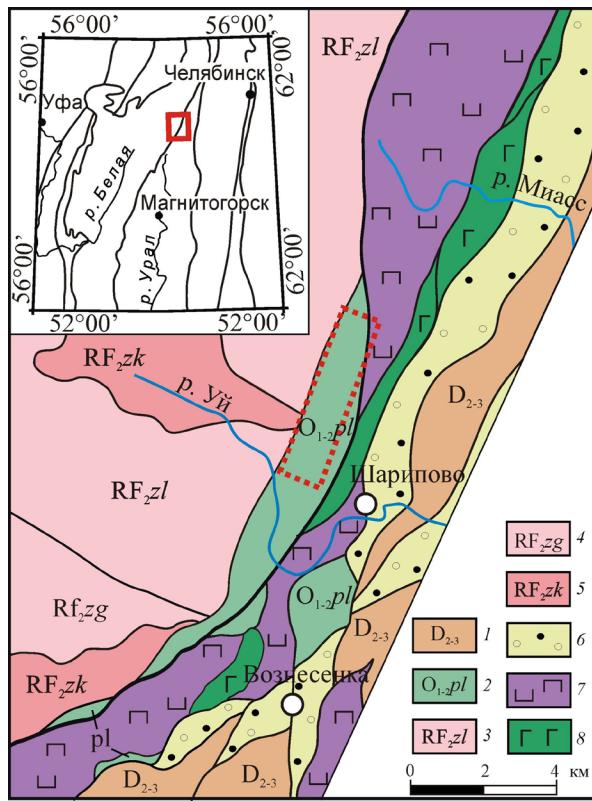


Рис. 1. Схема геологического строения района работ по [Князев и др., 2013; Аулов и др., 2015] с упрощениями авторов.

1 – вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 – углеродистые сланцы и базальты поляковской свиты; 3 – песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 4 – кварциты, кварцитопесчаники зигальгинской свиты; 5 – кварциты, кварцитопесчаники зигальгинской свиты; 6 – углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 7, 8 – Нуралинский оphiолитовый комплекс: 7 – серпентинитовый меланж, 8 – габбро. Пунктирной линией показан контур Сиратурского месторождения.

Изучение структурных парамагнитных Al примесных центров в кварце (ЭПР спектрометр CMS-8400, кафедра минералогии МГУ, г. Москва, аналитик С.В. Вяткин) золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых руд показало, что концентрация Al центров в кварце руд второго типа составляет 8.8–54.4 ат. г/т (в среднем, 29.3 ат. г/т), а в кварце первого типа – она заметно меньше – 6.7–18.7 ат. г/т (в среднем, 12.0 ат. г/т). Общее низкое содержание структурных примесей Al в кварце может указывать не только на низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования. Примечательно, что содержания Au и Ag в кварце отчетливо связаны с примесью Al. Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержания Au и Ag составляют, в среднем, 0.23 и 0.12 г/т, соответственно (по 16 пробам), а для золото-сульфидных руд – 0.08 и 0.08 г/т (по 23 пробам), что в 2.9 и в 1.5 раза меньше.

В пределах Сиратурского рудного поля при промывке дресвяно-щебнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и лиственитам, получено несколько десятков зерен золота (рис. 2а). Анализ на РЭМ Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) позволил разделить их на две группы, первая из которых (главное рудное тело и Широтная жила Сиратурского месторож-

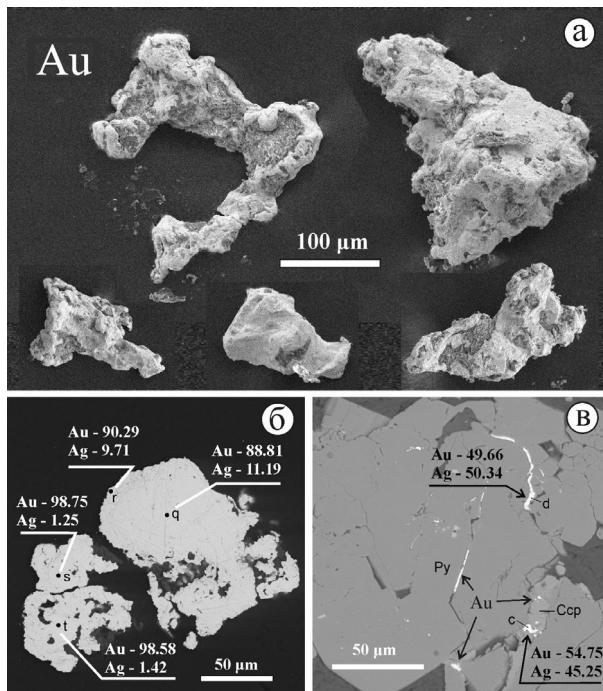


Рис. 2. Электронно-микроскопические фото и точки анализа золота Сиратурского месторождения.

дения, проявление Фельдшерское) характеризуется высокой пробностью (900–980 %) (рис. 2б), а вторая (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки) содержит значимую примесь Ag (вплоть до электрума) (67–82 мас. % Au, 17–33 мас. % Ag и до 0.36 мас. % Cu). В золото-сульфидных рудах Сиратурского месторождения в пирите также установлено низкопробное золото: 50–55 мас. % Au и 45–50 мас. % Ag (рис. 2в).

Таким образом, черносланцевые толщи содержат повышенные концентрации Au. В результате последующей длительной истории развития Магнитогорской мегазоны в раннем и среднем палеозое (океаническая и островодужная стадии) они испытали интенсивное погружение, катагенетические преобразования и зональный приразломный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В это время были сформированы прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды (пробность золота 670–820 %).

В коллизионный этап развития Южного Урала (C_2-P_1) образовались жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-малосульфидные руды, по-видимому, в связи с гидротермальной деятельностью гранитоидов балбукского комплекса. Эти руды содержат высокопробное (940–970 %) самородное золото и залегают в породах, испытавших натриевый метасоматоз. Многочисленные отличия в обоих типах руд заключаются в условиях формирования оруднения и, вероятно, составе флюидных систем, эволюция которых и привела к их отложению. В целом, Сиратурское месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу. Это единственный объект на Южном Урале, который расположен в черносланцевых отложениях офиолитовой ассоциации и представляет несомненный интерес для дальнейших оценочных и разведочных работ.

Геологические работы выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0246-2019-0078. Изучение состава золота проведено в рамках Государственного задания, темы № AAAA-A19-119072390050-9.

Литература

Аулов Б.Н., Владимицева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Потапова М.Н., Самозванцев В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначев В.И., Даниленко С.А., Знаменская Н.М., Рачев П.И. Платиноносность гипербазитовых массивов башкирской части зоны Главного Уральского разлома // Тез. докл. конф. «Познание, освоение и сбережение недр РБ». Уфа, 1993. 57 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Латыпов Ф.Ф., Утаев М.Ф., Исхакова Р.Ш., Мальцева М.В., Мельникова Ю.В. Поиски рудного золота на Сиратурской площади (Республика Башкортостан). Уфа: ОАО Башкиргеология, 2012ф. 339 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Часть 1. Уфа: Экология, 2003. 222 с.

Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сначев А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначев В.И., Рассомахин М.А., Коцуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях оphiолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №. 5. С. 64–70.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.: Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

A.Ф. Собиров

Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
sobirov-abbosbek@mail.ru

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал) (научный руководитель – член-корр. РАН В.В. Масленников)

Коренное и россыпное месторождение Бурное золото, отработанное в прошлом и по-запрошлом веках, локализуется на южном выклинивании Петропавловско-Сухтелинской золотоносной зоны Арамильско-Сухтелинского синклиниория на восточном фланге Магнитогорского мегасинклиниория [Тевелев и др., 1998, 2002, 2018; Сначев и др., 2003]. Несмотря на интенсивные горные работы, территория, прилегающая к месторождению, изучена слабо. Отсутствуют данные о минеральном составе жил и пробности золота. Такие жилы встречены в 200 м к юго-востоку от урочища Шахты.

Продукты разрушения жил встречены в мезозойских конгломератах, состоящих из галек золотоносного кварца, яшм, углеродисто-кремнистых пород, бокситов, серпентинитов и базальтов. Предполагается, что эти турмалин-кварцевые жилы и конгломераты, а также ассоциирующие с ними красные и рыжие глины представляют главный интерес с точки зрения их потенциальной золотоносности. Целью работы является исследование особенностей

вещественного состава кварцевых жил Южно-Сухтединского участка. Основой для работы стали материалы, собранные автором во время прохождения производственной практики в ООО «Лондогора» в 2020 г. Оптические исследования проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой видеокамерой. Химический состав самородного золота определен на СЭМ TescanVega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (Имин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик И.А. Блинов).

Самородное золото зафиксировано в разноориентированных турмалин-кварцевых жилах мощностью 5–10 см в выветрелых гранодиоритах. Изученный автором образец ЮС-6е был отобран в проложенной по гранодиоритам канаве в одной из турмалин-кварцевых жил на глубине 1.5 м. Крупное (до 2–3 мм) самородное золото обнаружено в агрегате крупнозернистого молочно-белого и желтоватого кварца, а также в темно-буровой массе, сложенной турмалином и покрытой гидроксидами железа.

В ходе микроскопического изучения установлено, что самородное золото образует агрегаты сложной формы и прожилковидные выделения размером до 0.9 см, ассоциирующие с агрегатами турмалина и кварца (рис.). Наиболее крупные золотины тяготеют к границе кварцевых и турмалиновых агрегатов. Самородное золото меньшего размера (≤ 0.5 мм) формирует дендритовидные, сетчатые, угловатые и прожилковидные агрегаты. Угловатые золотины с кристаллографическими очертаниями ассоциируют с полными псевдоморфозами гидроксидов Fe по сульфидам. В гидроксидах Fe отмечаются тончайшие короткие прожилки и пылевидные включения самородного золота размером от первых микрометров до 10–20 мкм. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и сглаженно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита.

Электронно-микроскопическое изучение самородного золота позволило выделить две его генерации, отличающиеся по химическому составу. Преобладающая первая генерация представлена зернами золота различной формы и размера, ассоциирующими с турмалин-кварцевыми агрегатами и обладающими умеренно высокопробным составом (870–888 %) с содержанием Ag 11.44–12.38 мас. % (табл. 1). Вторая генерация представлена тонкодисперсным и прожилковидным весьма высокопробным самородным золотом, образующим включения в гидроксидах Fe (1000 %) (табл. 1).

Состав турмалинов (табл. 2) близок метаморфогенным дравитам-оксиддравитам орогенных золоторудных месторождений [Hazarika, Mishra, 2015], связанным с вовлечением в процесс метаморфогенных флюидов, и турмалинам месторождений золота, которые рассма-

Таблица 1
Химический состав самородного золота Южно-Сухтединского проявления (мас. %)

| № п/п | № ан. | Ag | Au | Сумма | Формула |
|-------|--------|-------|-------|--------|----------------------|
| 1 | 20697b | 11.98 | 87.26 | 99.24 | $Au_{0.80}Ag_{0.20}$ |
| 2 | 20697c | 11.68 | 88.17 | 99.84 | $Au_{0.81}Ag_{0.19}$ |
| 3 | 20697d | 11.64 | 88.31 | 99.95 | $Au_{0.81}Ag_{0.19}$ |
| 4 | 20697e | 11.90 | 88.77 | 100.67 | $Au_{0.80}Ag_{0.20}$ |
| 5 | 20697i | 12.21 | 87.06 | 99.27 | $Au_{0.82}Ag_{0.18}$ |
| 6 | 20697j | 12.27 | 88.21 | 100.48 | $Au_{0.80}Ag_{0.20}$ |
| 7 | 20697k | 11.44 | 87.90 | 99.34 | $Au_{0.81}Ag_{0.19}$ |
| 8 | 20697n | 12.38 | 87.92 | 100.29 | $Au_{0.80}Ag_{0.20}$ |
| 9 | 20697u | 11.45 | 88.73 | 100.18 | $Au_{0.81}Ag_{0.19}$ |
| 10 | 20697h | — | 100 | 100 | Au^{100} |
| 11 | 20697o | — | 100 | 100 | Au^{100} |

Примечание. Анализы самородного золота: 1–9 – первая генерация; 10, 11 – вторая генерация.

Таблица 2

Химический состав турмалина Южно-Сухтенинского проявления (мас. %)

| № п/п | № ан. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | Na ₂ O | B ₂ O ₃ | H ₂ O | Сумма |
|-------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|-------------------------------|------------------|--------|
| 1 | 20697f | 37.02 | — | 34.38 | 6.24 | 6.63 | 2.28 | 10.74 | 3.70 | 100.99 |
| 2 | 20697l | 36.11 | 0.29 | 34.40 | 6.10 | 6.31 | 2.56 | 10.59 | 3.65 | 100.01 |
| 3 | 20697r | 36.57 | 0.54 | 32.57 | 8.53 | 6.39 | 2.46 | 10.67 | 3.68 | 101.41 |
| 4 | 20697s | 37.40 | — | 37.42 | 3.21 | 6.65 | 2.90 | 10.91 | 3.76 | 102.25 |
| 5 | 20697t | 37.00 | — | 35.18 | 5.68 | 6.55 | 2.73 | 10.78 | 3.72 | 101.64 |

| Коэффициенты в формуле, \sum катионов = 15 | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|--|--|--|--|--|
| № п/п | Na | Mg | Al | Fe | Ti | Si | | | | | |
| 1 | 0.72 | 1.60 | 6.56 | 0.84 | 0.00 | 6.00 | | | | | |
| 2 | 0.81 | 1.54 | 6.65 | 0.84 | 0.04 | 5.93 | | | | | |
| 3 | 0.78 | 1.55 | 6.25 | 1.16 | 0.07 | 5.97 | | | | | |
| 4 | 0.90 | 1.58 | 7.03 | 0.43 | 0.00 | 5.97 | | | | | |
| 5 | 0.85 | 1.57 | 6.69 | 0.76 | 0.00 | 5.97 | | | | | |

Примечание. Анализы 1, 2 и 3–5 выполнены для трех различных кристаллов турмалина; анализы 1, 2 соответствуют точкам f, l на рис. Содержания B₂O₃ и H₂O рассчитаны по стехиометрии.

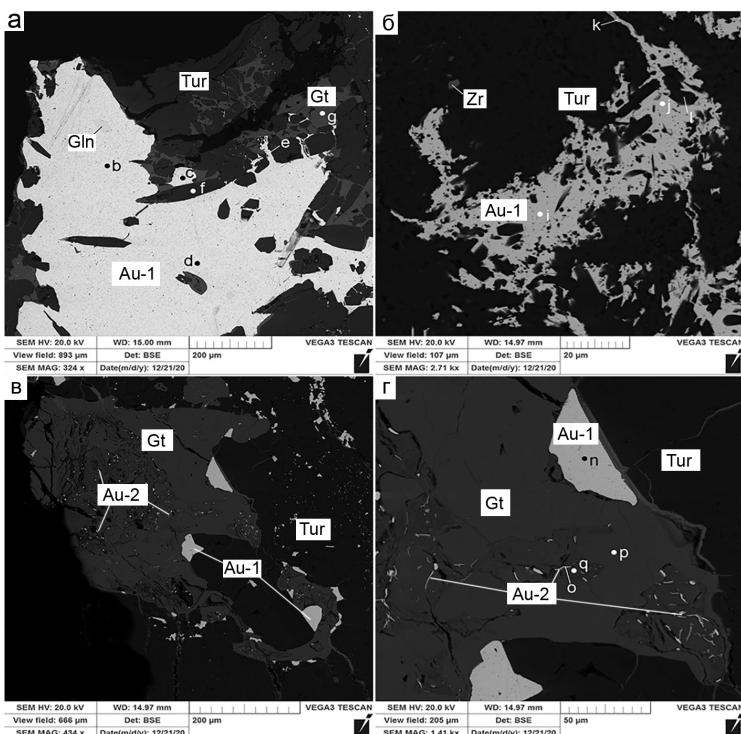


Рис. Электронно-микроскопические изображения и точки анализа полированных зерен золота из рудных зон проявления Южно-Сухтенинское: а) крупное выделение умеренно высокопробных золотин первой генерации (Au-1) с включениями галенита (Gln) в кварц-турмалиновой массе (Tur), по краям трещины и пустоты выполнены оксидами Fe (Gt); б) дендритное выделение самородного золота первой генерации (Au-1) и зерно циркона (Zr) в агрегатах турмалина (Tur); в, г) выделение весьма высокопробного тонкодисперсного золота второй генерации (Au-2) в трещинах и прожилках гидроксидов Fe (Gt) в ассоциации с агрегатами турмалина (Tur) и самородного золота первой генерации (Au-1).

тряются как переходные от порфирового к эпимермальному типам [Voudouris et al., 2019]. Такая золото-турмалиновая и золотоносная кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с рядом золоторудных объектов Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала [Gvozdev et al., 2020; Кужугет и др., 2014; Коломоец и др., 2020].

Таким образом, в коренном залегании в турмалин-кварцевых жилах установлено самородное золото двух генераций, отличающихся крупностью, морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация умеренно высокопробного самородного золота обладает крупными размерами, прожилковидной морфологией и связана с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах Fe, вероятно, псевдоморфно замещивших первичные сульфиды.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН № АААА-А19-119061790049-3. Автор благодарен В.В. Масленникову, Е.В. Белогуб и А.С. Целуйко за ценные рекомендации и помочь в работе, И.А. Блинову – за анализы минералов.

Литература

Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. Золототурмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 12. С. 11–15.

Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И. Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, западная Тыва // Литосфера. 2014. № 2. С. 99–114.

Сначев А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамильско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 180–185.

Тевелев А.В., Артюшкова О.В., Борисенок В.И. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл. МОИП. Т. 73. Вып. 5. 1998. С. 63–65.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточноуральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 120 с

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX (Барна). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2018. 236 с.

Gvozdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Fedoseev D.G., Goryachev N.A. Mineral evolution during formation of gold–rare-metal ores in the Sredne-Golgotay deposit (Eastern Transbaikalia) // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. No. 1. P. 66–86.

Hazarika P., Mishra B. Tourmaline as fluid source indicator in the late Archean Huttī orogenic gold deposit // Mineral Resources in a Sustainable World. Nancy, 2015. P. 465–467.

Voudouris P., Baksheev I.A., Mavrogonatos C., Spyri P.G., Djiba A., Bismayer U., Papagikas K., Katsara A. Tourmaline from the Fakos porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Te prospect, Limnos island, Greece: mineral-chemistry and genetic implications // Bulletin of the Geological Society of Greece. 2019. Vol. 7. P. 329–330.

A.K. Козин^{1,2}, С.Ю. Степанов², Р.С. Паламарчук², В.В. Михайлов²

¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

kozin.00@bk.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей

Миасской россыпной зоны (Южный Урал)

(научный руководитель – профессор А.В. Козлов)

Миасская россыпная зона расположена на Южном Урале и включает в себя многочисленные россыпи, из которых за два века разработки было добыто более 100 т золота. Россыпная зона находится в пределах зоны Главного Уральского разлома, включающей оphiолитовые и островодужные комплексы и многочисленные кислые интрузивы коллизионного этапа формирования Уральской складчатости [Пучков, 2000]. Широкое проявление россыпных объектов с золоторудной минерализацией в районе обусловлено сочетанием большого числа геологических комплексов, вмещающих коренные источники золота различных генетических типов, среди которых золото-лиственитовые (месторождение Мурашкина гора), золото-роднитовые (месторождение Золотая Гора), золото-кварцевые, золото-кварцево-сульфидные и другие [Сазонов и др., 2001].

Территория долины реки Миасс характеризуется хорошей геологической и минералогической изученностью: так, например, по включениям элементов платиновой группы (ЭПГ) и сульфидов цветных металлов в самородном золоте установлены вероятные коренные источники золота в россыпях и их генетические типы [Зайков и др., 2017]. Детальные минералогические исследования шлиховых ассоциаций россыпи Комья-Курай [Попова и др., 2016] и пяти других россыпных объектов [Козин и др., 2020] позволили выявить общие черты и отличительные особенности минерального состава шлихов различных россыпей и предположить ключевую роль ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации и связанных с ними коренных месторождений золота в формировании россыпей Миасской зоны. Тем не менее, основное внимание в этих исследованиях было направлено на изучение минералов платиновой группы (МПГ) и шлиховых ассоциаций, в меньшей степени затрагивая вопросы особенностей самородного золота россыпей.

Изучение типоморфных особенностей и химического состава самородного золота позволяет оценить условия формирования золотого оруденения и выявить возможные генетические типы коренных источников, участвовавших в формировании россыпей. Цель работы – изучение особенностей строения и химического состава золота из россыпей Миасской зоны с определением возможных генетических типов коренных источников и особенностей условий транспортировки самородного золота водными потоками.

Материалом для исследования послужило самородное золото из шлиховых концентратов, отобранных в ходе полевых работ летом 2019 г. из россыпей Миасской россыпной зоны (россыпи рек Атлян, Черная, Каменка, Березовая, а также Архангельского и Семениковского логов). Морфология самородного золота изучена с помощью сканирующей электронной микроскопии, составы получены методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроскопе с волновыми дисперсионными спектрометрами (Cameca SX100, ЦКП УрО РАН «Геоаналитик»).

Золотоносные россыпи долины реки Миасс представляют собой аллювиальные и аллювиально-делювиальные (ложковые) отложения, сформированные как крупными потоками, такими как р. Атлян, так и мелкими водотоками [Шуб и др., 1993]. Отложения представлены несцементированными галечниками, глинами, супесями с галькой, валунниками. В нижней

части разреза плотик представлен корами выветривания. Общая мощность разреза россыпей варьирует от 1.7 до 6 м. Золотоносные интервалы локализованы в приплотиковых частях разреза.

В ходе исследования изучены морфологические особенности более 50 зерен золота. Их размеры составляют 0.1–2.5 мм, при этом преобладающим является класс крупности $-0.5+0.25$ мм. Самородное золото из россыпей Архангельского лога, р. Березовая и россыпей в верховьях р. Атлян отличается слабой окатанностью и преобладанием трещинно-цементационных форм (рис. 1а). Для них характерен удлиненный и комковидный облик с многочисленными выклинивающимися отростками и угловатыми выступами. Очертания зерен угловатые, с многочисленными отпечатками граней минералов вмещающих пород, ступенчатыми поверхностями и штриховками. В россыпях р. Атлян также обнаружены два зерна золота размером 150 и 200 мкм, обладающие фрагментарно сохранившимся собственным огранением (рис. 1б). Поверхность трещинно-цементационного золота относительно ровная с небольшими дефектами, вызванными нахождением золота в россыпи.

Самородное золото, извлеченное из шлиховых концентратов россыпей рек Каменка и Черная, а также россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы), характеризуется высокой степенью окатанности. Для этих россыпей характерно золото субизометричной, слабоудлиненной и слабоуплощенной форм, претерпевшее значительные изменения в процессе транспортировки водотоками (рис. 1в–д). Поверхность золотин неровная, бугристо-кавернозная, с многочисленными царапинами и следами перековки, также отмечаются фрагменты с пористой структурой поверхности. По наиболее хорошо сохранившимся зернам можно предположить, что золото данных россыпей также относится к трещинно-цементационному морфологическому типу.

Подавляющее большинство изученных зерен лишено включений и срастаний с другими минералами, лишь в двух зернах из россыпей в верховьях р. Атлян обнаружены угловатые зерна теллуроисмуттида субизометричной формы размером 15–20 мкм (рис. 1е).

Для самородного золота всех изученных россыпей характерно низкое содержание Cu: лишь несколько зерен содержит 1–2 мас. % Cu. Практически полное отсутствие Cu в само-

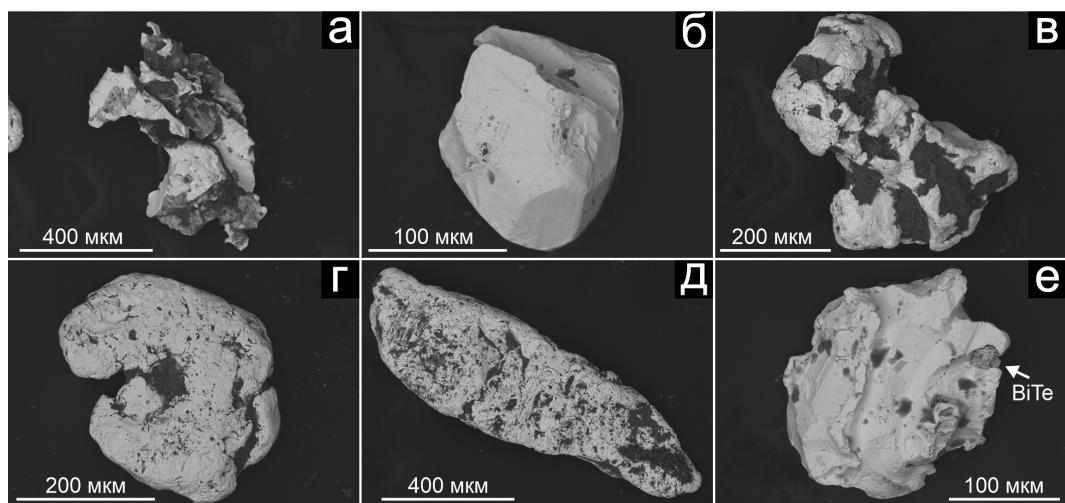


Рис. 1. Морфологические особенности самородного золота из россыпей Миасской россыпной зоны: а) Архангельский лог; б, е) р. Атлян; в) р. Каменка; г) Семениковский лог; д) р. Черная. BiTe – включение теллуроисмуттида.

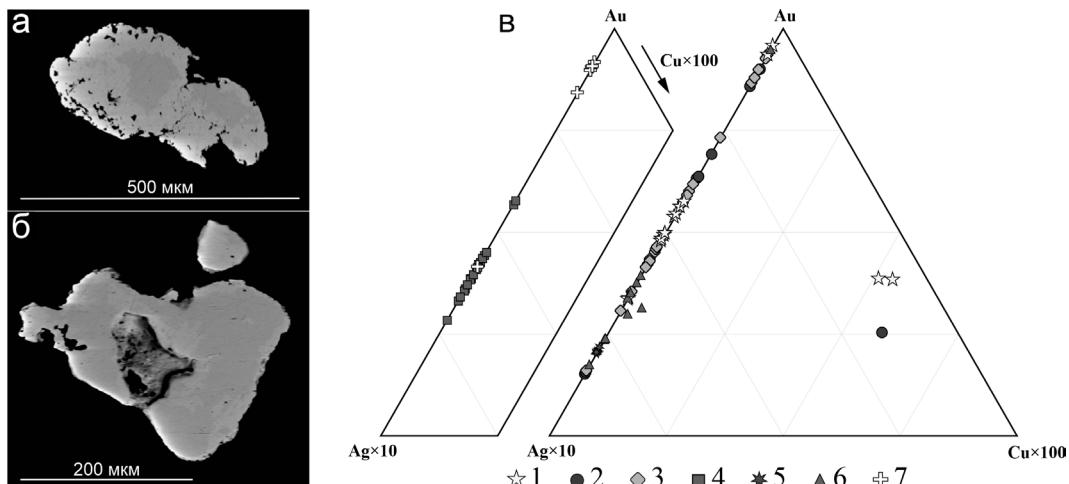


Рис. 2. Самородное золото из россыпей Миасской россыпной зоны: а, б) внутреннее строение самородного золота, р. Черная; в) состав самородного золота: 1 – р. Березовая; 2 – р. Каменка; 3 – р. Черная; 4 – р. Атлян; 5 – Мурашкина гора; 6 – Архангельский лог; 7 – Семениковский лог.

родном золоте обуславливает Au-Ag тренд на треугольной диаграмме составов (рис. 2в). Вариации содержания Ag в самородном золоте россыпей значительно более широкие. Электрум и самородное золото с высоким содержанием Ag (15–32 мас. %) преобладают в россыпях Архангельского лога, связанных с золото-кварцевыми жилами в лиственитизированных ультрабазитах коренного месторождения Мурашкина гора. Близкими содержаниями Ag (11–20 мас. %) отличается самородное золото из непромышленных россыпей в верховьях р. Атлян, в центральных частях зерен переходящее в электрум. Самородное золото россыпей р. Березовая содержит 7–16 мас. % Ag. Для золота россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы) характерно содержание Ag 0.8–1.8 мас. % с закономерным возрастанием содержаний от краевых зон к центру зерна (рис. 2а, б). Золото россыпей рек Каменка и Черная отличается большим разбросом содержания Ag. Содержание Hg в самородном золоте большинства россыпей не превышает 1 мас. %. В то же время, самородное золото из россыпей рек Каменка и Черная может содержать 5 мас. % Hg. В зернах золота обнаружена тонкая (до 10 мкм) кайма с повышенной пробностью, содержание золота в которой достигает 100 мас. %.

Исследование морфологических особенностей самородного золота позволило выявить значительные различия степени окатанности и сохранности золотин из различных россыпей. Так, самородное золото из россыпей рек Атлян, Березовая и Архангельского лога практически не окатано и сохраняет морфологические признаки, характерные для рудного золота, что свидетельствует о близости расположения коренного источника. В россыпях рек Каменка и Черная, а также россыпях Семениковского лога золото сильноокатанное и практически не сохраняет первоначальных форм, из чего можно сделать вывод о более дальнем переносе золота от коренного источника и его продолжительном нахождении в россыпи. Различия в рельфе поверхностей зерен, такие как микропористость, ямки и царапины на поверхности окатанных зерен, служат подтверждением этих выводов.

Самородное золото из различных россыпей отличается по химическому составу: в широких пределах изменяется содержание Ag, также выявлены различия содержания Hg. Составы золота из россыпей Архангельского лога, связанных с кварцевыми жилами в лиственитизированных гипербазитами месторождения Мурашкина гора, соответствуют результатам ранее

проведенных исследований золоторудных жил Мурашкиной горы [Артемьев и др., 2013]. Составы золота, характеризующиеся высоким содержанием Ag, и электрума из россыпей р. Атлян близки таковым для золота из россыпи Комья-Курай, также относящейся к Атлянской группе россыпей, где центральные части зерен золота наиболее обогащены Ag, при этом в центральных областях некоторых зерен золото переходит в электрум [Попова и др., 2016]. В зернах золота из всех россыпей выделяется краевая кайма повышенной пробности. Эти особенности строения, а именно выноса примесей из приповерхностных частей зерен, являются результатом изменения золота в зоне гипергенеза [Петровская, 1973].

Самородное золото изученных россыпей Миасской россыпной зоны отличается по химическому и гранулометрическому составам, форме и степени окатанности. Закономерное изменение морфологических особенностей зерен самородного золота позволяет сделать вывод о прямой связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками, расположенными в верховьях водотоков, и о подчиненной роли промежуточных коллекторов при формировании россыпных объектов в ложковых, аллювиально-делювиальных и аллювийальных россыпях Миасской долины.

Литература

Артемьев Д.А., Блинов И.А., Анкушев М.Н. Самородное золото месторождения лиственитового типа Мурашкина Гора (Южный Урал) // Мат. III Междунар. научно-практ. конф. мол. учен. и спец. памяти акад. А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. С. 183–187.

Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. Особенности минерального состава шлихов из россыпей золота, связанных с массивом альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Металлогенез древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 140–143.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2001. 622 с.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.

Попова В.И., Никандрова Н.К., Сарафанов Л.В., Попов В.А. Рассыпь золота Комья-Курай Атлянской группы в Миасской долине и перспективы дополнительной отработки россыпей золота на Южном Урале // Минералогия. 2016. № 3. С. 71–78.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Шуб В.С., Баранников А.Г., Шуб И.З., Якушев В.М. Золото Урала. Рассыпные месторождения (к 250-летию золотой промышленности Урала). Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 133 с.

В.В. Михайлов, С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, Н.С. Чебыкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

mvvsevolodovich@yandex.ru

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал

(научный руководитель – член-корр. РАН В.Н. Пучков)

Золотые россыпи долины р. Миасс на Южном Урале разрабатываются уже на протяжении 200 лет [Дементьев, Зазуляк, 1997]. Несмотря на высокую продуктивность россыпей Южного

Урала (за всю историю отработки на которых было добыто около 125 т золота [Дементьев, За-зулак, 1997]), вопрос о коренных источниках благородных металлов остается открытым. Изучение микровключений рудных минералов в россыпном золоте позволило установить связь россыпей Миасской зоны с определенными рудными месторождениями разных формационных типов: золотороднитовым, колчеданным, золотосульфидным, золотоарсенопирит-кварцевым [Зайков и др., 2017]. В гранодиоритах Тургоякского массива вблизи г. Миасс по данным геологического картирования установлено два рудопроявления, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевой формации – Тютевское и Флюоритовая жила [Государственная..., 2010], однако окологильные метасоматические образования, а также рудные минералы из кварцевых жил изучены недостаточно.

Целью работы является изучение коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургоякского массива. Материал для исследования отобран при изучении шести старых выработок, пройденных по кварцевым жилам в гранодиоритах. Отобраны образцы вмещающих гранодиоритов с различной степенью метасоматического преобразования, кварцевых жил с сульфидной минерализацией, а также обрамляющие их окорудные метасоматиты. Химический состав проб был проанализирован на 62 элемента с применением массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Куряшов). Содержания Au и ЭПГ во вмещающих породах, окорудных метасоматитах и кварцевых жилах определены пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»). Химический состав породообразующих минералов проанализирован на СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС (аналитик Н.С. Чебыкин) и заверен на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX100 (аналитик И.А. Готтман) в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Тургоякский массив находится в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория на границе с Главным Уральским разломом. Массив относится к тургоякско-сыростанскому комплексу монцодиорит-гранитной формации и сложен преимущественно гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами I фазы и гранитами II фазы внедрения [Ферштатер, 2013]. Породы массива выходят на дневную поверхность по берегам оз. Тургояк. В плане он имеет округлую форму, в разрезе представляет собой шток диаметром 8 км с вертикальной мощностью около 7–10 км [Государственная..., 2010]. Вмещающими породами для золото-серебряного оруденения являются амфибол-биотитовые гранодиориты I фазы внедрения. Они представляют собой порфировидные породы, преимущественно состоящие из плагиоклаза (до 58 %, ядро – олигоклаз An 20–25, оточка – олигоклаз An 12–15), кварца (20 %), калиевого полевого шпата (ортоклаза) (12 %), а также зелено-коричневого биотита (7 %) и роговой обманки (3 %); среди акцессорных минералов диагностированы циркон, монацит, фтор-апатит, титанит, магнетит. В слабоизмененных гранодиоритах появляется новообразованный мусковит, равномерно замещающий полевые шпаты, по темноцветным биотиту и роговой обманке образуются хлорит и карбонаты. При увеличении степени метасоматической переработки первичный олигоклаз замещается новообразованным альбитом и серицитом, темноцветные минералы замещаются хлоритом и карбонатами, реже новообразованным биотитом. В максимально преобразованных участках породы появляются прожилки, сложенные кварц-альбитовым, кварц-ортоклазовым или мономинеральным кварцевым агрегатами.

Из рудных минералов формирование этих метасоматитов сопровождается образованием идиоморфных кубических зерен пирита. Кварцевые жилы часто отделены от кварц-полевошпатовых метасоматитов тонкими прожилками, сложенными лепидогранобластовыми кварц-серийтовыми породами. Крупные зерна новообразованного полевого шпата часто окружены мелкозернистым кварцевым агрегатом. Сульфиды в кварцевых жилах распространены

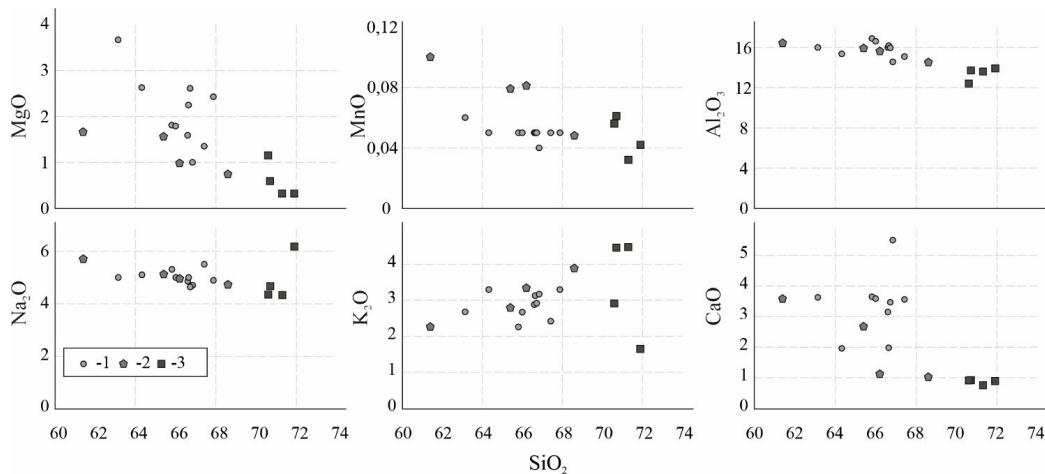


Рис. 1. Диаграммы зависимости петрогенных элементов от содержания SiO_2 для гранодиоритов Тургоякского массива:

1 – гранодиориты I фазы [Отчет..., 1982ф]; 2 – промежуточные разновидности метасоматически измененных гранодиоритов; 3 – окологильные метасоматиты.

нены неравномерно, встречаются как мономинеральные кварцевые участки, так и участки с массивным мелко-, среднезернистым пиритом или галенитом. Среди основных рудных минералов в кварцевых жилах диагностированы галенит, пирит, халькопирит, реже встречается сармодный висмут. По периферии зерен галенита и по трещинам в нем развиваются англезит и церуссит. В виде субмикронных зерен в трещинах в галените диагностирован барит.

Для пород, вмещающих золоторудную минерализацию, отмечается ярко выраженное деление по содержанию SiO_2 . Так, наиболее обогащены SiO_2 (более 70 мас. %) окологильные метасоматиты. Для вмещающих гранодиоритов содержание SiO_2 составляет 62–68 мас. % (рис. 1). Метасоматические процессы практически не оказывают влияние на распределение Na_2O , Al_2O_3 и MnO . В ряду гранодиорит – серицитизированный гранодиорит – кварц-альбит-полевошпатовый метасоматит отмечено незначительное снижение содержаний этих оксидов. Метасоматическое преобразование гранодиоритов приводит к выносу MgO и CaO , в то же время происходит накопление K_2O (рис. 1). MgO и CaO выносятся вследствие замещения биотита и роговой обманки, при этом основной объем Ca выносится при альбитизации и серицитизации пластиоклазов. Накопление K происходит за счет замещения олигоклаза и слюд калиевым полевым шпатом и мусковитом.

По данным анализа распределения элементов-примесей в исходных породах и метасоматитах установлено, что характерной особенностью процесса преобразования является уменьшение количества крупноионных лиофильных элементов таких, как Ba и Sr, с возрастанием степени метасоматического изменения пород (табл.). Увеличение содержания Rb может быть связано с общей щелочной направленностью метасоматоза. Для окологильных кварц-серийцитовых метасоматитов отмечены высокие концентрации Rb относительно кварц-альбит-полевошпатовых, что связано с изоморфным вхождением элемента в состав слюд. Среди рудных элементов установлено увеличение концентраций Pb в околосрудных метасоматитах относительно гранодиоритового субстрата. Содержания платиноидов, Ag и Au во вмещающих породах и околосрудных метасоматитах находятся на уровне близком к кларковым значениям. В кварцевых жилах содержания Ag и Au возрастают на несколько порядков. Содержание Au в кварцевых жилах с сульфидной минерализацией достигает 30 г/т. По

Таблица

Содержания редких и рудных элементов в породах Тургоякского массива, г/т

| | Ba | Rb | Sr | Pb | Cu | Zn | Ag | Pd | Ir | Pt | Au |
|--------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| ** | 1306 | 60.31 | 1133 | 12.23 | 10.35 | 88.86 | — | — | — | — | — |
| TP3-20 | 1230 | 78 | 1030 | 16.10 | 31.10 | 56.30 | 0.03 | 0.021 | 0.003 | 0.014 | 0.02 |
| TP3-9 | 612 | 103 | 447 | 18.40 | 24.10 | 59.50 | 0.036 | 0.012 | 0.003 | 0.008 | 0.01 |
| TP3-34 | 312 | 37.1 | 386 | 12.70 | 10.00 | 19.30 | 0.043 | 0.011 | <0.002 | 0.004 | 0.02 |
| TP3-30 | 475 | 121 | 310 | 35.90 | 8.59 | 26.00 | 0.096 | 0.007 | <0.002 | 0.003 | 0.02 |
| TP3-44 | — | — | — | — | — | — | — | <0.002 | <0.002 | <0.002 | 31.20 |
| TP3-40 | — | — | — | — | — | — | — | <0.002 | <0.002 | <0.002 | 22.00 |

Примечание. ** – состав гранодиорита Тургояско-Сыростанского комплекса по [Ферштатер, 2013]; прочерк – содержание элемента не определялось; <0.002 – содержание элемента ниже предела обнаружения; TP3-20 – биотит-роговообманковый гранодиорит; TP3-9 – серицитизированный гранодиорит; TP3-34 – кварц-альбит-полевошпатовый метасоматит; TP3-30 – кварц-серийцитовый метасоматит; TP3-44. TP3-40 – кварцевые жилы с сульфидной минерализацией.

литературным данным в кварцевых жилах Тютевского рудопроявления [Государственная..., 2010] содержание Ag достигает 4 кг/т, в среднем, составляя 800 г/т, содержание Au выдержано – около 6 г/т.

При изучении анишлифов и полированных шлифов, изготовленных из штуфных проб кварцевых жил, обогащенных сульфидными минералами, установлено, что Au и Ag сконцентрированы в виде собственных минералов. В золоторудной ассоциации установлено пять минеральных видов: самородное золото $\text{Au}_{0.91}\text{Ag}_{0.09}$, электрум $\text{Au}_{0.62}\text{Ag}_{0.38}$, сильванит $\text{Au}_{1.77}\text{Ag}_{0.24}\text{Te}_{3.98}$, гессит $\text{Ag}_{1.54}\text{Au}_{0.47}\text{Te}_{0.97}$ и ютенбогаардтит $\text{Ag}_{3.17}\text{Au}_{0.89}\text{S}_2$.

Преобладающая часть минералов золота встречена в трещинах и в интерстициальном пространстве между зернами кварца (рис. 2а, б). Самородное золото часто встречается в срастании с гесситом, для минерала характерна примесь Ag до 8.94 мас. %, редко отмечается примесь Hg, не превышающая 0.1 мас. %. Размер наиболее крупных зерен самородного золота не превышает 250 мкм. Электрум также занимает интерстициальное пространство или приурочен к трещинам в кварце. Строение зерен электрума неоднородное, содержание Ag варьирует от 15.23 до 34.11 мас. %. В срастании с электрумом встречено единственное зерно редкого Au-Ag сульфида – ютенбогаардтита (рис. 2б). Реже минералы золоторудной ассоциации встречаются в сульфидах (рис. 2в, г). Субмикронные включения самородного золота встречены в псевдоморфозах лимонита по пириту (рис. 2в). Мелкие зерна теллуридов Au и Ag часто приурочены к англезит-церусситовой оболочке зерен галенита.

Составы золота из кварцевых жил Тургоякского массива на треугольной диаграмме в координатах Au-Ag-Cu близки к золоту кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (рис. 2д). Аналогичные составы золота с пробностью 870–930 % описаны для Среднемиасской россыпи, располагающейся в непосредственной близости к Тургоякскому массиву [Зайков и др., 2017].

Редкометалльная специализация субстрата [Ферштатер, 2013], а также высокие температуры образования Тургоякского массива (800–900 °C) [Сначев и др., 2020] способствовали распространению двух типов метасоматитов: высокотемпературные кварц-альбит-полевошпатовые (рудопроявление Флюоритовая жила) [Сначев и др., 2020], концентрируют в себе редкометалльную минерализацию, тогда как более низкотемпературные кварц-серийцитовые содержат мощные кварцевые жилы с высокими концентрациями Au и Ag. Таким образом, в гранодиоритах Тургоякского массива возможно нахождение золото-серебряных объектов, связанных с кварцевыми жилами в кварц-серийцитовых метасоматитах, и редкоме-

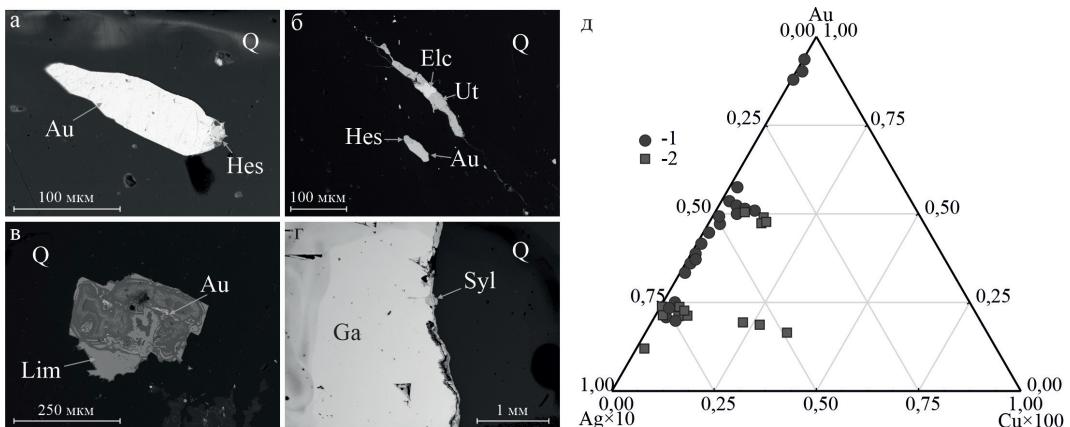


Рис. 2. Золоторудная ассоциация кварцевых жил в Тургоякском массиве: а) самородное золото с гесситом в кварце; б) срастания минералов золота в кварце; в) субмикронное включение золота в псевдоморфозе лимонита по пириту; г) сильвант в галените; д) составы золота Тургоякского рудопроявления (1) и кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (2) [Паламарчук и др., 2019].

Au – самородное золото, Elc – электрум, Ut – ютенбогаартит, Syl – сильвант, Hes – гессит; Ga – галенит, Lim – лимонит, Q – кварц.

тальльных объектов, сконцентрированных в высокотемпературных щелочных метасоматитах. Au-Ag минерализация кварцевых жил могла служить коренным источником золота для россыпей Миасской долины, а также небольшого Липовского россыпного месторождения золота, расположенного в долине руч. Бобровка.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

Отчет Восточно-Уральского геолого-съемочного отряда о результатах группового геологического доизучения масштаба 1:50000 Миасской площади в Чебаркульском и Уйском районах и на территории г. Миасс Челябинской области и Учалинском районе Башкирской АССР за 1977–1982 гг. / Под ред. В.В. Бабкина. Челябинск: ТФ «Чел. ТФГИ», 1982ф. Т. I. 111 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII (Златоуст). Объяснительная записка. Под редакцией Ю.Р. Беккера. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 366 с.

Дементьев В.С., Зазуляк И.А. Миасский золото промышленный район в XVIII–XIX вв. // История Миасского золота. Краеведческий сборник № 1. Миасс: Геотур, 1997. С. 14–20.

Зайков В.В., Котлярев В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Состав золота и характер его изменения в процессах образования россыпей Среднего и Северного Урала, связанных с различными источниками нескольких генетических типов // Новое в познании процессов рудообразования. IX Рос. молодеж. научно-практик. школа с междунар. участием. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 293–296.

Сначев А.В., Сначев В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургоякского гранитного массива и углеродистых отложений западного его обрамления (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2020. № 1. С. 12–20.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², В.В. Шиловских³, С.В. Петров³, А.В. Козлов²

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

stepanov-1@yandex.ru

² – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

³ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях

Одной из уникальных особенностей россыпных месторождений платины, связанных с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами Платиноносного пояса Урала, является широкое распространение в ложковых и делювиальных россыпях крупных самородков платины. Самый крупный самородок, обнаруженный в россыпи р. Большая Простокишенка, весил 7.86 кг, а один из самых крупных самородков, обнаруженных в россыпях, связанных с Нижнетагильским массивом, – 9.63 кг [Высоцкий, 1913]. В россыпях, связанных с эрозией пород массива Кондер, вес самого большого самородка платины составлял 3.5 кг [Сушкин, 1995]. Россыпные месторождения, связанные с массивами Имагли (Якутия) и Гальмоэнан (Корякия), характеризуются относительно небольшими самородками, хотя здесь обнаружено значительное количество самородков платины весом до 150 г [Округин, 2011]. Таким образом, распространение крупных самородков характерно для всех россыпей, связанных с разрушением зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урало-Аляскинского типа.

В коренных рудах максимальный вес скопления минералов платиновой группы (МПГ) достигал 427 г. Этот самородок платины обнаружен в ходе геологоразведочных работ на рудную платину на Нижнетагильском массиве [Заварицкий, 1928]. Крупные скопления МПГ выявлены в хромититах Вересовоборского массива в ходе проведения геологоразведочных работ [Трушин и др., 2017]. Столь существенная разница в весе самородков в коренном залегании и россыпях, скорее всего, связана с отсутствием систематической добычи коренных платиновых руд.

Сложность исследования крупных обособлений МПГ состоит в отсутствии возможности изготавливать из них минерографические и другие специальные препараты для изучения структурно-вещественных особенностей, но особенности срастания этих минералов можно изучить и проанализировать в микромасштабе. Изученные нами препараты представляли собой полированные шлифы и аншлифы, изготовленные из хромит-платиновых агрегатов размером в несколько миллиметров из россыпей и коренных хромититов. Для изучения препаратов использованы СЭМ в сочетании с рентгеноспектральным микроанализом, а также дифракция обратно-рассеянных электронов с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов Oxford Nordlys Nano и ЭДС Oxford X-Max 20 (ресурсный центр «Геомодель» НП СПбГУ). В результате выявлены особенности химического состава минералов, слагающих хромит-платиновые агрегаты, а также охарактеризована их структура. Дополнительно изучены платиноносные хромититы из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов с целью широкого охвата всех возможных пространственно-временных взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов.

Всю совокупность взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов можно подразделить на следующие группы: включения железо-платиновых интерметаллидов в кристаллах хромшпинелида, срастания МПГ с хромшпинелидами при подчиненном количестве железо-платиновых интерметаллидов, скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида (10–25 %), агрегаты железо-платиновых минералов с редкими включениями кристаллов хромшпинелида.

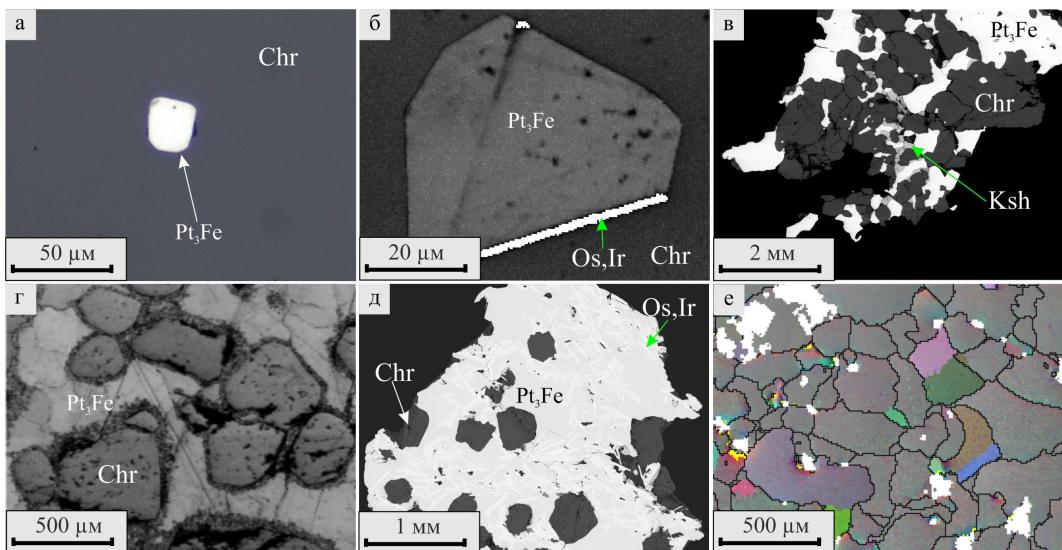


Рис. Примеры строения хромит-платиновых агрегатов из коренных минерализованных зон и россыпей Платиноносного пояса Урала.

Фото в отраженном свете (а) и в режиме отраженных электронов (в, д). Карты контраста полос (б, г) с использованием метода дифракции обратно-рассеянных электронов. Карта внутризеренных разориентировок (е). Места обора проб: а) хромититы Иловского массива, б) хромититы Нижнетагильского массива, в) ложковые россыпи Светлоборского массива, г) россыпь р. Простокшиенка (Вересовоборский массив), д) россыпи, связанные с Сосновским массивом, е) элювиальные россыпи Светлоборского массива. Chr – хромшпинелид, Pt_3Fe – изоферроплатина, Ksh – кашинит, Os,Ir – самородный осмий.

Включения МПГ в хромшпинелидах. В коренных минерализованных зонах дунитовых массивов включения МПГ в других минералах будут составлять не более 5 % от всего объема МПГ. В хромшпинелидах обнаружены включения $\text{Pt}-\text{Fe}$ и Os-Ir интерметаллиды (рис. а). Иридистый осмий или самородный осмий обычно обнаруживаются в виде хорошо ограненных идиоморфных пластинчатых кристаллов. $\text{Pt}-\text{Fe}$ интерметаллиды часто выполняют в хромшпинелидах полости в виде отрицательных кристаллов (рис. б). Средний размер зерен хромшпинелидов в рудах составляет 0.2 мм, а средний размер включений $\text{Pt}-\text{Fe}$ интерметаллидов – 70–80 мкм. Обычно весь объем включения выполнен одним индивидом.

Срастания железо-платиновых минералов с хромшпинелидами распространены довольно широко. В виде таких срастаний сконцентрирован основной объем МПГ в хромититах и минерализованных зонах в дунитах зональных массивов Урала, составляя 70–85 % от общего объема МПГ. Срастания этого типа образуют основной объем шлиховой платины в россыпях. В количественном соотношении хромшпинелид обычно незначительно преобладает над МПГ в срастаниях (рис. в). В них индивиды изоферроплатины или железистой платины сопоставимы по размерам с хромшпинелидом (рис. г). $\text{Pt}-\text{Fe}$ минералы и хромшпинелид срастаются, преимущественно, с образованием поверхностей совместного роста. Редко встречается железистая платина или изоферроплатина с проявлением собственного кристаллографического огранения.

Скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида. Такие агрегаты распространены ограниченно, но вследствие относительно крупного размера на них приходится 10–20 % от общего объема МПГ в минерализованных зонах и хромититах. В этом типе агрегатов железо-платиновые минералы преобладают над хромшпинелидом (рис. д), который

равномерно распределен по всему объему хромит-платинового сростка в виде единичных кристаллов. Использование дифракции обратно-рассеянных электронов позволило определить, что изоферроплатина или железистая платина слагает изометричные зерна, по размеру сопоставимые с кристаллами хромшпинелида. Характер границ между зернами Pt-Fe минералов указывает на их срастание с образованием компромиссной поверхности совместного роста. Наблюдения в объеме границ между кристаллами хромшпинелида и МПГ в агрегатах из россыпей выявили индукционные поверхности между индивидами этих минералов. Относительно редко в Pt-Fe матрице содержатся кристаллы хромшпинелида, в которых наблюдаются включения изоферроплатины или железистой платины, представляющие собой отрицательные кристаллы, выполненные одним индивидом.

Железо-платиновые минералы с редкими включениями кристаллов хромшпинелида редки. Такие агрегаты в коренном залегании не описаны. В россыпях редко встречаются крупные скопления Pt-Fe минералов весом в несколько десятков граммов, содержащие не более 5 % включений хромшпинелида [Высоцкий, 1913]. Pt-Fe агрегат обычно обладает равномерно-зернистой структурой (рис. е). Отдельные индивиды изоферроплатины или железистой платины характеризуются изометричным обликом. Характер границ между отдельными зернами Pt-Fe минералов позволяет сделать предположение об их срастании с образованием поверхностей совместного роста.

Описанные четыре варианта сонахождения Pt-Fe минералов и хромшпинелидов характерны практически для всех хромит-платиновых рудных минерализованных зон в дунитах зональных массивов, а также в россыпях, связанных с их разрушением. При этом в результате определения плотности самородков из россыпей массива Инагли установлено, что количество включений хромшпинелида в них колеблется от 20 до 70 об. % [Округин, 2011]. Изучение минерографических препаратов, изготовленных из хромит-платиновых сегрегаций из коренных руд и россыпей Нижнетагильского, Вересовоборского, Гальмоэнанского и Кондерского массивов, подтверждают эту закономерность.

Широкая вариация строения хромит-платиновых агрегатов от единичных включений Pt-Fe интерметаллидов в хромшпинелиде до практически мономинеральных агрегатов железо-платиновых минералов косвенно указывает на формирование хромшпинелида и МПГ в рамках единого процесса, что согласуется с ранее полученными результатами [Козлов и др., 2019]. Выявленные структурные особенности хромит-платиновых агрегатов позволяют сделать предположение о кристаллизации минералов в этих срастаниях из эвтектических жидкостей (расплавов). Аналогичное предположение сделано при изучении морфологических особенностей индивидов МПГ из россыпей Южного Урала [Зайков и др., 2017]. Особенности ассоциации изоферроплатины или железистой платины и хромшпинелидов в хромит-платиновых минерализованных зонах клинопироксенит-дунитовых массивов Урала подтверждают генетическую модель формирования крупных агрегатов железо-платиновых минералов из несиликатных расплавов, предложенную А.В. Округиным [2011].

Проведенные исследования с использованием дифракции обратно рассеянных электронов позволили выявить структурные особенности хромит-платиновых агрегатов, которые по размерам соответствуют самородкам. Анализ характера взаимоотношений минералов платиновой группы, прежде всего Pt-Fe интерметаллидов, и хромшпинелидов позволил прийти к заключению об определяющей роли магматических процессов в формировании хромит-платиновых агрегатов. Этот вывод согласуется с результатами ранее проведенных исследований хромит-платинового оруденения и условий формирования ультраосновных пород в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах, находящихся в структурах как складчатых [Johan, 2002; Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2020], так и платформенных областей [Округин, 2004; Симонов и др., 2017].

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда проект № 20-77-00073.

Литература

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб., 1913. 692 с.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А. Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия. 2017. Т. 3. № 4. С. 51–56.

Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. Онтогенетические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 2. С. 115–130.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63–75.

Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромитовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование. 2011. № 3. С. 16–20.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70–93.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. Морфология, состав и онтогенез минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60–83.

Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеанская геология. 1995. № 5. С. 97–102.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В. Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр. 2017. № 2. С. 40–42.

Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum. 2002. P. 669–719.

Р.С. Паламарчук¹, С.Ю. Степанов¹, Д.А. Варламов²

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
palamarchuk22@yandex.ru*

² – Институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка

Ассоциации минералов платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала

Уральский Платиноносный пояс включает в себя ряд зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, протянувшихся цепочкой вдоль Главного Уральского разлома [Иванов, 1997]. Они характеризуются присутствием платиноидной минерализации, чаще всего сопряженной с хромитовым оруденением. Масштабы развития коренного оруденения различны, однако абсолютно с каждым клинопироксенит-дунитовым массивом связаны платиновые россыпи, некоторые из которых не имеют аналогов в мире по объему извлеченных минералов платиновой группы (МПГ).

Массивы относятся к двум комплексам – качканарскому и конжаковскому [Петров и др., 2006; Государственная..., 2010]. Породы качканарского комплекса слагают все массивы Среднего Урала – Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский, особенности ассоциаций МПГ которых рассмотрены в работах [Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2018; Stepanov et al., 2019], а также дунитовый массив Желтая Сопка на Северном Урале [Кузьмин и др., 2019].

Группа массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское и Иовское дунитовые тела) на Северном Урале сложена породами одноименного дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Коренная платиновая минерализация Иовского дунитового тела была описана нами ранее [Palamarchuk et al., 2017]. Для Сосновского клинопироксенит-дунитового массива охарактеризована ассоциация МПГ россыпи р. Сосновка [Паламарчук и др., 2019], для которой Сосновский массив является коренным источником, а единичные анализы МПГ из Юдинского дунитового тела приводятся в работе [Garuti et al., 2002]. Несмотря на обширное и всестороннее изучение Уральского Платиноносного пояса, в данной работе впервые приводится сравнительная характеристика ассоциаций МПГ из клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала. Полученные результаты сопоставлены с особенностями ассоциаций МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

В массивах Северного Урала масштабы проявления хромит-платинового оруденения отличаются. Так, в Иовском дунитовом теле встречаются жилы массивных хромититов мощностью до 30 см и содержанием Pt, не превышающим 1.5 г/т (по некоторым данным до 34.5 г/т [Государственная..., 2010]), в то время как в массиве Желтая Сопка встречаются редкие обособления прожилково-вкрашенного хромитита с содержанием платиноидов до 12 г/т [Петров и др., 2006]. В Юдинском теле хромититы широко распространены. Содержание платиноидов в них достигало 58 г/т [Государственная..., 2010]. Сосновское дунитовое тело наиболее плохо обнажено, поэтому оценить истинные масштабы проявления хромит-платинового оруденения в его пределах пока не представляется возможным.

Для изучения МПГ отобраны пробы прожилково-вкрашенных и массивных хромититов из всех вышеперечисленных массивов Северного Урала. Эти пробы раздроблены и обогащены с применением гравитационных методов. Морфологические особенности, а также состав МПГ исследован с помощью методов растровой электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализатора CamScan MV2300 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) с ЭД спектрометром INCA Energy 450.

Для ассоциаций МПГ из всех клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала характерно преобладание изоферроплатины (Pt_3Fe) среди Pt-Fe интерметаллидов. В подчиненном количестве встречаются Pt_2Fe интерметаллиды с составом железистой платины (Pt_2Fe). Во всех рассматриваемых ассоциациях отмечаются минералы с почти всеми возможными промежуточными составами между изоферроплатиной и железистой платиной (рис. 1а–в). В россыпи р. Сосновка впервые для Уральского Платиноносного пояса установлена самородная платаина [Паламарчук и др., 2019].

Значительное количество зерен первичных Pt-Fe интерметаллидов замещены минералами вторичной ассоциации ряда тетраферроплатина – туламинит – ферроникельплатина. В ассоциациях МПГ вторичной ассоциации массива Желтая Сопка, а также Юдинского и Иовского дунитовых тел наиболее распространены туламинит и минерал с промежуточным составом между тетраферроплатиной и ферроникельплатиной (рис. 1г, е). Редко встречаются единичные анализы тетраферроплатины (для Иовского дунитового тела). Минералы из россыпи р. Сосновка отличаются от ассоциаций других массивов Северного Урала незначительными примесями Ni в ряду тетраферроплатина – туламинит.

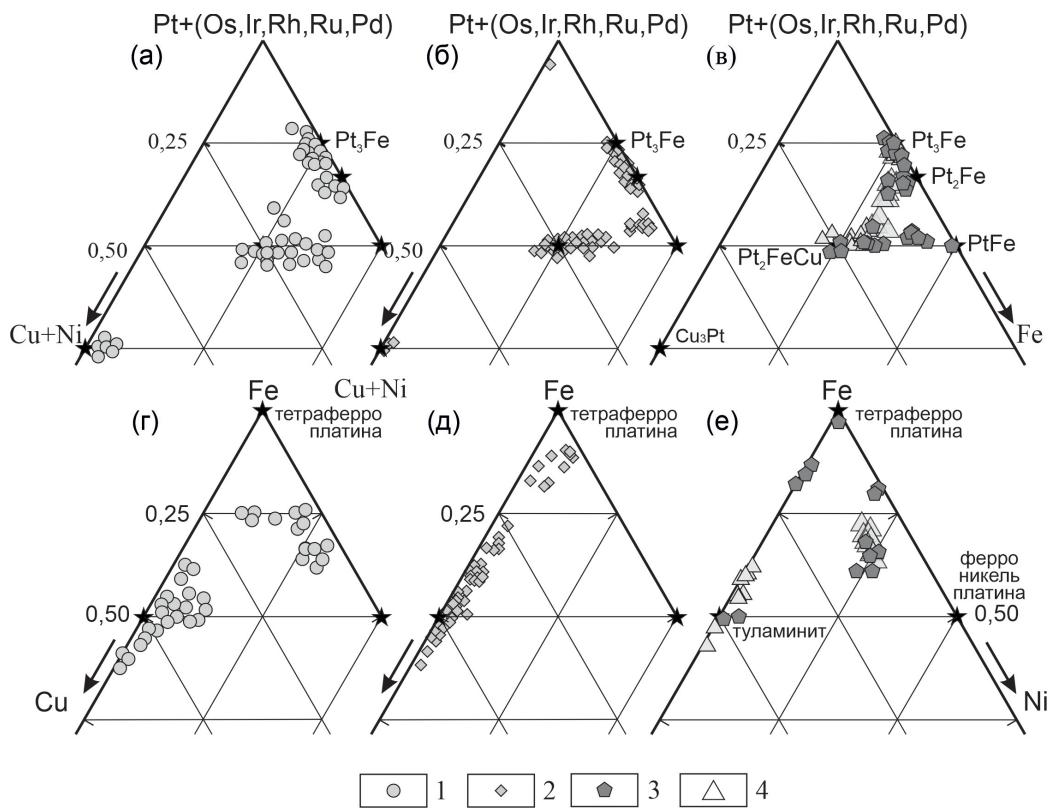


Рис. 1. Составы Pt-Fe интерметаллидов (а–в) и минералов ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина (г–е) из клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала.

1 – хромититы массива Желтая Сопка; 2 – ассоциация россыпи р. Сосновка, Сосновский массив; 3 – хромититы Иовского дунитового тела; 4 – хромититы Юдинского дунитового тела (данные авторов и [Garuti et al., 2002]).

В качестве включений в Pt-Fe минералах часто встречаются Os-Ir-(Ru) интерметаллиды. Обычно это редкие пинакоидальные пластинки осмия и изометричные обособления иридия, однако в зернах платиноидов из россыпи р. Сосновка Os-Ir-(Ru) минералы широко распространены. Здесь обнаружены агрегаты, в которых иридий составляет до 50 % от объема зерна, а также один самостоятельный агрегат самородного иридия размером 0.8 мм с мелкой вкрапленностью железистой платины [Паламарчук и др., 2019]. Ассоциация МПГ массива Желтая Сопка отличается находками минералов состава Ir-Fe-Ni (чендеит Ir_3Fe и другие минералы), обнаруженных впервые в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Уральского Платиноносного пояса.

Кроме Os-Ir-(Ru) интерметаллидов в качестве включений встречаются сульфиды ЭПГ ряда лаурит-эрликманит, реже кашинит-бауит, образующие зональные зерна, часто обладающие идиоморфными очертаниями. Составы этих минералов меняются в широких диапазонах.

В каймах вторичных Pt-Fe интерметаллидов иногда встречаются минералы поздней наложенной ассоциации, такие как ирассит, феродсит, Cu_3Pt , RhSb , а также меркуриды ЭПГ разнообразного состава и оксидные соединения ЭПГ с преобладанием иридия. Перечисленные минералы характерны для ассоциации массива Желтая Сопка, в то время как в ассоциациях других массивов они почти не встречаются (за исключением гексаферрума, обнаруженного в зернах МПГ из россыпи р. Сосновка).



Рис. 2. Составы Os-Ir-Ru сплавов из хромититов массива Желтая Сопка (1), россыпи р. Сосновка, Сосновское дунитовое тело (2), хромититов Иовского (3) и Юдинского (4) дунитовых тел.

Результаты сравнительного анализа позволяют сделать вывод, что по ассоциации первичных МПГ между собой близки хромититы массива Желтая Сопка, а также хромититы Юдинского и Иовского дунитовых тел. Значительное количество минералов с составом промежуточным между изоферроплатиной и железистой платиной делает эти ассоциации похожими на ранее описанную ассоциацию россыпи р. Вересовка Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018]. Ассоциация МПГ Сосновского дунитового тела хоть и схожа количественным взаимоотношением Pt-Fe интерметаллидов с ассоциацией МПГ из других массивов Северного Урала, но отличается большим количеством включений Os-Ir-(Ru) интерметаллидов и находками самостоятельных зерен иридия, что сближает ассоциацию МПГ Сосновского массива со Светлоборским массивом.

Наиболее близкими ассоциациями вторичных Pt-Fe интерметаллидов характеризуются Юдинское, Иовское дунитовые тела и массив Желтая Сопка. Относительно широкое распространение вторичных Ni-содержащих минералов сближает ассоциации МПГ этих объектов с Нижнетагильским массивом. Соединения с Hg, Sb и As, обнаруженные в ассоциации массива Желтая Сопка, не характерные для ассоциации МПГ из мафит-ультрамафитовых массивов, распространены только в рудах Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018].

Несмотря на выделение двух различных комплексов (качканарского и конжаковского) для клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского Платиноносного пояса, их минеральные ассоциации МПГ обладают рядом ключевых черт сходства, таких как преобладание Pt-Fe интерметаллидов, подчиненное значение Os-Ir-(Ru) интерметаллидов, встречающихся, в основном, в качестве включений, относительно редкие зерна сульфидов, арсенидов ЭПГ и других более сложных соединений. При этом почти для каждого отдельного массива отмечаются индивидуальные особенности МПГ как первичной (количественное взаимоотношение Pt-Fe интерметаллидов, количество Os-Ir-Ru включений, присутствие самородного иридия, количество сульфидов ЭПГ и др.), так и вторичной (количественное взаимоотношение, примеси Ni и др.) ассоциаций. Несмотря на последние отличия, разделение клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного Пояса Урала на два различных разновременных комплекса с точки зрения состава ассоциаций МПГ неоправданно и является результатом различных взглядов авторов государственных геологических карт на генезис клинопироксенит-дунитовых массивов, а не отличием массивов Конжаковского тектонического блока от общей структуры Уральского Платиноносного пояса.

Отличия в первичной ассоциации МПГ могут быть объяснены разным уровнем эрозионного среза массивов. На примере Светлоборского массива и связанных с ним россыпей показано, что вертикальная зональность в коренном платиновом оруденении играет второсте-

пенную роль с точки зрения изменения составов ассоциации МПГ [Stepanov et al., 2019], а отличия в особенностях первичных ассоциаций МПГ, скорее всего, связаны с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались клинопироксенит-дунитовые массивы. Отличие ассоциаций вторичных МПГ, скорее всего, связано с наложенными процессами, такими как региональный метаморфизм и внедрение в непосредственной близости от клинопироксенит-дунитовых массивов более поздних интрузивов. Последнее требует отдельных самостоятельных исследований.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда, проект № 20-77-00073.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. Под ред. В.В. Шалагина. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.

Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Калугин В.М. Платиновая минерализация в дунитах массива Желтая сопка, Северный Урал // Металлогенез древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 225–228.

Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Степанов С.Ю. Минералы платиновой группы из россыпи р. Сосновка, Сосновский клинопироксенит-дунитовый массив, Северный Урал // Металлогенез древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 217–220.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Изд. 2. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). 2006.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В. Минералы платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-дунитовый массив (Средний Урал) // Записки РМО. 2018. Т. 147. № 5. С. 40–60.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 775–793.

Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian-Alaskan type Kytylm and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 357–376.

Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Khanin D.A., Antonov A.V. PGE Mineralization of massive chromitites of the Iov dunite body (Northern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2017. Vol. 72. № 6. P. 68–76.

Stepanov S.Y., Palamarchuk R.S., Antonova A.V., Kozlov A.V., Varlamov D.A., Khanin D.A., Zolotarev Jr. A.A. Morphology, composition, and ontogenesis of platinum-group minerals in chromitites of zoned clinopyroxenite-dunite massifs of the Middle Urals // Russian Geology and Geophysics. 2019. Vol. 61. № 1. P. 47–67.

A.Ш. Хусаинова^{1,2}, С.Б. Бортникова², Ю.А. Калинин¹, Е.Д. Греку¹

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, khusainova@igm.nsc.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж)

Цель работы заключается в изучении типоморфных характеристик самородного золота и его распределения в разрезе техногенно-минеральных образований (ТМО) хвостохранилища Талмовские Пески, г. Салаир (Кемеровская обл.). Техногенные отложения состоят из пере-

работанных Au-Ag-содержащих барит-полиметаллических руд месторождений Салаирского рудного поля, которые отрабатывались методами гравитации, цианирования и флотации. В начале эксплуатации месторождений (30-е гг. 20 в.) разрабатывались верхние, наиболее богатые части рудных тел из зоны окисления, а позже собственно полиметаллические руды.

Месторождения Салаирского рудного поля расположены в известняках гавриловской свиты нижнекембрийского возраста и сложены порфирами риолит-дацитового состава, туфами, туфлитами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами. Рудные тела приурочены к нижнекембрийским субвулканическим кварц-плахиоклазовым порфирам пещеркинской свиты. Геологическое строение поля и минералогия рудных тел детально изучены и описаны [Лабазин, 1940; Зеркалов, 1962; Лапухов, 1975; Диستانов, 1977]. Рудные тела относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям сливных и прожилково-вкрашенных руд. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами (теннантит). К редким минералам рудных тел, обнаруженных в кварц-карбонатных штокверках, пересекающих барит-полиметаллические тела, относятся сульфосоли (пирсент, полибазит), теллуриды Ag, Au и Pb (гессит, петцит, эмпрессит, алтаит), самородное золото и серебро [Бортникова, 1989]. Жильные минералы – кварц, барит, кальцит, серицит и хлорит.

Для месторождений Салаирского рудного поля установлено два типа золотоносности. Первый – в собственно полиметаллических рудах, где самородное золото размером 0.01–0.05 мм встречается в виде кристаллических, реже неправильных форм. Самородное золото содержит до 40.5 мас. % Ag и до 0.16 мас. % Cu, его пробность составляет 595–822 %. Второй тип – золотые руды в кварц-карбонатных штокверках. Здесь встречается самородное золото разных морфологических форм от тонкодисперсного до весьма крупного (0.001–5 мм). По химическому составу самородное золото средне- и высокопробное (875–949 %) с примесями Ag (до 12.5 мас. %), Cu (до 0.21 мас. %) и Hg (до 0.54 мас. %) [Бортникова, 1989].

В настоящее время хвостохранилище Талмовские Пески представляет собой узкую (до 30 м) ленту «песков» протяженностью около 8 км, в непосредственной близости от которых протекает р. Малая Талмовая. Мощность техногенных отложений не превышает 3 м.

Хвостохранилище было вскрыто двумя шурфами, выкопанными на всю глубину до подстилающих почв. По стенкам шурfov описана зональность и опробованы все визуально отличающие слои. Микроэлементный состав в твердом веществе и водных вытяжках определен методом ИСП МС на приборе Agilent 8800 (Agilent Technologies, США) (Томск). Типоморфные характеристики самородного золота изучены для зерен, извлеченных из пробы весом 15 кг, промытой с помощью лотка в лабораторных условиях. Микроскульптуры поверхностей самородного золота определены с помощью СЭМ JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой микронализа AZTEC Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации катодолюминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd) (Tescan, Чехия) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитик М.В. Хлестов) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Распределение содержаний Au и Ag по разрезам шурfov представлено на рисунке 1. Из графиков видно, что в разрезе хвостохранилища на глубине 60–80 см выделяется железистый горизонт с повышенным содержанием Au и Ag: 5.32 и 53.7 г/т, соответственно. Для данного горизонта также характерны максимальные значения концентрации Au и Ag в водных вытяжках: 0.0068 и 7.5 мкг/л, соответственно. Количество Au и Ag в растворенной форме определяется процессами растворения/переотложения золото- и серебросодержащих минералов и агрессивностью поровых растворов.

Выделенное из пробы самородное золото представлено тонкими и мелкими классами (менее 0.1 мм) красноватого (вишневого) и ярко-желтого, золотистого цвета. По морфоло-

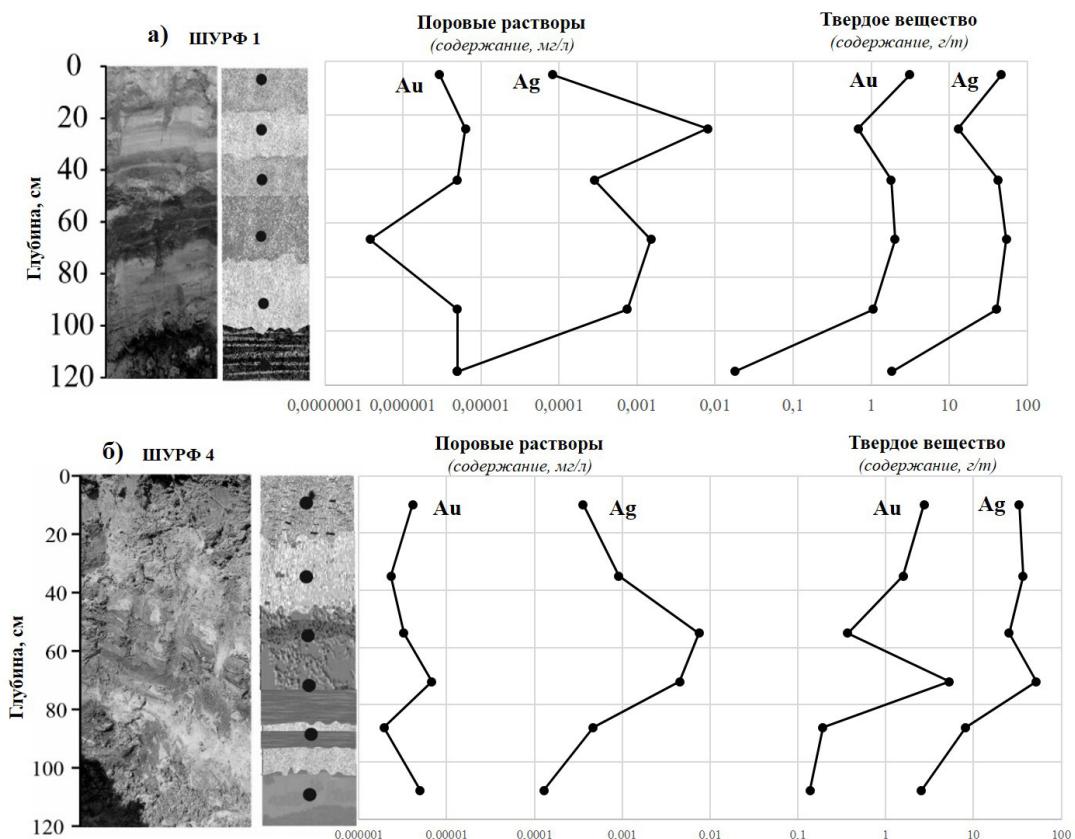


Рис. 1. Распределение Au и Ag в твердом веществе и поровых растворах шурфов 1 (а) и 4 (б).

гии выделяются уплощенные и массивные золотины изометричных и удлиненных форм, изометричные кристаллы и их сростки (рис. 2). Края частиц неровные, рваные, загнутые; для частиц кристаллического облика – вершины граней притуплены. Также в пробе обнаружены уплощенные пластинчатые частицы самородного серебра (рис. 2e), напоминающие плоские дендриты, состоящие из множества мелких микронных частиц.

Поверхность зерен самородного золота сильно преобразована. Наблюдаются как скульптуры роста, так и растворения. Первые представлены в видеnano- и микронаростов вытянутых (червеобразных), изометричных форм, часто в виде «нашлепков» на поверхности зерен золота. Скульптуры растворения встречаются в виде «желобков» и ямок на поверхности частиц. Также на зернах золота наблюдаются отпечатки вмещающих минералов и борозды скольжения.

В углублениях и неровностях поверхностей частиц золота присутствуют сростки барита и кварца. Зерна золота частично или полностью покрыты пленками многокомпонентного состава, в которых преобладает Fe (до 25.3 мас. %), Pb (до 23.3 мас. %), S (до 11.7 мас. %), Zn (до 17.6 мас. %), O (до 46.0 мас. %), меньше Al (до 12.6 мас. %) и P (до 4.9 мас. %).

Внутреннее строение зерен золота однородное, без зональности. Зерна чаще представлены агрегатами из двух и более частиц. Среди включений отмечен кварц. По химическому составу преобладает самородное золото от весьма низкопробного (электрум) до высокопробного (450–950 ‰) с преобладанием золота низкой пробности (450–700 ‰).

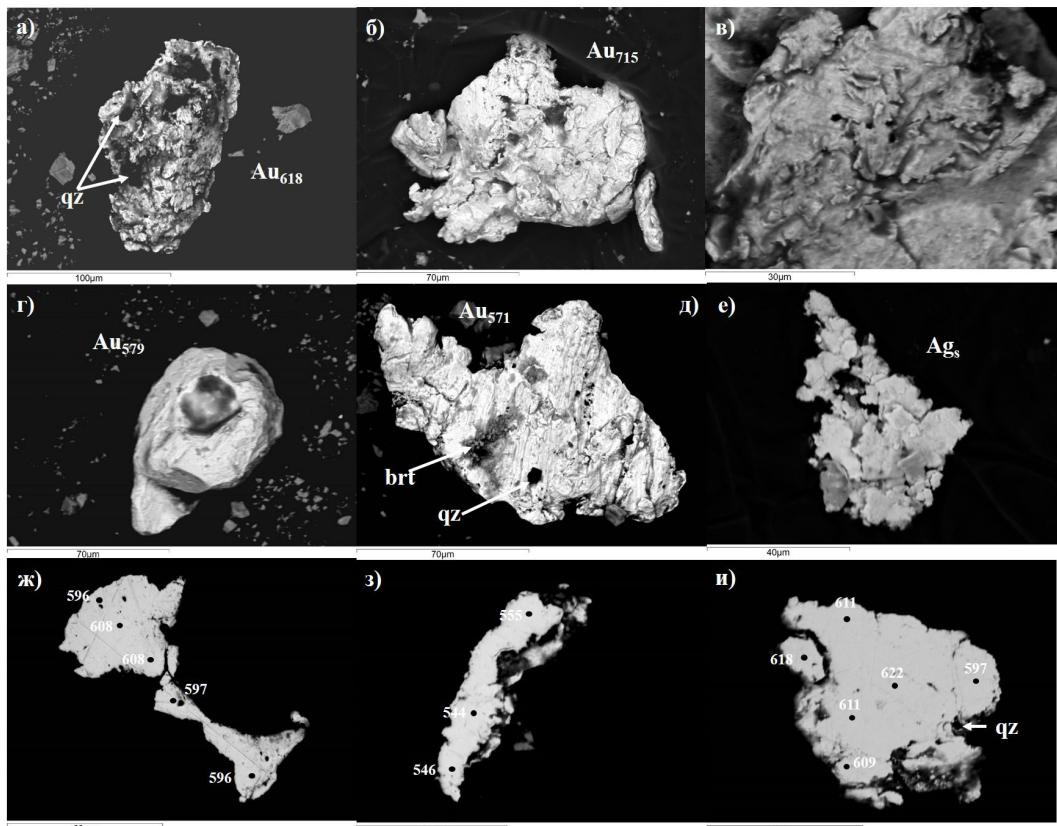


Рис. 2. Морфология и внутреннее строение золота из ТМО Талмовские Пески: а) удлиненная частица уплощенного облика со сростками кварца (qz); б) частица «агрегатного» строения; в) микронодулы золота на поверхности зерна; г) изометрическая частица кристаллического облика; д) уплощенная частица вытянутой формы с бороздами скольжения на поверхности и сростками барита (brt) и кварца (qz); е) уплощенная частица самородного серебра; ж–и) внутреннее строение зерен золота. BSE фото.

Таким образом, обнаруженное в ТМО хвостохранилищах Талмовские Пески самородное золото можно отнести к остаточному, а самородное серебро – к новообразованному. За более чем 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного золотого обогащения в основании хвостохранилища. За этот срок самородное золото существенно укрупнилось, как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованного самородного золота. Присутствие скульптур растворения на его поверхности подтверждает роль поровых растворов в процессах растворения/переосаждения золота. Источниками Au и Ag в ТМО являются первичные сульфиды (пирит, халькопирит, галенит) и сульфосоли.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РНФ (грант № 19-17-00134).

Литература

Бортникова С.Б. Геолого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира. Дис. к.г.-м.н. Новосибирск, 1989. 206 с.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

Зеркалов В.И. Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений северо-восточного Салаира. Автограф. дис. к.г.-м.н. Томск, 1962. 20 с.

Лабазин Г.С. Структурно-морфологические особенности полиметаллических месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения // Цветные металлы. 1940. № 3. С. 14–20.

Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

A.H. Юричев

Томский государственный университет, г. Томск

juratur@sibmail.com

Аксессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян)

Метаморфические ультрамафиты Куртушибинского оphiолитового пояса распространены среди метаморфизованных венд-кембрийских осадочно-вулканогенных отложений в северо-восточной части Западного Саяна [Соболев, Добрецов, 1977]. Их массивы наблюдаются в виде многочисленных тектонических блоков и пластин, окруженных серпентинитовым меланжем, и имеют цепочечное расположение в ЮЗ-СВ направлении. Объектом настоящего исследования является слабоизученный Кызыр-Бурлюкский ультрамафитовый массив, расположенный в юго-западной оконечности Куртушибинского оphiолитового пояса, который в отличие от других массивов пояса не содержит хромитового оруденения (рис. 1) [Кривенко и др., 2002; Юричев, Чернышов, 2019]. До настоящего времени ничего не было известно и об акссесорной благороднометалльной минерализации массива.

При изучении вещественного состава рудной акссесорной минерализации в анишлифах, изготовленных из образцов дунитов и их серпентинизированных разностей Кызыр-Бурлюкского массива, впервые диагностированы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПГ). В работе приводится химическая типизация выявленных минералов и делается предположение о механизме их образования.

Кызыр-Бурлюкский массив расположен на западном склоне хребта Эргак-Таргак-Тайга, слагая водораздел рр. Пряха-Кызыр-Бурлюк, правых притоков р. Амыл. Он имеет удлиненную форму, ориентирован в северо-западном направлении с крутым погружением в северо-восточном направлении (рис. 1). Массив сложен дунитами свежего облика и редкими жильными телами ортопироксенитов. Дуниты прорываются многочисленными мелкими субизометричными интрузивными телами и дайками габброидов [Чернышов и др., 2020]. В экзоконтактовых зонах последних постоянно обнаруживаются породы верлит-клинопироксеновой ассоциации, очевидно, являющиеся реакционно-метасоматическими образованиями, возникшими в результате воздействия высокотемпературных основных расплавов на консолидированные дуниты. В эндоконтактовых частях массива и вдоль разломов отмечается интенсивная серпентинизация (антигоритизация).

Аксессорная благороднометалльная минерализация диагностирована только в дунитах и аподунитовых серпентинитах массива. МПГ отмечаются в виде единичных гипидиоморфных, неправильных микроскопических выделений (0.5–3.0 мкм), главным образом, внутри магнетита, значительно реже – в зернах аваруита. По химическому составу среди них уста-

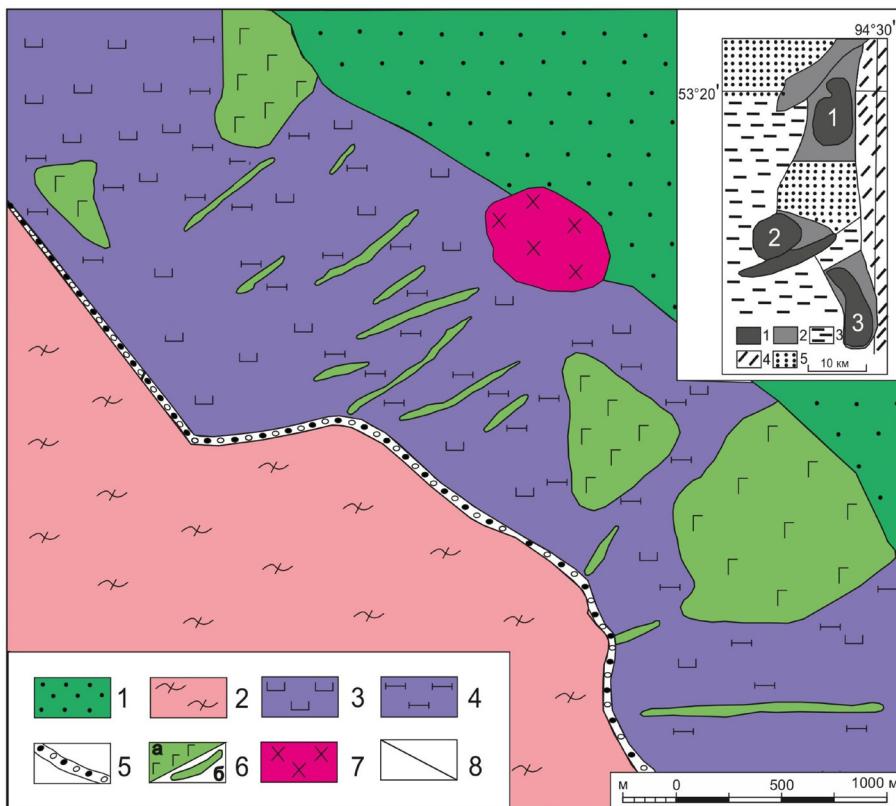


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кызыр-Бурлюкского массива (составлена С.В. Лодыгина при проведении поисковых работ на хромиты в 2008–2011 гг.).

1 – осадочные отложения; 2 – сланцы по основным вулканитам; 3 – дуниты; 4 – верлиты; 5 – меланж; 6 – габбро: а) штоки, б) дайки; 7 – диориты; 8 – геологические границы.

Врезка – схема строения Куртушибинского оphiолитового пояса Западного Саяна [Кривенко и др., 2002]: 1 – ультрамафитовые массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калнинский, 3 – Кызыр-Бурлюкский; 2 – вулканогенно-осадочные толщи: метабазальты, плагиориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофанические; 3, 4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Систигхемская; 5 – среднепалеозойские впадины.

новлены самородная платина, потарит ($PdHg$), неназванная фаза состава ($Pd,Ni)(Hg,S$). Также выявлены минералы Ag – луанхеит (Ag_3Hg) и неназванная фаза состава (Cu,Ag,Hg).

Химический состав минералов проанализирован на СЭМ Tescan Mira 3 LMU с ЭДС UltimMax100 (Oxford Instruments) и Tescan Vega II LMU с ЭДС (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и ВДС INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ, текущем токе 15 нА и времени набора спектра 120 с. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Pt, Pd, Au, Ag, Ni, Cu были применены чистые металлы, для S – пирит, для Hg – HgTe. Использованы аналитические линии: La для Pt, Pd, Au, Ag; Ca для S, Ni, Cu; Ma для Hg.

Самородная платина отмечается в виде мелких (2–3 мкм) зерен исключительно внутри выделений магнетита (рис. 2а). В ее химическом составе установлены примеси Cu и Ni (до 9 и 3 мас. %, соответственно) (табл.).

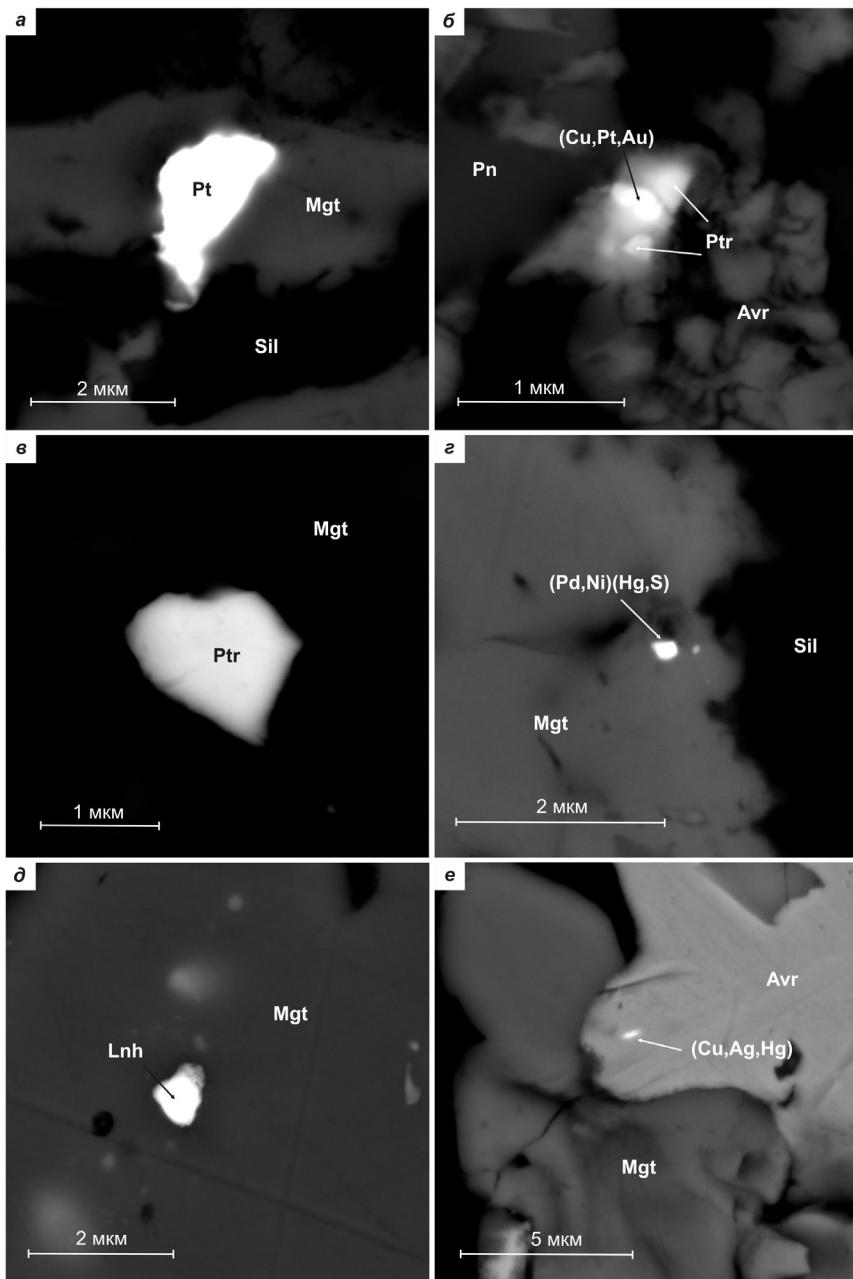


Рис. 2. Аксессорная благороднометалльная минерализация дунитов и аподунитовых серпентинитов Кызыл-Бурлюкского ультрамафитового массива: а) самородная медно-никелистая платина в ксеноморфном зерне магнетита; б) включение потарита в зерне аваруита; в) включение потарита в магнетите; г) микровключение неназванной фазы состава $(\text{Pd},\text{Ni})(\text{Hg},\text{S})$ в магнетите; д) включение луанхеита в магнетите; е) микровключение неназванной фазы состава $(\text{Cu},\text{Ag},\text{Hg})$ в зерне аваруита.

Pt – медно-никелистая платина, Ptr – потарит, Lnh – луанхеит, Mgt – магнетит, Avr – аваруит, Sil – вмещающая силикатная матрица. BSE-фото.

Таблица

**Химический состав акцессорных МПГ из дунитов и серпентинитов
Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива, мас. %**

| Образец | Pd | Pt | Ag | Au | Ni | Cu | Hg | S | Сумма | Формула |
|-------------------------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|--------|---|
| Медно-никелистая платина (Pt,Cu,Ni) | | | | | | | | | | |
| 7006-17-218 | — | 89.06 | — | — | 2.05 | 7.81 | — | — | 98.92 | $\text{Pt}_{0.74}\text{Cu}_{0.20}\text{Ni}_{0.06}$ |
| 7006-17-219 | — | 88.85 | — | — | 2.94 | 8.38 | — | — | 100.17 | $\text{Pt}_{0.71}\text{Cu}_{0.21}\text{Ni}_{0.08}$ |
| 7006-17-220 | — | 89.64 | — | — | 1.93 | 7.37 | — | — | 98.94 | $\text{Pt}_{0.76}\text{Cu}_{0.19}\text{Ni}_{0.05}$ |
| 7006-17-221 | — | 92.23 | — | — | 1.86 | 5.62 | — | — | 99.71 | $\text{Pt}_{0.80}\text{Cu}_{0.15}\text{Ni}_{0.05}$ |
| 7006-17-222 | — | 88.47 | — | — | 2.12 | 9.02 | — | — | 99.62 | $\text{Pt}_{0.72}\text{Cu}_{0.22}\text{Ni}_{0.06}$ |
| Потарит PdHg | | | | | | | | | | |
| 7006-12-234 | 32.64 | 9.04 | — | — | — | — | 57.59 | — | 99.27 | $(\text{Pd}_{1.07}\text{Pt}_{0.16})_{1.23}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-12-177 | 33.73 | 6.38 | — | — | — | — | 59.47 | — | 99.58 | $(\text{Pd}_{1.07}\text{Pt}_{0.11})_{1.18}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-12-179 | 34.06 | 4.28 | — | — | — | — | 61.92 | — | 100.26 | $(\text{Pd}_{1.04}\text{Pt}_{0.07})_{1.11}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-12-237 | 33.92 | 3.37 | — | — | — | — | 61.65 | — | 98.93 | $(\text{Pd}_{1.04}\text{Pt}_{0.05})_{1.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-12-238 | 33.92 | 4.63 | — | — | — | — | 61.36 | — | 99.92 | $(\text{Pd}_{1.04}\text{Pt}_{0.08})_{1.12}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-2-35 | 34.95 | — | 3.67 | — | — | 0.56 | 61.75 | — | 100.93 | $(\text{Pd}_{1.06}\text{Ag}_{0.11}\text{Cu}_{0.03})_{1.20}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-2-36 | 34.44 | — | 3.42 | — | — | 0.53 | 62.35 | — | 100.74 | $(\text{Pd}_{1.04}\text{Ag}_{0.10}\text{Cu}_{0.02})_{1.16}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-2-38 | 35.06 | — | 3.66 | — | — | 0.69 | 61.80 | — | 101.21 | $(\text{Pd}_{1.07}\text{Ag}_{0.11}\text{Cu}_{0.03})_{1.21}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-7-106 | 34.70 | — | — | 2.32 | — | — | 62.22 | — | 99.24 | $(\text{Pd}_{1.05}\text{Au}_{0.04})_{1.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-7-107 | 34.82 | — | — | 2.03 | — | — | 62.00 | — | 98.85 | $(\text{Pd}_{1.06}\text{Au}_{0.03})_{1.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-7-108 | 34.36 | — | — | 2.09 | — | — | 62.43 | — | 98.88 | $(\text{Pd}_{1.03}\text{Au}_{0.03})_{1.06}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-12-239 | 35.13 | — | — | — | — | — | 64.54 | — | 99.67 | $\text{Pd}_{1.02}\text{Hg}_{0.98}$ |
| 7006-13-184 | 31.84 | — | — | — | — | 3.06 | 64.40 | — | 99.29 | $(\text{Pd}_{0.93}\text{Cu}_{0.14})_{1.07}\text{Hg}_{0.93}$ |
| 7006-12-178 | 24.86 | 10.35 | — | 3.36 | — | 11.44 | 49.32 | — | 99.33 | $\text{Pd}_{0.94}(\text{Cu}_{0.73}\text{Pt}_{0.22}\text{Au}_{0.07})_{1.02}\text{Hg}_{1.00}$ |
| (Pd,Ni)(Hg,S) | | | | | | | | | | |
| 7006-14-193 | 29.92 | — | — | — | 9.88 | — | 54.68 | 5.20 | 99.68 | $(\text{Pd}_{0.65}\text{Ni}_{0.38})_{1.03}(\text{Hg}_{0.63}\text{S}_{0.37})_{1.00}$ |
| 7006-14-194 | 29.48 | — | — | — | 10.20 | — | 54.96 | 5.30 | 99.95 | $(\text{Pd}_{0.63}\text{Ni}_{0.39})_{1.02}(\text{Hg}_{0.62}\text{S}_{0.37})_{0.99}$ |
| 7006-14-195 | 29.42 | — | — | — | 10.06 | — | 54.05 | 5.46 | 98.99 | $(\text{Pd}_{0.63}\text{Ni}_{0.39})_{1.02}(\text{Hg}_{0.61}\text{S}_{0.39})_{1.00}$ |
| 7006-16-210 | 33.21 | — | — | — | 2.44 | — | 64.04 | — | 99.68 | $(\text{Pd}_{0.97}\text{Ni}_{0.13})_{1.10}\text{Hg}_{0.90}$ |
| 7006-16-211 | 31.81 | — | — | — | 2.89 | 0.97 | 62.85 | 1.21 | 99.72 | $(\text{Pd}_{0.85}\text{Ni}_{0.14}\text{Cu}_{0.04})_{1.03}(\text{Hg}_{0.89}\text{S}_{0.11})_{1.00}$ |
| 7006-16-212 | 33.02 | — | — | — | 2.30 | — | 64.44 | — | 99.76 | $(\text{Pd}_{0.96}\text{Ni}_{0.12})_{1.08}\text{Hg}_{0.92}$ |
| Луанхеит Ag _x Hg | | | | | | | | | | |
| 7006-15-201 | 1.73 | — | 56.55 | — | 4.70 | 1.24 | 35.43 | — | 99.64 | $\text{Ag}_{2.97}\text{Ni}_{0.45}\text{Cu}_{0.11}\text{Pd}_{0.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-15-202 | 1.66 | — | 57.27 | — | 4.38 | 1.59 | 35.15 | — | 100.06 | $\text{Ag}_{3.02}\text{Ni}_{0.43}\text{Cu}_{0.14}\text{Pd}_{0.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-15-203 | 1.50 | — | 55.37 | — | 5.13 | 1.55 | 35.32 | — | 98.87 | $\text{Ag}_{2.92}\text{Ni}_{0.49}\text{Cu}_{0.14}\text{Pd}_{0.08}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-15-204 | 1.74 | — | 56.21 | — | 5.01 | 1.91 | 35.25 | — | 100.12 | $\text{Ag}_{2.97}\text{Ni}_{0.48}\text{Cu}_{0.17}\text{Pd}_{0.09}\text{Hg}_{1.00}$ |
| 7006-15-205 | 2.02 | — | 56.35 | — | 4.84 | 1.32 | 35.59 | — | 100.12 | $\text{Ag}_{2.95}\text{Ni}_{0.46}\text{Cu}_{0.12}\text{Pd}_{0.11}\text{Hg}_{1.00}$ |
| (Cu,Ag,Hg) | | | | | | | | | | |
| 7029-8-53 | — | — | 42.73 | — | — | 41.38 | 15.52 | — | 99.63 | $\text{Cu}_{0.58}\text{Ag}_{0.35}\text{Hg}_{0.07}$ |
| 7029-8-54 | 0.72 | — | 39.70 | — | — | 44.48 | 14.40 | — | 99.3 | $\text{Cu}_{0.61}\text{Ag}_{0.32}\text{Hg}_{0.06}\text{Pd}_{0.01}$ |
| 7029-8-55 | 0.87 | — | 37.67 | — | — | 47.70 | 14.04 | — | 100.29 | $\text{Cu}_{0.64}\text{Ag}_{0.29}\text{Hg}_{0.06}\text{Pd}_{0.01}$ |

Примечание. Формулы потарита, луанхеита и фазы состава (Pd,Ni)(Hg,S) рассчитаны на один анион, платины и фазы состава (Cu,Ag,Hg) – на сумму катионов, равную 1.

Потарит наиболее распространен среди МПГ массива. Он обнаружен в виде гипидоморфных зерен размером до 1.5 мкм как в магнетите, так и аварите (рис. 2б–в). В его химическом составе зафиксированы Cu, Au, Ag или Pt (см. табл.), при этом они практически никогда не встречаются вместе в одном анализе. Примеси Ag или Au наблюдаются, в основном, в потарите из магнетита, а примесь Pt – в потарите из аварита. Подобные нетипичные

примеси в потарите можно отнести к механическим, «загрязняющим» химический состав минерала путем вхождения в него в виде тонкодисперсных включений. В пользу данного предположения свидетельствуют рассчитанные стехиометрические составы, а также обнаружение внутри потарита обособленного выделения твердого раствора Cu–Pt–Au (рис. 2б).

Неназванная фаза состава (Pd,Ni)(Hg,S), занимающая своеобразное промежуточное положение между потаритом и высоцкитом, выявлена в виде мелких (до 0.3 мкм) гипидиоморфных включений в магнетите (рис. 2г, табл.).

Луанхеит отмечается в виде мелких (до 1 мкм) гипидиоморфных округлых включений исключительно в зернах магнетита (рис. 2д). Постоянно в химическом составе минерала обнаружаются примеси Ni (до 5.1 мас. %), Cu (до 1.9 мас. %) и Pd (до 2.0 мас. %) (см. табл.), которые, с учетом «чистоты» вмещающего магнетита и полученных пересчетов на формулу луанхеита, можно считать механической.

Неназванная фаза состава (Cu,Ag,Hg) редка и выявлена в виде мелких (до 0.6 мкм) вытянутых выделений в краевых частях зерен аварита (рис. 2е). Часто в химическом составе триады диагностируется незначительная (менее 1 мас. %) примесь Pd (табл.).

Таким образом, полученные данные являются первым свидетельством обнаружения акцессорной благороднометалльной минерализации в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Западного Саяна. Выявленные МПГ характеризуются исключительно Pd-Pt специализацией. Заметное количество Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах [Prichard et al, 1994; Спиридовон и др., 2019], а ведущая роль потарита указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Литература

Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Кубышев А.И., Катанов С.Г. Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхнеамыльского района в Западном Саяне // Минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: РИЦ КНИИГиМС, 2002. С. 314–324.

Соболев В.С. Добрецов Н.Л. Петрология и метаморфизм древних оphiолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.

Спиридовон Э.М., Орсоев Д.А., Аристкин А.А., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Яласкуорт В.О. Hg- и Cd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфиноносных базитов и гипербазитов Иоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 43–58.

Чернышов А.И., Воробьев А.В., Юричев А.Н. Петрология Кызыр-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (северо-восток Западного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 8. С. 199–207.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноносность хромититов Куртушибинского оphiолитового пояса, Западный Саян: новые данные // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 5. С. 113–125.

Prichard H.M., Ixer R.A., Lord R.A., Maynard J., Williams N. Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. P. 271–294.

Н.Г. Любимцева, Е.Ю. Аникина

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,

минералогии и геохимии РАН, г. Москва

luy-natalia@yandex.ru

**Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования
серебросодержащей блеклой руды Мангазейского
серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия)**

Мангазейское серебро-полиметаллическое месторождение в Западном Верхоянье расположено в 400 км к северо-востоку от г. Якутска, Республика Саха (Якутия). Месторождение локализовано в Западно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), который протягивается вдоль северо-восточной окраины Сибирского континента на 2000 км при ширине 500 км. Месторождение залегает среди мощных (до 9–11 км) песчано-сланцевых толщ верхоянского комплекса от среднекарбонового до раннепермского возраста. Рудные тела, представленные субпластовыми и секущими жилами, зонами прожилков, минерализованных брекчий и дробления, штокверками, приурочены к восточному крутыму крылу присводовой части асимметричной сундучной Эндыбальской антиклинали.

Месторождение является одним из крупнейших месторождений Ag России: установленные ресурсы составляют 800 т Ag при среднем его содержании 909 г/т, а предполагаемые ресурсы – 2 250 т Ag при среднем содержании 457 г/т. Прогнозные ресурсы по категориям P1 + P2 оцениваются в 28 000 т Ag [Аристов, Некрасов, 2010]. Для успешного освоения руд необходимо знание о закономерностях размещения и минералах-носителях серебра и других высокотехнологичных металлов.

Блеклые руды, или минералы группы тетраэдрита, имеют обобщенную формулу $M^{(2)}A_6^{M^{(1)}}(B_4C_2)^{X^{(3)}}D_4^{S^{(1)}}Y_{12}^{S^{(2)}}Z$, где A = Cu⁺, Ag⁺, □ (вакансия); B = Cu⁺, Ag⁺; C = Zn²⁺, Fe²⁺, Hg²⁺, Cd²⁺, Mn²⁺, Cu⁺, Cu⁺, Fe³⁺; D = Sb³⁺, As³⁺, Bi³⁺, Te⁴⁺; Y = S²⁻, Se²⁻; Z = S²⁻, Se²⁻, □ [Biagioni et al., 2020] и являются наиболее сложной изоморфной серией среди сульфосолей из-за многокомпонентности и изо- и гетеровалентных замещений.

Блеклые руды на месторождении являются основным концентратором Ag, Sb и Cu. Эти металлы также концентрируются в сульфоантимонитах Ag (пирагирите, миаргирите, стефаните) и Ag-Pb (диафорите, овихенит, фрейеслебенит). На месторождении эти минералы находятся в тесных срастаниях. Ранее блеклые руды были кратко описаны в работе [Аникина и др., 2016], которая была посвящена условиям образования месторождения, но не обстановке отложения сереброносных минеральных ассоциаций с блеклыми рудами. Целью данной работы является изучение парагенетических ассоциаций, химического состава и оценка условий образования блеклых руд.

Взаимоотношения минералов в рудах изучены на оптическом микроскопе Olympus BX-51, зональность блеклых руд – с помощью рентгеноспектрального микроанализа (PCMA) вдоль профилей, перпендикулярных зонам зональности. PCMA выполнен в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (ЦКП «ИГЕМ-Аналитика», аналитик С.Е. Борисовский) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции при анализе основных элементов составляло 10–20 с, элементов-примесей – 20–40 с. Поправки рассчитывались по методу ZAF в программе фирмы JEOL. Количественный анализ в точках вдоль профиля идентичен обычному анализу. Выбор точек разреза в нужном направлении с заданным интервалом формировался автоматически с сохранением на всем протяжении рентгеновского фокуса. Точное положе-

ние начала и конца разреза контролировалось по нагару. Минимальный шаг разреза, равный 1 мкм, определен, исходя из размера области рассеяния электронного пучка в исследуемой матрице при описанных выше условиях анализа. Выполнено 84 анализа по одному профилю в зональном агрегате блеклой руды.

Блеклые руды обнаружены в кварц-карбонат-сульфидных рудах, в которых они образуют срастания с галенитом, пиаргиритом, диафоритом, сфалеритом, станинитом, сидеритом и арсенопиритом в интерстициях между зернами кварца и карбоната (рис. 1). Блеклые руды и галенит содержат мономинеральные включения серебросодержащих минералов (пиаргирита, диафорита, миаргирита) или их срастания (рис. 1в). Сфалерит, галенит и блеклые руды образуют срастания с ровными границами (рис. 1б). Наблюдались станинин-блекловорудно-галенитовые агрегаты, образующие секущие просечки в сфалерите и замещающие его. Блеклые руды корродируют зерна кварца и образуют псевдоморфозы по периферии кристаллов (рис. 1а).

Блеклые руды на месторождении представлены чистым сурьмянистым членом с соотношением $Sb/(Sb+As)$ от 0.98 до 1.00. В двух анализах соотношение $Sb/(Sb+As)$ равно 0.92 и 0.89 и в единичном случае – мышьяковистым с соотношением $Sb/(Sb+As)$ 0.44 (рис. 2а). Содержание Fe варьирует в широких пределах: соотношение $Fe/(Fe+Zn)$ практически непрерывно изменяется от 0.01 до 0.79.

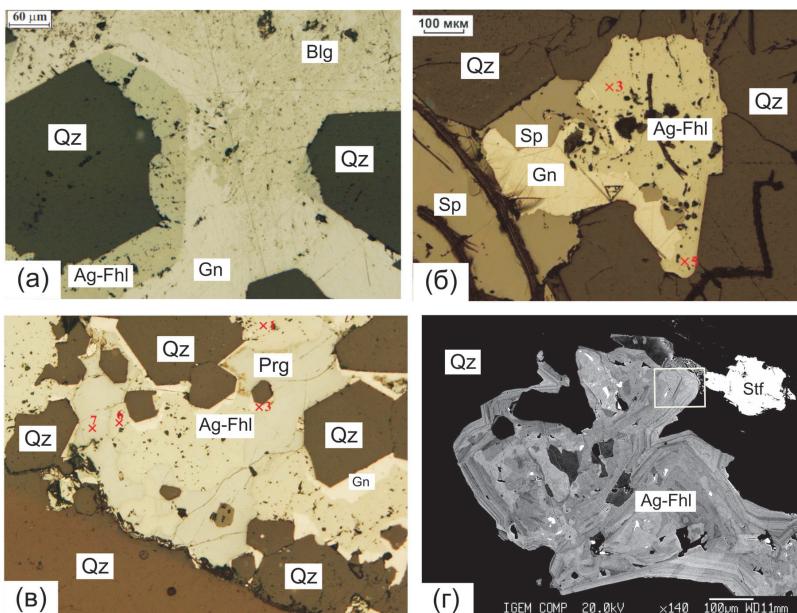


Рис. 1. Срастание серебросодержащей блеклой руды с минералами в рудах Мангазейского месторождения: а) срастание галенита (Gn), блеклой руды (Ag-Fhl) и буланжерита (Blg), в котором блеклая руда по периферии псевдоморфно замещает кварц (Qz) с сохранением первоначальных очертаний хорошо образованных граней кристаллов кварца, а галенит с буланжеритом имеют тесные и тонкие прорастания; б) срастания сфалерита (Sp), галенита и блеклой руды со взаимными и ровными границами в интерстициях между зернами кварца; в) срастание галенита, блеклой руды и пиаргирита (Prg) в интерстициях между зернами кварца, где галенит образует каймы вокруг кристаллов кварца, на контакте с галенитом и пиаргиритом у кварца сохраняется первичная идиоморфная форма кристаллов, а блеклая руда корродирует зерна кварца; г) зонально-неоднородный агрегат блеклой руды в интерстициях между зернами кварца в срастании со стефанитом (Stf).

Фото а–в – отраженный свет, г – BSE.

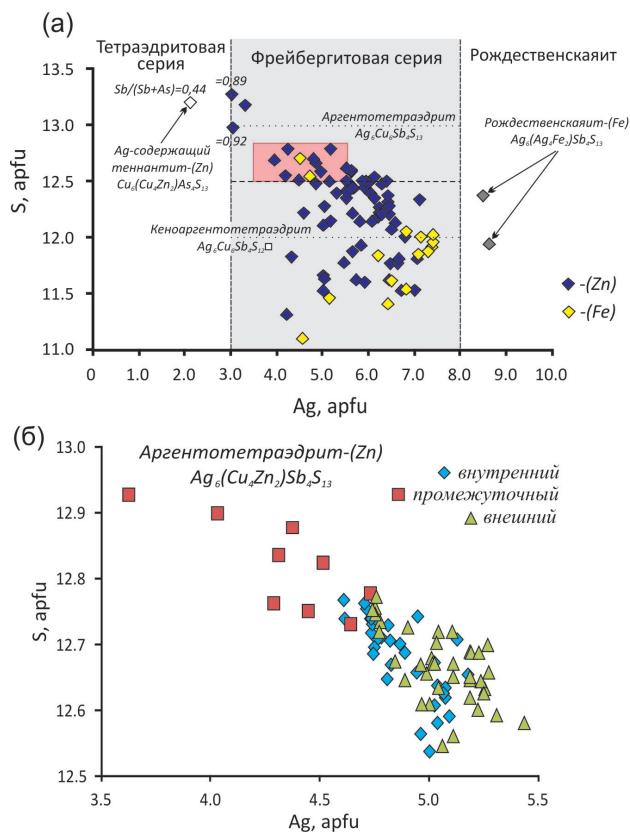


Рис. 2. Соотношение содержаний в формульных коэффициентах (apfu) S и Ag в блеклой руде Мангазейского месторождения (а) и в зонально-неоднородном агрегате блеклой руды (б).

Составы взяты из работы [Аникина и др., 2016]. Пунктирными линиями показаны границы между минеральными видами и сериями [Biagioni et al., 2020]. Прямоугольником на рис. 2а обозначена область составов, представленная на рис. 2б.

Из элементов-примесей блеклая руда содержит до 0.75 мас. % Pb и до 0.20 мас. % Bi. Содержание Sn обычно не превышает 0.20 мас. %, но есть четыре анализа, где его концентрации значительно отличаются и составляют 0.64, 0.77, 1.41 и 1.83 мас. %. В одном из анализов (содержание Sn 1.41 мас. %) блеклая руда тесно срастается со станинитом.

Согласно номенклатуре тетраэдритовой группы [Biagioni et al., 2020] по содержанию Ag блеклые руды Мангазейского месторождения в подавляющем большинстве относятся к фрейбергитовой серии (рис. 2а): содержание Ag непрерывно меняется от 18.27 до 39.16 мас. % (соотношение Ag/(Ag+Cu) 0.30–0.69). В порядке уменьшения встречаются кеноаргентотетраэдрит-(Zn), кеноаргентотетраэдрит-(Fe), аргентотетраэдрит-(Zn) и аргентотетраэдрит-(Fe), два анализа лежат в области рождественскаяита-(Fe) (Ag 8.48 и 8.60 ф.к.) и один анализ относится к Ag-содержащему теннантиту-(Zn) (Ag 2.11 ф.к.) (рис. 2а).

Следует отметить, что кеноаргентотетраэдрит-(Zn), аргентотетраэдрит-(Zn) и рождественскаяит-(Fe) не являются официально утвержденными Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной Минералогической Ассоциации видами блеклых руд [Biagioni et al., 2020]. В работе [Biagioni et al., 2020] отмечено, что в природе были встречены только железистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит. На

Мангазейском месторождении преимущественно встречаются цинкистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит, в которых Zn преобладает над Fe.

Корреляция между соотношениями Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) отсутствует. Также не установлена взаимозависимость между содержаниями Fe и Ag, но примечательно, что наиболее серебристыми разностями являются блеклые руды с высокими содержаниями Fe (рис. 2а). Между содержаниями Ag и S наблюдается слабая отрицательная корреляция (рис. 2а).

Блеклая руда Мангазейского месторождения нередко зональна и неоднородна (рис. 1г). Нами изучен один участок зонально-неоднородного агрегата (выделенный прямоугольником фрагмент на рис. 1г). По данным РСМА этот участок представлен аргентотетраэдритом-(Zn), демонстрирующим неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью и сложными взаимоотношениями между зонами. Ритмы с тонкими осцилляциями приурочены к периферическим частям агрегата блеклой руды к контакту с кварцем. РСМА зональной блеклой руды вдоль профиля, пройденного перпендикулярно зональности, выявил разные области составов и разные тренды изменения состава (рис. 2б). Во внутреннем ритме наблюдаются незначительные колебания Ag в интервале 4.61–5.18 ф.к. (в среднем, 4.89 ф.к.) на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме установлен резкий скачок содержаний Ag от 3.63 до 5.12 ф.к. на расстоянии 10 мкм. Во внешнем ритме обнаруживается слабое увеличение содержаний Ag от 4.72 до 5.53 ф.к. на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме отмечаются более высокие содержания S и наименьшие содержания Ag по сравнению с внутренним и внешним ритмами (рис. 2б). Корреляция между элементами представлена в таблице.

Серебро имеет сильную отрицательную корреляцию с Cu и S на всем изученном интервале зонально-неоднородного агрегата аргентотетраэдрита-(Zn) (коэффициент корреляции $r = -0.97 \dots -0.99$ и $r = -0.74 \dots -0.87$, соответственно). Между Zn и Fe сильная отрицательная корреляция наблюдается во внутреннем и промежуточном ритмах ($r = -0.72$ и -0.90 , соответственно) и практически отсутствует во внешнем ($r = -0.13$). В промежуточном ритме установлена корреляция между Zn(Fe) и Ag(Cu): сильная положительная между Zn-Ag ($r = 0.83$) и сильная отрицательная между Zn-Cu, Fe-Ag ($r = -0.83$). Таким образом, для элементов более значимая корреляция наблюдается во внутренней части изученного участка (в промежуточном ритме).

Для существующих кеноаргентотетраэдрита-(Zn) с содержанием 34.16–36.62 мас. % Ag (Ag 6.40–6.99, Zn 1.38–1.76 и S 11.53–12.32 ф.к.) и низкожелезистого сфалерита (0.3 мол. % FeS) рассчитана температура по данным распределения между ними Fe и Zn [Sack, Loucks, 1985]. Получено три значения температур кристаллизации от 165 до 280 °C, которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите (179–222 °C) [Аникина и др., 2016], и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации (125–280 °C), оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру [Аникина и др., 2010].

Таблица

Коэффициенты корреляций между элементами в зонально-неоднородном аргентотетраэдrite-(Zn)

| Ритм | Внутренний | | | | Промежуточный | | | | Внешний | | | |
|------|-------------------|-------------------|---------------|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------|-------------------|---------------|-------------------|----------------|-------------------|
| | Zn/Fe | Cu/Ag | Sb/As | S | Zn/Fe | Cu/Ag | Sb/As | S | Zn/Fe | Cu/Ag | Sb/As | S |
| Ag | -0.15 0.50 | -0.97 — | 0.34 —0.19 | -0.74 — | 0.83 -0.83 | -0.99 — | 0.67 —0.56 | -0.86 — | -0.22 0.60 | -0.98 — | 0.16 —0.42 | -0.87 — |
| Zn | — -0.72 | 0.12 —0.15 | -0.33 0.28 | -0.02 — | — -0.90 | -0.83 0.83 | 0.51 —0.35 | -0.82 — | — —0.13 | 0.29 —0.22 | -0.66 —0.37 | -0.11 |

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения с высокой корреляцией (>0.7 и <-0.7).

Таким образом, установлено, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении блеклые руды относятся к фрейбергитовой серии и представлены преимущественно кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), существующего со сфалеритом (165–280 °C), которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации, оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру.

Литература

Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубникин Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ag–Pb–Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (C, O, S) и особенности образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.

Аникина Е.Ю., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534–552.

Аристов В.В., Некрасов А.И. Верхоянская сереброрудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. №. 1. С. 21–29.

Biagioli C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. Vol. 105. №. 1. P. 109–122.

Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the Ag–Cu, Fe–Zn, Cu–Fe, and As–Sb exchange reactions // American Mineralogist. 1985. Vol. 70. №. 11–12. P. 1270–1289.

М.А. Павлова, Н.С. Червоник

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
milana.a.pavlova@yandex.ru

Вещественные и морфологические особенности самородного золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край) (научный руководитель – к.г.-м.н. С.В. Петров)

В работе рассмотрены особенности строения и состава золота из россыпей, приуроченных к двум соседним ручьям Левый Джанку и Гранитному, берущих начало с возвышенностей (960 и 1200 м, соответственно), дренирующих породы Ульбейского массива и впадающих в р. Сибегу. Россыпи отрабатываются ООО ГГП Марекан не первое десятилетие, однако до сих пор в этом районе значимой коренной минерализации золота не обнаружено. Целью работы является определение возможных параметров коренного источника золота на основе материалов, отобранных из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного.

В административном плане район работ расположен в Хабаровском крае, в Охотском районе, примерно в 200 км на север от пос. Охотск, в районе среднего течения р. Ульбяя, на ее правом берегу. В геологическом отношении изучаемый район находится в пределах центральной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, на восточной краевой части Ульбейского массива (на северо-востоке листа Р-54-XXXVI), сложенного преимущественно

гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, реже диоритами и относящегося к Нюдско-Куйдусунскому габбро-гранодиорит-гранитному латеральному ряду (K_2) [Песков, Умитбаев, 1977; Казакова и др., 2013].

Россыпь ручья Левый Джанку состоит из двух частей: верхней («бедной») и нижней («богатой»). В работе представлены результаты исследования нижней россыпи. Нижняя россыпь аллювиальная, русловая-пойменная. Форма ее вытянутая, лентообразная длиной до 1200 м, шириной 60–100 м, мощностью 1.5–2.0 м. Продуктивный пласт сложен валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом с глинистым цементом. Породный состав обломков изменчив и зависит от плотика. В плотике обнажаются породы кислого состава (преимущественно граниты), а также вулканиты среднего состава (преимущественно андезиты).

Россыпь ручья Гранитного имеет вытянутую, лентообразную форму длиной 600 м и шириной 40–60 м. Продуктивный пласт мощностью 1.0–1.5 м сложен галечно-гравийно-песчаным материалом с глинистым цементом. Обломки представлены, преимущественно, гранитоидами (реже встречаются обломки гранодиоритов и кварцевых сиенитов), которые соответствуют породам Ульбейского массива, слагающим плотик россыпи. На участке работ в пределах ручья для минералогического анализа в ходе полевых работ 2020 г. взято десять проб (объемом 8 л каждая) из продуктивного пласта, промытых на лотке до серого шлиха. Основной состав шлиха: циркон, магнетит, гранат, апатит, сульфиды, золото. Из шлиховых проб для определения составов золота отобрано 22 зерна. Помимо собственных проб были исследованы зерна золота, отобранные из 39 шлиховых проб (объемом 20–50 л) с соседнего ручья Левый Джанку в 2017–2019 гг. и переданные руководством месторождения ООО ГГП Марекан. Из проб с ручья Левый Джанку для исследования отобрано 112 зерен золота.

С помощью бинокулярного микроскопа ЛОМО МСП-1 охарактеризованы морфологические признаки зерен, а объемные фотографии сделаны в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» на цифровом микроскопе Leica DVM 5000. Часть зерен помещена в искусственный аншлиф (ручей Гранитный – 7 знаков, ручей Левый Джанку – 35 знаков), другая – наклеена на электропроводящий скотч (ручей Гранитный – 15 знаков, ручей Левый Джанку – 77 знаков). Химический состав золота изучен в РЦ СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с ЭДС приставкой Oxford Instruments X-Max 20 (аналитик Н.С. Власенко). Здесь же получены СЭМ фото золота. В результате исследования 134 зерен получено 210 точек составов золота. Для обработки полученных данных использовалось программное обеспечение Statistica 13.3.

Формы зерен золота из россыпи ручья Левый Джанку разнообразны: от изометричных до игольчатых, нитевидных, сильно изогнутых, сложных, «спутанных в клубок» (рис. 1а, в). Размер варьирует от 300 мкм до 2.2 мм по удлинению и, в среднем, составляет 600–800 мкм (табл. 1). Степень окатанности меняется от средней до низкой. Поверхности зерен неровные, ксеноморфные, иногда с отпечатками граней кристаллов. Часто встречаются примазки темного-серого, темно-бурого, а также молочно-белого цветов. Цвет ярко-желтый, реже белый, зеленовато-белый. В полостях и углублениях цвет заметно более светлый до белого с зеленым оттенком, что может свидетельствовать о сравнительно недавнем разрушении минерального заполнения пустот. Состав самородного золота неоднороден: в центральных частях содержания Au составляют, в среднем, 73.46 мас. %, Ag – 27.54 мас. %, в более высокопробных каймах – 94.39 мас. % Au и 5.61 мас. % Ag (рис. 2а, табл. 2).

Морфологические особенности зерен золота ручья Гранитного не менее изменчивы: от сложной комковатой до уплощенной и лепешковидной (рис. 1б, г). Зерна в шлихах мелкие, средней размерности, преобладает класс 0.5–2.0 мм (см. табл. 1). Поверхности зерен неровные, бугристые, с отпечатками граней кристаллов, кавернами, заполненными кварцем и глинистыми примазками. Цвет аналогичен вышеописанным из россыпи ручья Левый Джанку:

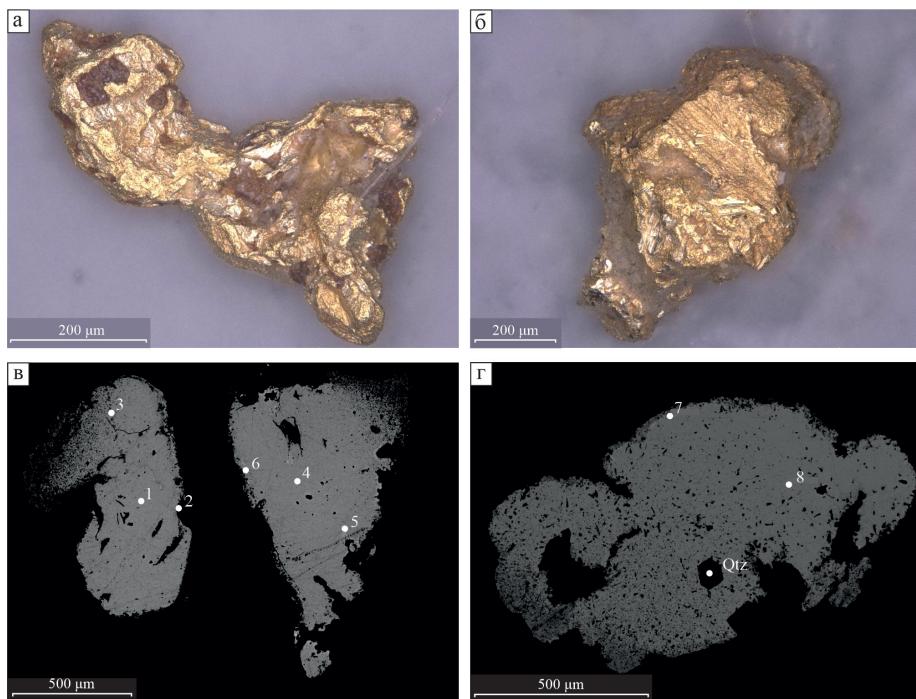


Рис. 1. Зерна золота из россыпей ручьев Левый Джанку (а–в) и Гранитного (б–г).

Снимки а, б – оптический микроскоп Leica DVM 5000; в, г – СЭМ фото в режиме BSE.

Таблица 1

Гранулометрический состав самородного золота из ручьев Левый Джанку (I) и Гранитного (II)

| № | Фракция, мм | | |
|----|-------------|----------|-----------|
| | +2.0 | -2.0+0.5 | -0.5+0.25 |
| I | n = 1 | n = 99 | n = 12 |
| II | n = 1 | n = 19 | n = 2 |

Примечание. n – количество зерен.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) золота из россыпей ручьев Левый Джанку (1–6) и Гранитного (7, 8)

| № ан. | Au | Ag | Формула |
|-------|-------|-------|------------------------------------|
| 1 | 74.56 | 25.44 | $\text{Au}_{0.62}\text{Ag}_{0.38}$ |
| 2 | 95.37 | 4.63 | $\text{Au}_{0.92}\text{Ag}_{0.08}$ |
| 3 | 74.36 | 25.64 | $\text{Au}_{0.61}\text{Ag}_{0.39}$ |
| 4 | 73.94 | 26.06 | $\text{Au}_{0.61}\text{Ag}_{0.39}$ |
| 5 | 95.80 | 4.20 | $\text{Au}_{0.93}\text{Ag}_{0.07}$ |
| 6 | 93.07 | 6.93 | $\text{Au}_{0.88}\text{Ag}_{0.12}$ |
| 7 | 67.76 | 32.24 | $\text{Au}_{0.54}\text{Ag}_{0.46}$ |
| 8 | 98.31 | 1.69 | $\text{Au}_{0.97}\text{Ag}_{0.03}$ |

Примечание. Результаты анализов нормированы на 100 %. Номера точек анализов соответствуют точкам на рис. 1в, г. Формулы рассчитаны на сумму металлов, равную 1.

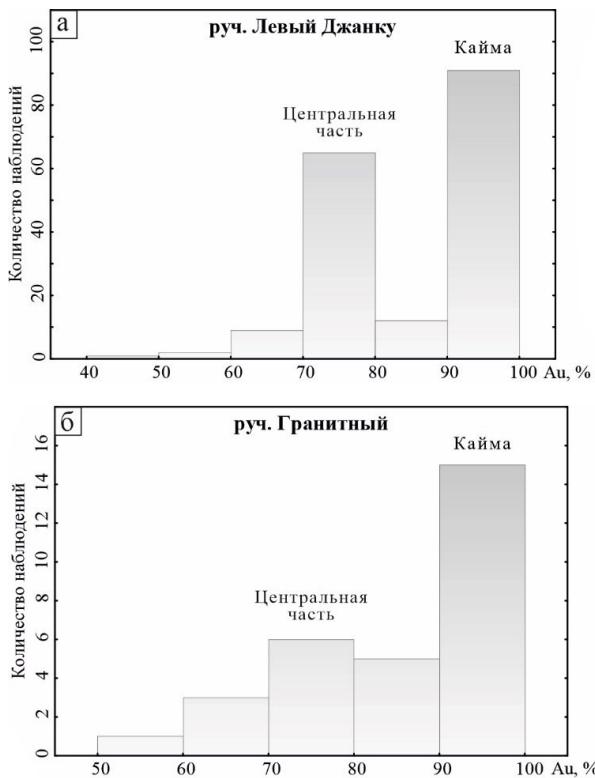


Рис. 2. Распределение содержаний Au (мас. %) в самородном золоте из россыпей ручьев Левый Джанку (а) и Гранитного (б).

преимущественно, интенсивно-желтый, однако полости и каверны, ранее занимаемые минеральными сростками, значительно более светлые до белого. Содержания элементов в центральных частях зерен, в среднем, составляют 73.84 мас. % Au и 26.16 мас. % Ag, в каймах – 93.86 мас. % Au и 6.14 мас. % Ag (рис. 2б, табл. 2).

В целом, золото из россыпей близко по составу и является «относительно низкопробным» (в среднем, в центральных частях золотин 72.66 мас. % Au и 27.34 мас. % Ag) [Петровская, 1973]. Размер, форма, степень окатанности, характер поверхности и цвет также сходны. Общей особенностью золота двух россыпей является наличие тонких, пористых, прерывистых высокопробных кайм. Таким образом, можно предположить, что россыпи ручьев Левый Джанку и Гранитного образовались при разрушении единого коренного источника, расстояние переноса от которого незначительно.

Литература

Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 80 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 1973. 345 с.

ЧАСТЬ 5. ОСАДОЧНЫЕ, ВУЛКАНОГЕННЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В.И. Сначев

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа
SAVant@inbox.ru

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклиниория (Восточно-Уральское поднятие)

Кочкарский антиклиниорий расположен в северной части Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал). В состав его метаморфического комплекса входят шесть толщ (снизу вверх): еремкинская ($RF_{1-2}er$), кучинская ($RF_2kč$), благодатская ($RF_{2-3}bl$), светлинская (RF_3sv), александровская (Val), кукушкинская (Okk) (рис.). В пределах антиклиниория установлены следующие основные интрузивные комплексы: западно-кочкарский (метаультрамафитовый) ($σPR_2z$), борисовский (мигматитовый) ($mgRF_3-Vb$), кукушкинский (габбро-гранитный) ($γδC_1k$), санарский (гранитный) ($γPz_3s$).

Вулканогенные отложения известны лишь в основании верхней подтолщи еремкинской толщи и в средней части александровской толщи. По многим петрохимическим и геохимическим параметрам (преобладание Na_2O над K_2O , низкие значения K_2O и т. д.) метавулканиты еремкинской толщи относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон, на что указывают высокие (относительно океанических толеитов) содержания лиофильных элементов (среднее из 21 ан., г/т): Rb 24, Zr 157, Li 10, а также Ba 186, Sr 126 г/т, РЗЭ: La 7.7, Ce 19.2, Sm 3.2, Yb 1.6 г/т, высокая степень фракционирования РЗЭ, низкие содержания элементов группы Fe (Cr 114, Co 63, Ni 78 г/т) [Бородин, 1981]. Что очень важно, набор малых элементов в метавулканитах еремкинской толщи близок метабазальтам машакской свиты [Парначев, 1981; Князев и др., 2013]. В метавулканитах александровской толщи выделяются два типа пород: с нормальной (метабазальты) и повышенной щелочностью (субщелочные метабазальты и метапикритобазальты). По содержаниям (г/т) Li 5.6–9.0, Rb 4.8–9.3, Sr 270–366, Ba 152–200, Zr 83–126, Nb 8–12, Be 1.6–1.9, F 700–800, Cr 240–290, Co 40–54, Ni 100–120, La 5.6–7.0, Ce 17–19, Sm 2.9–3.5 и Yb 2.5–3.1 метабазальты александровской толщи близки основным эфузивам континентальных рифтовых зон [Бородин, 1981; Савельев и др., 2006], а также вендинским метабазальтам Южного Урала. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты по содержанию суммы щелочей, K_2O (0.7–3.2 мас. %), набору малых элементов (среднее из 16 ан., г/т) Li 13, Rb 21, Sr 549, Ba 309, La 18, Ce 34, Sm 6.5, Yb 2.7, Zr 129, Cr 183, Co 45 и Ni 88 близки натровым базальтам известково-щелочной серии и по некоторым элементам трахибазальтам аршинской серии [Парначев, 1981]. При сравнении метариолитов александровской толщи с кислыми вулканитами рифтовых систем можно отметить большое сходство по содержаниям Rb 106–130, Zr 188–243 и Sr 400–436 г/т.

Имеющийся петрохимический и геохимический материал по плагиосланцам еремкинской и светлинской толщ по многим элементам показывает их практическую аналогию мигматитам, что указывает на единство источника сноса, а также образование последних за счет пород сланцевого обрамления. Сопоставление содержаний перечисленных выше элементов и Al центров в кварце песчаников кукушкинской толщи и различных литологических разностей пород Кочкарской площади указывает на формирование ордовикских песчаников в результате размыва мигматитовых куполов.

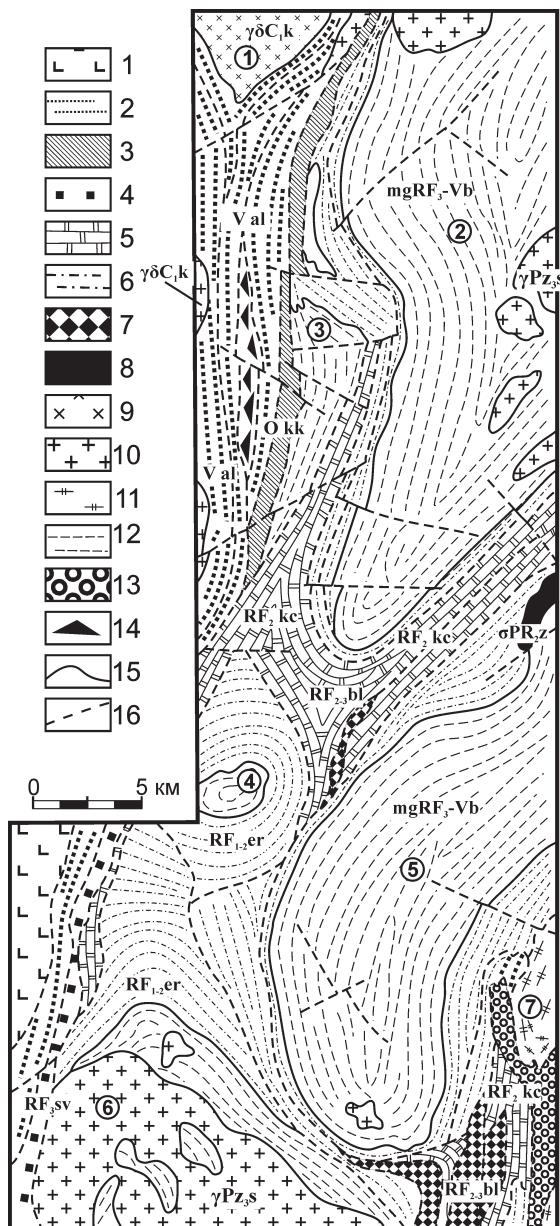


Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарского антиклиниория [Сначев и др., 1990].

1 – осадочно-вулканогенные образования Арамильско-Сухтелинской зоны; 2 – венд, александровская толща; 3 – ордовик, кукушкинская толща; 4 – верхний рифей, светлинская толща; 5 – средний рифей, кучинская толща; 6 – нижний-средний рифей, еремкинская толща; 7 – благодатская толща (катализированные силикатно-карбонатные породы); 8 – метаультрамафиты; 9 – диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, габбро; 10 – граниты; 11 – плагиомигматиты; 12 – гранитные мигматиты; 13 – карбонатный меланж; 14 – катализиты, нерасчлененные тектониты; 15 – стратиграфические и интрузивные границы; 16 – тектонические нарушения.

Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – Ключевской; 2 – Варламовский; 3 – Котликский; 4 – Еремкинский; 5 – Борисовский; 6 – Санарский; 7 – Пластовский (Андреевский).

Карбонатные породы при фиксированном положении в разрезе докембрия рассматриваемой площади имеют большое значение и для сопоставления с аналогичными отложениями Башкирского антиклиниория. Методом ЭПР в кальците карбонатной толщи установлено незначительное количество Mn 0.001–0.014 %, в кальците благодатской, еремкинской, кучинской и светлинской толщ: 0.07–0.14, 0.008–0.017, 0.014–0.10, 0.10–0.97 %, соответственно. Не имея возможности привести весь геохимический материал по всем уровням карбонатных пород Восточно-Уральского и Центрально-Уральского поднятий, что сделано в монографии [Сначев и др., 1990], отметим лишь соответствие по малым элементам мраморов светлинской толщи карбонатам миньярской свиты, кучинских и еремкинских мраморов – соответственно породам реветской подсвиты (авязянская свита) и суранской свиты.

Из негранитоидных формаций интерес представляет рассмотрение геохимических особенностей метабазитов баштауского комплекса. По малым элементам (г/т): La 4.7, Ce 17–22, Sm 2.7–3.6, Rb 16–22, Sr 270–320, Zr 103–116, – они сопоставимы с метавулканитами нормальной щелочности александровской толщи и образуют, по-видимому, единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Исследование расплавных и флюидных включений в кварце гранитоидов показало, что температура начала кристаллизации мигматитов составляла 680–740 °C, а глубина становления – 7.5–9.0 км; для гранитов санарского комплекса – 760–790 °C и 2–3 км [Сначев и др., 1990]. Необходимо отметить близость составов и формул биотита мигматитовых куполов с биотитами их сланцевого обрамления, что говорит в пользу образования первых за счет вмещающих пород. Подтверждение тому находится и при изучении распределения малых элементов в кварце и биотите мигматитов и пород еремкинской толщи.

Содержания Rb и Sr в мигматитах составляют 150–240 и 100–350 г/т, соответственно, поднимаясь до 200–310 и 100–300 г/т для микроклиновых гранитов санарского и поварненского комплексов, что близко гранитоидам структур с режимом преобладающих восходящих движений. Гранитоиды кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr [Ферштатер, 1987] ложатся на тренд гранитоидов базальтоидного, а не корового происхождения. По содержанию петрогенных и малых элементов в породах, результатам изучения акцессорных минералов (циркон, апатит) рассматриваемый комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда, формирующими в тылу островных дуг, на континентальной окраине. По многочисленным параметрам, в том числе, распределению Yb в сосуществующих цирконах и апатитах [Краснобаев, 1986], гранитоиды кукушкинского комплекса отнесены нами, в отличие от других исследователей, к габбро-гранитной формации [Сначев и др., 2009]. Содержания РЭЗ в мигматитах в 1.2–1.4 раза меньше, чем в гранитах. Мигматиты содержат (г/т) La 20–46, Ce 30–58, Sm 5–7, Eu 0.4–0.7, Yb 0.6–0.9. Содержания La и Ce выше в 5–10 раз (180–200 и 180–220 г/т) только в дайковом комплексе. Распределение РЭЗ, нормализованное к хондриту, соответствует, согласно [Арт, 1983], для мигматитов континентальной окраине, а для гранитов – внутренней части континентов.

Анализ содержаний малых и петрогенных элементов указывает на принадлежность пород борисовского и санарского комплексов к гранитоидам известково-щелочного ряда. Однако если первые из них относятся к мезоабиссальной фации глубинности, то последние – к гипабиссальной. Согласно классификации [Pearce et al., 1984] породы санарского комплекса следует отнести к коллизионным, а борисовского – к внутриплитовым. Кукушкинские граниты образуют на этой диаграмме обособленную область в пределах поля гранитоидов вулканических дуг. Высокое отношение изотопов Sr в мигматитах (0.71016 ± 0.00050) подтверждает их образование в результате плавления вещества земной коры.

По интенсивности Al центров в кварце гранитоидов Кочкарской площади пробы разделились на несколько групп. В группу I с высоким содержанием Al центров вошли пробы

мигматитов с разбросом содержаний Al от 9.9 до 11.7×10^{17} спин/г, во вторую – микроклиновые граниты ($(2.0\text{--}3.6) \times 10^{17}$ спин/г). Стабильно низкими значениями Al центров характеризуются гранитоиды кукушкинского комплекса ($(0.6\text{--}1.5) \times 10^{17}$ спин/г). Что касается РЗЭ в цирконах и апатитах мигматитов, то они имеют слабое фракционирование, тогда как в нормальных гранитах циркон и апатит обогащены La (2510 г/т), Ce (8780 г/т) и обеднены группой тяжелых РЗЭ. Для обоих комплексов характерна выдержанность содержаний Y (1315–1632 г/т). Коровое происхождение этих гранитоидов еще раз подтверждается распределением Yb в существующих цирконах и апатитах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40. Уфа. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Красноваев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Парначев В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканализм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 18–30.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 85–104.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.

Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала // БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 179 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

A.B. Коломоец¹, А.В. Сначев², М.А. Рассомахин³

¹ – Оренбургский государственный университет, г. Оренбург
kolomoyets56@mail.ru

² – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

³ – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Институт минералогии, г. Миасс

Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)

Кумакское рудное поле расположено в восточной части Аниховского грабена и приурочено к Кумакско-Котанской зоне смятия, сложенной преимущественно черносланцевыми образованиями брединской свиты (C_1bd) [Лядский и др., 2018]. Промышленные концентрации золота связаны как с сериями кварцевых жил и прожилков, так и с зонами прожилково-

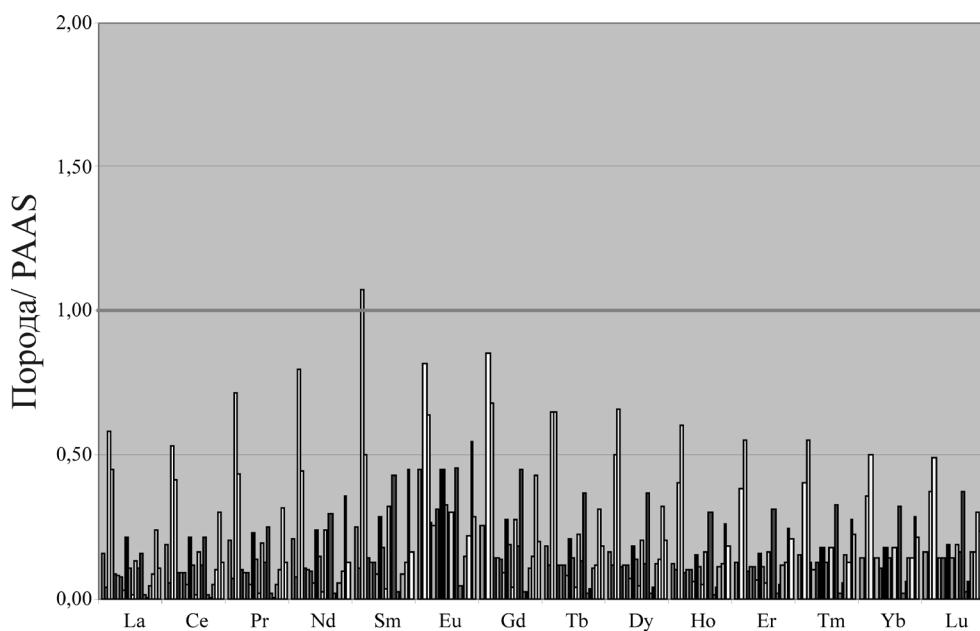


Рис. 1. Содержания РЗЭ в углеродистых породах Кумакского рудного поля, нормированные к PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

вкрапленной минерализации в породах, обогащенными углеродистым веществом. Последний тип оруденения наиболее распространен, что и определяет повышенный интерес к этому объекту [Лошинин, Панкратьев, 2006; Сазонов и др., 2011].

Углеродистые толщи Кумакского рудного поля представлены алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками с редкими прослоями известняков и углей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их сланцеватые текстуры характеризуются наличием полос слюдисто-кварцевого состава, прослоев и удлиненных линз кварца, послойным скоплением кварца размерностью от мелкой до грубозернистой. Петрографически породы характеризуются микролепидобластовой, лепидогранобластовой и гетерогранобластовой структурами. Среднее содержание $C_{\text{опр}}$ в сланцах по данным термогравиметрического анализа составляет 4.7 % (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Т.И. Черникова). В химическом составе отмечаются повышенные содержания MgO (0.60–6.42 %), TiO₂ (0.29–1.89 %), Al₂O₃ (9.40–31.50 %), и, соответственно, повышенные гидролизатный (>0.55) и алюмокремниевый (в среднем, 0.38) модули. По литохимической классификации они соответствуют сиаллитам и сиферлитам [Юдович, Кетрис, 2015].

При изучении геохимии углеродистых сланцев использовался микроанализ методом ИСП МС (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Халькофильные элементы в сланцах Кумакского рудного поля, такие как Cu, Zn, Pb, содержатся обычно в небольших количествах. Группа элементов – типоморфных спутников золота – As, Bi, Sb, проявлена слабо и концентрируется преимущественно в участках наложенной гидротермальной проработки. Учитывая петрохимические особенности и наличие в разрезах прослоев известняков с преобладанием микрофауны, породы можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные углеродистые сланцы с преимущественно терригенным источником сноса. По совокупности значений параметров V/Cr, V/(V + Ni), Mo/Mn, $U_a = U_{\text{total}} - Th/3$ [Холоднов, Наумов, 1991; Jones, Manning, 1994] углеродистые породы отлагались в окислительных и частично в субокислительных условиях.

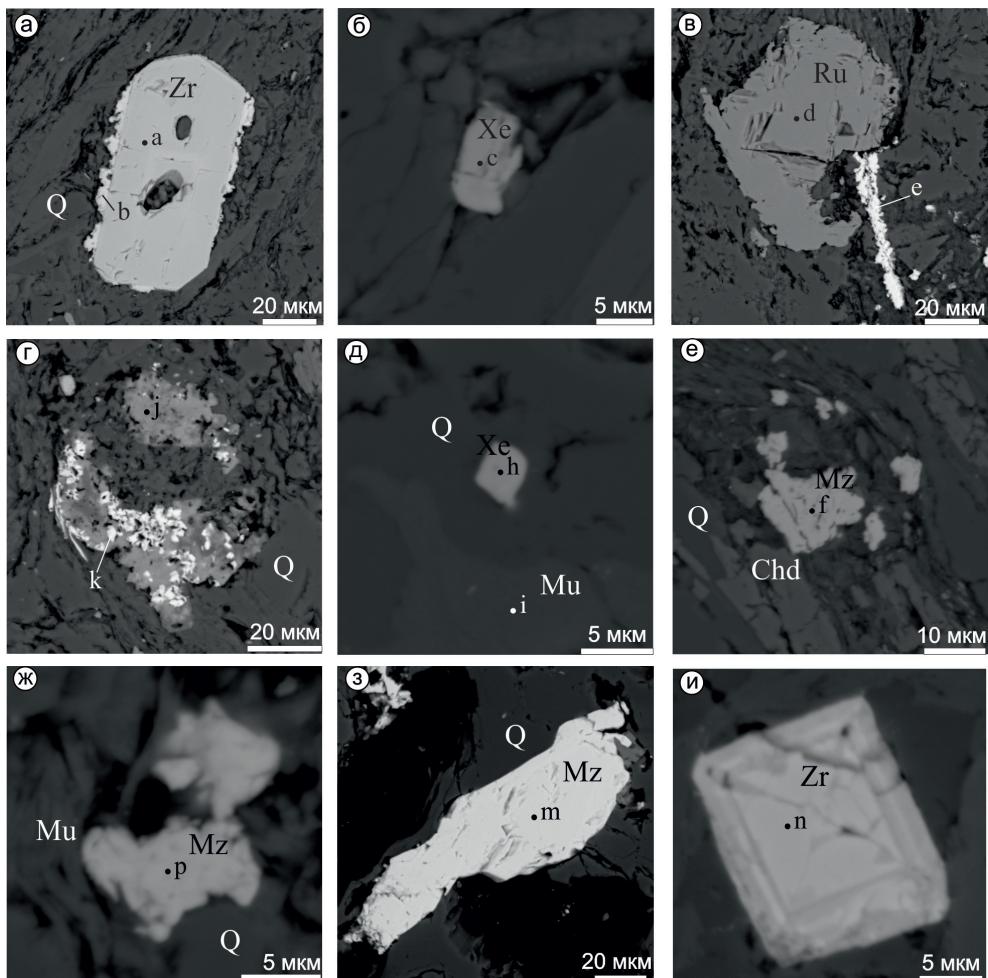


Рис. 2. РЭЭ минералы в черных сланцах Кумакского месторождения: а) кайма из ксенотима (б) вокруг кристалла циркона (а); б) зерно ксенотима (с) в породе; в) угловатое зерно рутила (д) в ассоциации с пластинчатым рабдофаном (е); г) срастание горсейкита (ж) и рабдофана (к); д) зерно ксенотима (и) в мусковите (и); е–з) зерна монацита (ф, р, м) в породе; и) зональный кристалл циркона (н). СЭМ фото.

Q – кварц, Mu – мусковит, Ru – рутил, Xe – ксенотим, Mz – монацит, Zr – циркон, Chd – хлоритоид.

Нормированные содержания большинства РЭЭ к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) укладываются в интервал от 0.1 до 0.3 единиц, т. е. в рассматриваемых углеродистых породах РЭЭ практически не накапливаются (рис. 1). Методом растровой электронной микроскопии (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) в породах установлены минералы РЭЭ: монацит, рабдофан и ксенотим, а также единичные зерна горсейкита, бастнезита и агардита (рис. 2). Ксенотим представлен мелкими зернами сложной формы (до 5 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитовой матрице, а также наростами на кристаллах циркона (рис. 2а, б). В составе ксенотима отмечаются высокие концентрации Y (40.35–47.37 мас. % Y_2O_3). Монацит и рабдофан образуют зерна размером 5–20 мкм и уплощенные выделения между углеродисто-слюдистыми прослоями (рис. 2в–г, е–з). В их составе наиболее высокие концентрации РЭЭ характерны для монацита: 31.23–

32.43 мас. % Ce_2O_3 , 16.69–16.47 мас. % La_2O_3 и 11.78–12.52 мас. % Nd_2O_3 , а также отмечается обогащение Th (1.45–2.63 мас. % ThO_2). Циркон встречается в основной массе породы в виде хорошо ограненных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов размером 5–20 мкм (рис. 2а, и).

Таким образом, геохимические особенности углеродистых сланцев Кумакского рудного поля указывают на мелководно-прибрежные обстановки накопления. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в рассматриваемых породах минимальны, несмотря на присутствие в них монацита (-Сe) и рабдофана (-Сe), ксенотима (-Y).

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Изучение состава минералов проведено в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Лощинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность нижне-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 79–82.

Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-1 (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Холоднов В.Н., Наумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия Геология. 1991. Т. 12. С. 74–82.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

P.A. Гатауллин

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа
Башкирский государственный университет, г. Уфа
rusgatln97@gmail.com

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал (научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Массив Северный Крака расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело размером 15 × 18 км (рис. 1), большую часть площади которого занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80 % оливина, 20–30 % энстатита, 5–10 % диопсида и 1–5 % хромшпинелида. Среди них встречаются участки, сложенные шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс фрагментарно присутствует в краевых частях массива [Савельев и др., 2008].

Фактический материал для настоящей работы получен автором в ходе полевых исследований 2019–2020 гг. в составе отряда Института геологии УФИЦ РАН. Образцы перидоти-



Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака [Савельев, 2018].

1 – вмещающие породы; 2 – габбро, верлиты, клинопироксениты; 3 – хромшпинелевые перидотиты и дуниты; 4 – серпентиниты.

тов отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, состав минералов определялся при помощи ЭДС на СЭМ Vega 3 Tescan sbh в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Минералогия ультрамафитов типична для мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Ортопироксены по химическому составу соответствуют энстатиту и энддиопсиду с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.25 и 0.5 (рис. 2а).

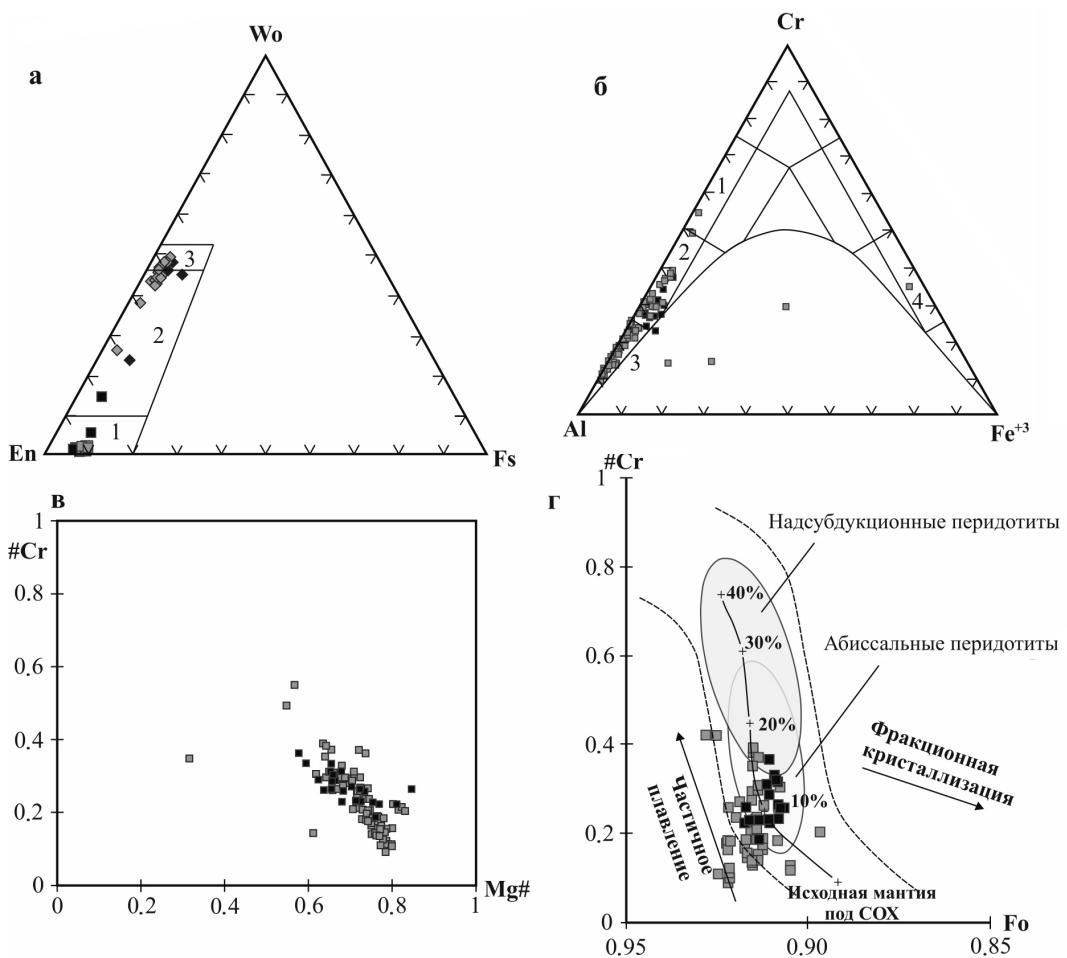


Рис. 2. Диаграммы составов минералов массива Северный Крака: а) диаграмма миналов пироксенов ($\text{En} - \text{MgSiO}_3$, $\text{Wo} - \text{CaSiO}_3$, $\text{Fs} - \text{FeSiO}_3$): светлые квадраты – фигуративные точки ортопироксенов лерцолитов, темные квадраты – ортопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, светлые ромбы – клинопироксены лерцолитов, темные ромбы – клинопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов; поля даны по [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид; б) классификационная диаграмма состава трехвалентных катионов хромшпинелидов [Павлов, 1949]; в) диаграмма для хромшпинелидов в координатах $\#Cr = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \#Mg = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, атомные количества; г) диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации: $\#Cr = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ в хромшпинелиде, Fo – доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина; пунктир – границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (FMM); стрелки – направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления; поля даны по [Arai, 1994].

На рис. 2а–в светлые квадраты – точки хромшпинелидов из лерцолитов, темные квадраты – хромшпинелид из шпинель-плагиоклазовых лерцолитов.

Хромшпинелиды лерцолитов характеризуются значительными вариациями содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 (рис. 2б) и содержат низкие концентрации Fe_2O_3 . Большинство из них относятся к глиноземистым разновидностям – хромпикотиту и пикотиту, незначительное количество – к алюмохромиту и хроммагнетиту. Примеси Zn , Mn , V и Ti отмечаются в единичных анализах. Более частая примесь Ni выше предела обнаружения содержится примерно в 18 % ана-

Таблица

Оценка температур образования лерцолитов по оливин-шпинелевым геотермометрам

| Образец | α | β | γ | $X_{\text{mg ol}}$ | $X_{\text{mg sp}}$ | $f\alpha$ | Fa | $\ln K_D$ | Cr#Al | Оно | Фабри | Среднее |
|---|----------|---------|----------|--------------------|--------------------|-----------|-------|-----------|-------|-----|-------|---------|
| Лерцолиты | | | | | | | | | | | | |
| Сек-2182 | 0.161 | 0.825 | 0.014 | 0.915 | 0.768 | 0.232 | 0.085 | 1.177 | 0.164 | 646 | 721 | 683 |
| Сек-2153 | 0.186 | 0.804 | 0.010 | 0.917 | 0.744 | 0.256 | 0.083 | 1.334 | 0.188 | 586 | 678 | 632 |
| Сек-2152 | 0.373 | 0.595 | 0.031 | 0.915 | 0.644 | 0.356 | 0.085 | 1.780 | 0.386 | 710 | 773 | 741 |
| Сек-2183 | 0.222 | 0.753 | 0.025 | 0.914 | 0.744 | 0.256 | 0.086 | 1.296 | 0.228 | 706 | 757 | 731 |
| Сек-2152-1 | 0.291 | 0.701 | 0.009 | 0.915 | 0.707 | 0.293 | 0.085 | 1.489 | 0.293 | 672 | 723 | 698 |
| Сек-2191 | 0.182 | 0.802 | 0.016 | 0.920 | 0.743 | 0.257 | 0.080 | 1.379 | 0.185 | 553 | 655 | 604 |
| СеK-2193 | 0.192 | 0.789 | 0.019 | 0.910 | 0.757 | 0.243 | 0.090 | 1.182 | 0.196 | 714 | 757 | 735 |
| Сек-2174 | 0.153 | 0.826 | 0.021 | 0.915 | 0.756 | 0.244 | 0.085 | 1.245 | 0.156 | 580 | 678 | 629 |
| Сек-1771а | 0.275 | 0.678 | 0.048 | 0.909 | 0.649 | 0.351 | 0.091 | 1.691 | 0.288 | 590 | 673 | 631 |
| СеK-2221 | 0.365 | 0.607 | 0.028 | 0.957 | 0.729 | 0.271 | 0.043 | 2.115 | 0.376 | 508 | 590 | 549 |
| СеK-2245 | 0.110 | 0.880 | 0.010 | 0.925 | 0.800 | 0.200 | 0.075 | 1.122 | 0.111 | 571 | 683 | 627 |
| СеK-2247-1 | 0.149 | 0.842 | 0.008 | 0.914 | 0.763 | 0.237 | 0.086 | 1.190 | 0.151 | 608 | 700 | 654 |
| СеK-2244 | 0.114 | 0.877 | 0.008 | 0.922 | 0.789 | 0.211 | 0.078 | 1.146 | 0.115 | 563 | 677 | 620 |
| СеK-2264 | 0.271 | 0.714 | 0.015 | 0.919 | 0.682 | 0.318 | 0.081 | 1.660 | 0.275 | 557 | 642 | 599 |
| СеK-2161-1 | 0.121 | 0.863 | 0.015 | 0.905 | 0.784 | 0.216 | 0.095 | 0.960 | 0.123 | 744 | 788 | 766 |
| Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты | | | | | | | | | | | | |
| Сек-2176 | 0.334 | 0.626 | 0.040 | 0.909 | 0.594 | 0.406 | 0.091 | 1.923 | 0.348 | 544 | 617 | 580 |
| Сек-2177 | 0.330 | 0.646 | 0.024 | 0.909 | 0.657 | 0.343 | 0.091 | 1.654 | 0.338 | 648 | 698 | 673 |
| Сек-2166 | 0.302 | 0.674 | 0.024 | 0.910 | 0.708 | 0.292 | 0.090 | 1.382 | 0.309 | 897 | 819 | 858 |
| Сек-2160 | 0.226 | 0.758 | 0.015 | 0.916 | 0.752 | 0.248 | 0.084 | 1.270 | 0.230 | 704 | 749 | 727 |
| Сек-2178 | 0.266 | 0.684 | 0.050 | 0.909 | 0.677 | 0.323 | 0.091 | 1.544 | 0.280 | 655 | 693 | 674 |

Примечание. α , β , γ – доли Cr, Al и Fe среди трехвалентных катионов шпинели, соответственно; $X_{\text{mg ol}}$ и Fa – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов оливина: форстеритовый и фаялитовый миналы, соответственно; $X_{\text{mg sp}}$ и $f\alpha$ – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов шпинели, соответственно; $\ln K_D = X_{\text{mg ol}} \cdot f\alpha / X_{\text{mg sp}} \cdot Fa$; Cr#Al – отношение Cr к сумме Cr и Al в хромшпинелиде. Оно и Фабри – оценки температур по геотермометрам $T(\text{°C}) = [10000 \cdot (0.057 + 0.34 \cdot \text{Cr#Al})] / (\ln K_D + 0.934 \cdot \text{Cr # Al} - 0.102) - 273 + kX_{\text{Ti}}$ [Ono, 1983] и $[4250\alpha + 1343] / (\ln K_D + 1.825\alpha + 0.571) - 273 + kX_{\text{Ti}}$, где kX_{Ti} – атомное количество Ti [Fabries, 1979], °C, соответственно.

лизов. Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под «парabolой»), скорее всего, объясняется тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с хроммагнетитом. На бинарной диаграмме #Cr-#Mg (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Вариации содержаний MgO и FeO не столь значительны – в пределах 0.5–0.7 #Mg.

Для оценки влияния процессов частичного плавления мантийного субстрата или кристаллизационной дифференциации на образование перидотитов обычно применяется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA) [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу существующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек для существующих зерен оливина и хромшпинелида на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в поля частичного плавления мантийного субстрата и соответствуют степени частичного плавления менее 20 %.

Для оценки температурных условий образования глубинных пород широко применяется сравнение химических составов существующих минералов конкретного образца с экспериментальными данными по составам минеральных систем при определенных РТ условиях [Перчук, Рябчиков, 1976]. По химическому составу существующих зерен оливина и хромшпинелида вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура окончания обменных реакций между оливином и хромшпинелидами лерцолитов по большинству пар находится в пределах 600–770 °С (табл.). Учитывая наличие петрографических свидетельств деформации зерен оливина и пироксенов [Савельев, 2018], можно утверждать, что в становлении пород значительную роль играли процессы пластической деформации в субсолидусных условиях.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава минералов из перidotитов массива Северный Крака. Главным породообразующим минералом является высокомагнезиальный оливин (Fo_{90-94}), большинство исследованных зерен хромшпинелида относится к высокоглиноземистым разновидностям – пикотиту и хромпикотиту, пироксины по составу варьируют от энстатита до диопсида. Составы существующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование лерцолитов происходило при температурах 600–770 °С. Полученные низкие температуры свидетельствуют о длительном процессе установления химического равновесия для данных минералов в субсолидусных условиях.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Минобрнауки РФ (№ 0246–2019–0078).

Литература

- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксины. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перidotит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, 2018. 204 с.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
- Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 329–336.
- Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

Б.Р. Мирзошоев, Р.Р. Хасанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

mirzoshoev_1992@mail.ru

Реконструкция первичной природы метаморфических пород докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции

Кристаллический фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной провинции сложен метаморфическими комплексами пород архей-протерозойского возраста, которые покрыты мощным осадочным чехлом. Многолетняя программа нефтяного бурения дала обширный материал для изучения состава, строения и истории развития докембрийского кристаллического фундамента на рассматриваемой территории. Наиболее крупной структурой, занимающей центральное положение в регионе, является Татарский свод. Несмотря на высокую степень петролого-геохимической изученности пород кристаллического фундамента Татарского свода, до настоящего времени нет единого представления об их первичной природе.

Татарский свод Камско-Кинельской системой прогибов разделен на две части (Северо- и Южно-Татарский своды) и ограничен грабенообразными прогибами, с которыми связаны подвижные зоны кристаллического фундамента [Богданова, 1986]. К подвижным зонам приурочен дometаморфический базитовый магматизм, а центральную часть мегаблоков занимают геодинамические обстановки гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсовые купола являются прообразами континентальной коры, а подвижные пояса рассматриваются в качестве реликтов древней океанической коры, которые были изменены процессами метаморфизма. В архее и начале протерозоя их породные комплексы подверглись региональному метаморфизму гранулитовой фации, а на регressive этапе в протерозойское время – изменениям амфиболитовой фации. Формирование породных комплексов в пределах различных геодинамических обстановок происходило в результате дифференциации первичной коры, имеющей изначально базит-ультрабазитовый состав.

В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулито-гнейсовых ядер. Исследование химического состава пород, включая РЗЭ, проводилось при помощи РФА и ИСП МС. Петрографический и минеральный состав пород изучен методами оптической и электронной микроскопии. Для выяснения первичного генезиса метаморфических пород Степноозерского амфиболит-гнейсового массива был изучен комплекс РЗЭ. По геохимическим данным произведена их сравнительная характеристика с породами главных структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента – отрадненской и большечеремшанской серий.

Архейские метаморфические комплексы представлены преимущественно сериями пород первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения (соответственно, отрадненская и большечеремшанская серии) а также толщей высокожелезистых пород сулеевского комплекса [Богданова, 1986; Хасанов, 1991; Лапинская и др., 1992; Муслимов, Лапинская, 1996]. Высокожелезистые породы занимают промежуточное положение между комплексами отрадненской и большечеремшанской серий. Чередование высокоглиноземистых и мафитовых пород большечеремшанской и отрадненской серий вскрыто сверхглубокой скважиной 20009 Ново-Елховской в купольной части Южно-Татарского блока, расположенного в пределах гранулито-гнейсового ядра [Муслимов, Лапинская, 1996].

Отрадненская серия пород залегает в основании разреза раннего докембрая и является древнейшим известным в этом регионе стратиграфическим подразделением. Она сложена

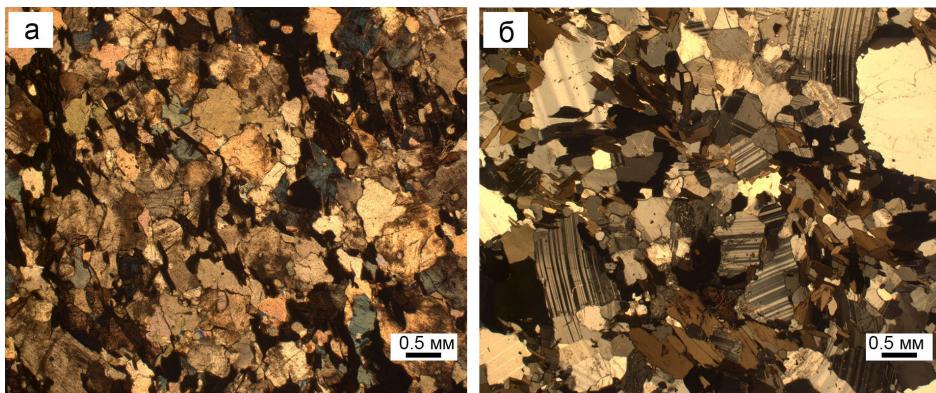


Рис. 1. Изученные породы кристаллического фундамента: а) биотит-пироксеновый плагиогнейс (отрадненская серия); б) амфиболовый гнейс (Степноозерский комплекс).

комплексом магматогенных пород мафитового состава, представленных пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (рис. 1а). Предположительно, породы отрадненской серии представляют собой древний фундамент метаосадочной большечеремшанской серии.

Большечеремшанская серия четко выделяется по своему петрохимическому составу. Она представлена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового состава с графитом. Большинством исследователей высокоглиноземистые образования рассматриваются как метаморфизованные песчано-глинистые осадки. Изотопный анализ углерода графитовых включений показал преобладание легкого изотопа, что указывает на биогенную природу графита [Хайртдинова, Мирзошоев, 2017]. В разрезе метаосадочных пород практически отсутствуют карбонатные породы.

Неясной первичной природой обладают гранитоидные комплексы, подвергшиеся существенному изменению минерального и отчасти химического состава в позднем архее и раннем протерозое в результате наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Толща гранитоидных пород *Степноозерского амфиболито-gneйсового комплекса*, сложенная, в основном, биотит-, амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами, плагиогнейсами и редко кристаллосланцами (рис. 1б), вскрыта в зоне подвижных поясов (Мелекесская впадина) рядом параметрических скважин.

Сравнение химического состава главных метаморфических комплексов кристаллического фундамента показало, что их состав, в целом, близок химическому составу современной океанической коры, но при этом характеризуется несколько меньшими содержаниями FeO, MgO и CaO при повышенных SiO₂, K₂O и Na₂O. Эту особенность можно объяснить процессами мигматизации исходных базитовых пород, которые сопровождались привносом SiO₂, K₂O и Na₂O. В высокоглиноземистых породах большечеремшанской серии наблюдаются более высокие относительно океанической коры содержания SiO₂ и Al₂O₃, что связано с гипергенным разрушением мафитовых пород и накоплением этих компонентов в первичных водосемах в составе кварц-полевошпатовой обломочной компоненты. Большечеремшанская серия, в отличие от пород отрадненской серии и Степноозерского амфиболито-gneйсового комплекса, имеет первично осадочную природу [Муслимов, Лапинская, 1996].

РЗЭ обладают высокой степенью информативности для изучения природы метаморфических пород [Haskin et al.; 1966, Condie, 1981]. Особенности их распределения в магматических породах заключаются в том, что при дифференциации расплава легкие РЗЭ отлагаются

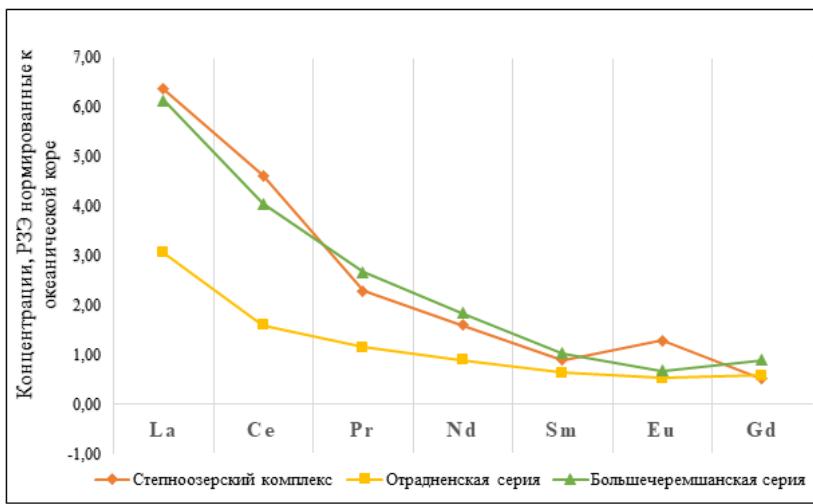


Рис. 2. Концентрации РЗЭ в метаморфических породах докембрийского фундамента, нормированные к океанической коре [Балашов, 1976].

преимущественно в салических минералах (полевые шпаты), а тяжелые – в фемических (пироксены, амфиболы, биотиты) [Haskin et al., 1966; Condie, 1981; Khasanov et al., 2019]. Однако в метаморфических породах распределение РЗЭ более сложное. Оно подвержено множеству факторов, которые связаны с процессами образования и преобразования этих пород, в результате чего происходит многократное фракционирование РЗЭ [Condie, 1976]. Разделение РЗЭ в процессах регионального метаморфизма определяется градиентом температур, давлений, подвижностью H_2O , CO_2 и щелочных элементов отдельных фазий метаморфизма.

Для выяснения особенностей перераспределения РЗЭ в ходе метаморфизма и гранитизации гнейсов Степноозерского комплекса было произведено нормирование содержаний РЗЭ к океанической коре [Балашов, 1976] (рис. 2). РЗЭ в метаморфических породах рассматриваемой территории характеризуются повышенными концентрациями легких лантаноидов, которые связаны с плагиоклазами, КПШ и монацитом. В то же время, вскрытая параметрическими скважинами толща амфиболовых гнейсов Степноозерского комплекса содержит реликтовые зерна пироксена и характерные для магматогенных пород реликты фанеритовых структур. Это указывает на то, что исходными дометаморфическими породами были магматогенные образования отрадненской серии, составляющие древнее базит-ультрабазитовое основание. В архейское время они испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое породы подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Литература

- Балашов Ю.А. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
 Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.
 Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.
 Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. 487 с.
 Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р. Гранитогнейсовые комплексы кристаллического фундамента Южно-Татарского свода и их исходная природа // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 321–323.

Xasanov P.P. Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореф. дис. к.г.-м.н. Казань, 1991. 24 с.

Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam, Oxford, New York, 1981. 435 p.

Condie K.C. Trace-element geochemistry of archean greenstone belts // Earth-Science Reviews. 1976. Vol. 12. Is. 4. P. 393–417.

Haskin L.A., Fray A.F., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and Chemistry of the Earth. 1966. Vol. 7. P. 167–321.

Khasanov R.R., Mirzoshoev B.R., Galiullin B.M., Mullakaev A.I. Trace elements in the rocks of the mobile belts of the precambrian basement of the volga-ural oil and gas province // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol. 19. Is. 1. P. 691–696.

B.B. Вантеев^{1, 2}, Е.В. Кислов^{1, 2}

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Vanteev997@mail.ru

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джиды, Байкальская рифтовая система)

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района. В геологическом отношении участок сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, связанными с Байкальской рифтовой системой «вершинными» базальтами стратовулканов неоген-четвертичного возраста (βN_2-Q_1) и «долинными» базальтами плиоцен-раннечетвертичного возраста (βN_2-Q_1), верхнеплейстоценовыми (Q_{I-II}) аллювиальными отложениями I и II надпойменной террасы и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями [Генералов и др., 2012ф]. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019]. Широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Джидинское кайнозойское вулканическое поле исследовалось И.В. Антощенко-Оленевым [1975], тогда как Хобольская группа вулканов района россыпи ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород. «Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй и наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными разностями без вторичных замещений с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита и ксенолитов лерцолита. Характерна порфировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена с небольшим количеством вулканического стекла, подвергнутого ожелезнению.

«Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Они представлены, преимущественно, красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина, ксенолиты лерцолитов. У подножия вулкана в обрывах среднего и верхнего течения ручья Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с небольшим количеством кристаллокластов санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Таблица

Химический состав вулканитов района россыпи Нарын-Гол, мас. %

| № пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Сумма |
|-------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| «Долинные» базальты и трахибазальты | | | | | | | | | | | | |
| Dar-1 | 44.70 | 2.70 | 14.40 | 4.42 | 7.64 | 0.25 | 8.80 | 9.28 | 3.25 | 1.19 | 0.82 | 100.22 |
| Dar-3 | 47.40 | 2.39 | 15.70 | 3.75 | 7.00 | 0.17 | 6.46 | 6.96 | 5.27 | 3.12 | 1.05 | 99.87 |
| Dar-4 | 47.10 | 2.43 | 15.80 | 3.61 | 7.40 | 0.16 | 6.34 | 6.90 | 5.36 | 3.10 | 1.04 | 99.76 |
| Dar-7 | 44.70 | 2.65 | 14.10 | 3.32 | 8.52 | 0.19 | 9.74 | 9.36 | 3.24 | 1.22 | 0.68 | 99.97 |
| Dar-8 | 44.50 | 2.63 | 15.00 | 3.29 | 8.44 | 0.19 | 9.56 | 9.27 | 3.28 | 1.19 | 0.69 | 100.32 |
| Dar-13 | 45.30 | 3.08 | 15.00 | 4.12 | 8.36 | 0.19 | 7.48 | 8.08 | 4.59 | 0.85 | 0.85 | 100.01 |
| Dar-14 | 45.40 | 3.11 | 15.10 | 4.60 | 7.80 | 0.19 | 7.18 | 8.14 | 4.55 | 0.86 | 0.87 | 99.79 |
| DH-4-1 | 46.90 | 2.57 | 15.70 | 3.50 | 7.32 | 0.16 | 6.90 | 7.35 | 4.97 | 2.89 | 0.98 | 99.77 |
| Zak-4 | 44.5 | 2.68 | 14.4 | 4.03 | 7.76 | 0.2 | 8.7 | 9.48 | 3.33 | 1.66 | 0.85 | 100.25 |
| Zak-6 | 44.5 | 2.64 | 14 | 2.76 | 8.92 | 0.19 | 9.8 | 9.62 | 2.44 | 1.67 | 0.64 | 99.81 |
| Zak-8 | 44.3 | 2.78 | 14.5 | 5.9 | 6.24 | 0.19 | 7.9 | 9.33 | 3.59 | 1.12 | 0.91 | 100.19 |
| ZakTH-1-1 | 47.1 | 2.35 | 14.8 | 2.8 | 8.32 | 0.2 | 9.1 | 9.07 | 2.39 | 1.38 | 0.53 | 99.96 |
| Zak-5 | 44.7 | 2.7 | 13.9 | 3.31 | 8.76 | 0.2 | 9.86 | 9.39 | 2.28 | 1.61 | 0.66 | 100.2 |
| Zak-3 | 44.6 | 2.63 | 13.6 | 2.87 | 9.32 | 0.19 | 10.38 | 9.27 | 2.49 | 1.75 | 0.7 | 100.24 |
| Zak TH-1-2 | 44.5 | 2.78 | 14.6 | 5.11 | 7.2 | 0.18 | 7.79 | 8.83 | 3.38 | 1.25 | 0.9 | 99.72 |
| «Вершинные» фонотефриты | | | | | | | | | | | | |
| BH-1-19 | 46.20 | 2.45 | 15.40 | 3.18 | 8.00 | 0.17 | 7.28 | 7.66 | 4.76 | 2.57 | 1.03 | 99.35 |
| N-1-19 | 47.50 | 2.29 | 16.00 | 6.94 | 3.96 | 0.19 | 4.98 | 6.13 | 5.38 | 3.59 | 1.16 | 99.26 |
| N-2-19 | 47.70 | 2.33 | 16.20 | 8.43 | 2.76 | 0.18 | 5.06 | 6.12 | 5.59 | 3.49 | 1.16 | 99.81 |
| N-3-19 | 47.20 | 2.31 | 16.20 | 10.24 | 0.76 | 0.16 | 5.14 | 6.18 | 6.52 | 1.53 | 1.14 | 99.78 |
| N-4-19 | 47.60 | 2.37 | 16.10 | 6.88 | 4.16 | 0.16 | 5.58 | 6.40 | 5.31 | 3.45 | 1.12 | 99.77 |
| N-12-19 | 46.10 | 2.59 | 14.60 | 6.34 | 6.08 | 0.58 | 7.70 | 9.00 | 2.37 | 1.62 | 0.54 | 100.20 |
| Zak 9/4 | 46.9 | 2.39 | 16.1 | 11.37 | 0.24 | 0.17 | 5.62 | 6.76 | 5.43 | 3.06 | 1.08 | 100.07 |
| Zak 7/3 | 47.1 | 2.29 | 16.2 | 11.16 | 0.4 | 0.16 | 5.18 | 6.29 | 5.88 | 3.65 | 1.14 | 100.01 |
| Zak 9/5 | 46.5 | 2.34 | 15.8 | 11 | 0.16 | 0.16 | 5.86 | 7.32 | 5.98 | 3.07 | 1.06 | 100.25 |
| Zak 7/2 | 47.1 | 2.3 | 16.2 | 9.94 | 1.6 | 0.17 | 5.12 | 6.24 | 5.68 | 2.76 | 1.18 | 99.89 |
| Zak 7/1 | 47.1 | 2.39 | 16.2 | 4.37 | 6.68 | 0.17 | 60.4 | 6.67 | 5.35 | 3.34 | 1.07 | 100.6 |
| Zak 7/4 | 47.4 | 2.37 | 16.2 | 7.96 | 3.48 | 0.17 | 5.4 | 6.38 | 5.38 | 3.35 | 1.11 | 100.15 |
| Zak 9/2 | 46.2 | 2.36 | 16.1 | 5.45 | 5.64 | 0.17 | 5.95 | 6.9 | 5.3 | 3.16 | 1.05 | 99.31 |
| Zak 7/1-1 | 47.2 | 2.31 | 16.3 | 7.72 | 3.76 | 0.18 | 5.04 | 6.18 | 5.1 | 3.62 | 1.15 | 99.68 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

Петрохимическая характеристика вулканических пород. Вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат известково-щелочным базальтоидам. «Вершинные базальты» по химическому составу относятся к высокощелочным фонотефритам, «долинные» к базальтам и трахибазальтам. Петрохимические данные свидетельствуют о том, что эти вулканиты высококалиевые, что характерно для эфузивов континентального рифта. Содержания K₂O в «вершинных» вулканитах (2.5–4.0 мас. %) выше, чем в «долинных» (1–2 мас. %) (табл.). На основании полученных данных установлена эволюция составов вулканитов района россыпи Нарын-Гол: с ростом содержания SiO₂ происходит падение концентраций TiO₂ и CaO при увеличении Al₂O₃ и значений общей щелочности. «Долинные» вулканиты содержат более высокое количество TiO₂ (2.6–2.8 мас. %), чем «вершинные» (2.3–2.5 мас. %). Эта же тенденция наблюдается и для CaO: 8.5–9.75 мас. % у «долинных» и 6.0–7.25 мас. % у «вершинных».

Содержания Al_2O_3 в «вершинных» вулканитах составляют 15.5–16.5 мас. %, в «долинных» – 13.5–14.7 мас. %. «Вершинные» вулканиты по отношению к «долинным» обогащены FeO : 6.3–9.3 и 0.16–6.2 мас. %, соответственно. Обратная тенденция наблюдается для Fe_2O_3 : 2–6 и 4.3–11.2 мас. %, соответственно.

Таким образом, вулканогенные образования участка Нарын-Гол образуют неоген-четвертичный щелочно-базальтовый стратовулкан Правый Барун-Хобол, небольшие лавово-шлаковые конусы, потоки лав и покровы базальтового и щелочно-базальтового пирокластического материала с включениями мегакристов и глубинных пород. Все вулканиты известково-щелочного ряда высококалиевые, что характерно для вулканитов континентальных рифтов. На участке выделяются два типа вулканитов – «долинные», по составу отвечающие базальтам и трахибазальтам, и «вершинные», по составу отвечающие фонотефритам. Выполненные исследования подтверждают выводы о том, что «вершинные» вулканиты при их разрушении являлись источником сапфира и санидина [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019], а «долинные» – пироксенов и граната для россыпи Нарын-Гол.

Авторы признательны О.Ю. Коршунову за помощь в организации экспедиционных исследований. Работа выполнена в рамках темы НИР, № государственной регистрации AAAA-A21-121011390003-9 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

Асеева А.В., Кислов Е.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Мат. V Всерос. научно-практ. конф., посв. 45-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34–36.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 128 с.

Генералов В.И., Марчук О.И., Симончук Б.А. Отчет о выполнении работ по объекту 1-16/11 «Поисковые работы на абразивный корунд в Джидинском вулканическом районе (Республика Бурятия)». Иркутск, 2012г. 134 с.

Aseeva A.V., Kislov E.V., Vysotskiy S.V., Korshunov O.Yu., Velivetskaya T.A., Coenraads R.R., Vanteev V.V., Karabtsov A.A., Yakovenko V.V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. Vol. 27. N 1–2. P. 20–26.

A.B. Трофимов^{1,2}, Е.В. Кислов^{1,2}

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

trofimlurk@gmail.com

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье

Кивельевский массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Республики Бурятия. В результате поисково-оценочных работ никеленосности интрузива дана отрицательная оценка, но канавы на вершине г. Кивельевская сопка вскрыли непромышленные хромовые

руды [Руденко и др., 1965ф]. Массиву посвящены единичные исследования [Гурулев и др., 1980; Балыкин и др., 1986], поэтому целью работы является характеристика его пород.

Интрузив 6.0×2.5 км вытянут в северо-восточном направлении. В центральной части находятся тела дунитов и перидотитов, наибольшее из которых имеет размер 1.2×2.5 км. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами.

Дуниты и перидотиты перемежаются друг с другом. К ним приурочены хромититы полосчатые и массивные, по характеру распределения рудного компонента вкрашенные, густовкрашенные и сплошные. Дуниты сложены оливином и хромшипинелидом, наряду с которыми отмечаются плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. Породы значительно серпентинизированы, что отражается в проявлении петельчатой структуры. Оливин представлен реликтовыми зернами среди преобладающего серпентина. Серпентин слагает листоватые и волокнистые агрегаты. Клинопироксен также серпентинизирован, встречается в виде реликтов. Кристаллы хромшипинелида крупные, нередко содержат силикатные включения, определение состава которых планируется в дальнейшем.

Перидотиты сложены оливином, клинопироксеном, в качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит и хромшипинелид. Структура пород панидиоморфнозернистая, степень серпентинизации преимущественно высокая: породообразующие минералы интенсивно замещены волокнистыми агрегатами серпентина. В отдельных образцах отмечается пойкилитовая структура, когда крупные зерна пироксена содержат включения оливина, серпентинизированного по трещинам. Хромшипинелид нередко образует октаэдрические кристаллы, содержит силикатные включения.

Основные породы массива сложены оливином и плагиоклазом; второстепенные минералы – амфибол и клинопироксен при практическом отсутствии ортопироксена. Плагиоклаз отличается высокой основностью, в оливиновых габбро и троктолитах плагиоклаз содержит 83 % анортитового компонента [Балыкин и др., 1986].

Структура габбро панидиоморфная, реже аллотриоморфнозернистая. Наблюдается интенсивная соссюритизация плагиоклаза. В слабоизмененных образцах плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, идиоморфными по отношению к клинопироксену. В измененных образцах плагиоклаз и клинопироксен образуют зерна, не имеющие характерных кристаллографических очертаний. Присутствует акцессорный магнетит.

Структура оливинового габбро аллотриоморфнозернистая. Иногда встречаются идиоморфные, чаще всего вытянутые зерна основного плагиоклаза. Оливин нередко идиоморфен по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. Плагиоклаз в основной массе соссюритизирован, относительно неизмененные зерна встречаются редко. По оливину в некоторых случаях наблюдается слабая серпентинизация.

По содержанию SiO_2 (36–38 мас. %) и щелочей (0.05–0.08 мас. %) дуниты массива относятся к ультраосновным породам нормального ряда и характеризуются низкой глиноземистостью (#Al – 9 %), умеренной магнезиальностью (#Mg – 70 %), низкой титанистостью (#Ti < 1 %) (табл.). В целом, породы Кивельевского массива сходны по составу с дунитами концентрически-зонального Маринкина массива [Кислов, Каменецкий, 2021] при содержании MgO, в среднем, на 6–8 мас. % ниже, чем в породах Кивельевского массива.

Перидотиты Кивельевского массива по содержаниям кремнезема (47–36 мас. %) и щелочей (0.05–0.32 мас. %) относятся к ультраосновным породам нормального ряда. Для них характерна умеренная магнезиальность (#Mg – 53 %), низкая глиноземистость (#Al – 9 %), низкая титанистость (#Ti < 1 %).

Габбро и оливиновое габбро по содержанию кремнезема (47–55 мас. %) и щелочей (0.07–4.00 %) относятся к основным породам нормального ряда щелочности. По сравнению с уль-

Таблица

Химический состав пород Кивельевского массива, мас. %

| № обр. | Поро-да | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | NaO | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | Сумма |
|---------|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| K-1-1 | Дунит | 37.60 | 0.04 | 4.60 | 7.11 | 5.68 | 0.06 | 32.76 | 0.51 | 0.06 | <0.01 | <0.10 | 11.43 | 99.85 |
| K-1-4 | | 38.30 | 0.06 | 4.70 | 4.83 | 6.80 | 0.08 | 32.16 | 1.27 | 0.03 | 0.02 | <0.10 | 11.16 | 99.39 |
| K-1-5 | | 38.10 | 0.05 | 2.40 | 8.52 | 6.64 | 0.08 | 32.19 | 0.55 | 0.04 | <0.01 | <0.10 | 10.92 | 99.49 |
| K-1-6 | | 36.80 | 0.07 | 4.60 | 6.97 | 5.88 | 0.10 | 33.00 | 0.25 | 0.05 | <0.01 | <0.10 | 11.61 | 99.33 |
| K-1-7 | | 39.60 | 0.09 | 1.80 | 8.08 | 7.96 | 0.08 | 30.23 | 1.86 | 0.05 | <0.0 | <0.10 | 10.00 | 99.75 |
| K-1-8 | | 36.30 | 0.03 | 5.50 | 8.43 | 8.48 | 0.10 | 28.05 | 2.44 | 0.08 | <0.01 | <0.10 | 10.66 | 100.07 |
| K-1-9 | | 38.10 | 0.04 | 5.50 | 7.93 | 6.48 | 0.10 | 29.60 | 2.27 | 0.06 | <0.01 | <0.10 | 9.80 | 99.88 |
| K-1-10 | | 36.40 | 0.04 | 5.60 | 7.47 | 5.60 | 0.09 | 31.32 | 1.51 | 0.05 | <0.01 | <0.10 | 11.36 | 99.44 |
| K-1-4-1 | | 38.40 | 0.06 | 4.60 | 3.77 | 7.20 | 0.08 | 32.35 | 1.30 | 0.16 | 0.05 | <0.10 | 11.86 | 99.78 |
| K-1-3 | Пери-дотит | 37.0 | 0.06 | 3.80 | 3.14 | 9.96 | 0.20 | 36.00 | 2.10 | 0.30 | 0.02 | <0.10 | 77.31 | 169.87 |
| K-2-1 | | 37.10 | 0.09 | 2.70 | 7.34 | 9.20 | 0.14 | 31.08 | 0.38 | 0.05 | <0.01 | <0.10 | 11.32 | 99.4 |
| K-2/10 | | 36.30 | 0.06 | 5.40 | 6.74 | 7.84 | 0.12 | 30.76 | 0.79 | 0.07 | <0.01 | <0.10 | 11.57 | 99.65 |
| K-2/2 | Ol габбро | 47.30 | 0.61 | 16.70 | 3.86 | 5.60 | 0.19 | 8.52 | 12.74 | 1.26 | 0.12 | 0.13 | 3.16 | 99.94 |
| K-2/4 | | 43.70 | 0.31 | 18.50 | 2.77 | 5.36 | 0.15 | 10.80 | 12.56 | 1.45 | 0.30 | <0.10 | 4.30 | 99.9 |
| K-2/5 | | 48.50 | 0.80 | 15.60 | 4.07 | 7.00 | 0.19 | 7.64 | 10.00 | 2.40 | 0.47 | 0.15 | 3.20 | 99.4 |
| K-2/7 | | 43.60 | 1.58 | 14.90 | 2.64 | 7.80 | 0.25 | 6.25 | 7.86 | 0.09 | 4.43 | 0.17 | 10.25 | 95.22 |
| K-2/8 | | 49.00 | 1.12 | 14.90 | 3.52 | 6.5 | 0.19 | 7.40 | 11.14 | 3.18 | 0.57 | <0.10 | 2.71 | 99.66 |
| K-2/3 | Габбро | 40.40 | <0.02 | 23.80 | 2.96 | 3.44 | 0.11 | 9.54 | 14.06 | 0.80 | 0.09 | <0.10 | 4.98 | 100.09 |
| K-2/6 | | 55.00 | 0.29 | 7.20 | 1.04 | 4.56 | 0.31 | 5.56 | 14.10 | 2.26 | 0.61 | <0.10 | 9.39 | 99.71 |
| K-2/9 | | 50.50 | 1.02 | 15.20 | 4.13 | 7.40 | 0.23 | 5.99 | 9.39 | 2.49 | 0.45 | 0.18 | 2.92 | 99.27 |
| K-2/3-1 | | 41.10 | <0.02 | 25.60 | 1.94 | 3.36 | 0.09 | 7.32 | 15.00 | 1.31 | 0.16 | <0.10 | 4.23 | 99.95 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

трамафитами отмечается повышенная глиноземистость: #Al – 91 % для оливиновых габбро и 87 % – для габбро. Для пород характерна умеренная железистость: #Fe – 55 % для оливиновых габбро и 53 % – для габбро, и низкая титанистость – #Ti < 1 %.

Таким образом, среди ультраосновных пород концентрически-зонального Кивельевского массива преобладают дуниты, в меньшей мере, развиты перидотиты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруднение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к породам нормального ряда, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Основные породы, в целом, обладают умеренной железистостью, железо преобладает над магнием, высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. Для них характерны существенные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро имеют четкие отличия от гипербазитов по содержаниям SiO₂, Al₂O₃ и MgO.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № AAAA-A17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337). Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

Гурулев С.А., Конников Э.Г., Трунева М.Ф. Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах северного Прибайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 50–51.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Маринкин концентрически-зональный массив, Средне-Витимская горная страна: петрология и рудообразование // Петрология. 2021. В печати.

Руденко В.Н., Косарев В.М., Трепалин А.И. Геологическое строение и перспективы Слюдянского, Кивельевского, Орколиканского, Неручандинского, Окунайского и Право-мамского базит-гипербазитовых массивов на сульфидный никель. Отчет Неручандинской поисково-реконструкционной партии за 1964 г. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1965ф. 119 с.

E.A. Зубакова

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
zubakovaea@igm.nsc.ru

Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) (научный руководитель – д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич)

Ханинский массив расположен на юго-западе Алдано-Станового щита, на правом берегу р. Хани в непосредственной близости от БАМ. Массив представлен преимущественно пластовыми и линзовидными телами пироксенитов, в разной степени обогащенных апатитом, флогопитом и рудными минералами (сульфиды, магнетит). Породы залегают в глубокометаморфизованных породах олекминской серии. Среди пироксенитов отмечаются тела карбонат-пироксен-полевошпатового и пироксен-полевошпатового составов. Пироксениты рассечены дайками оливиновых лампроитов [Владыкин, 2001]. Возраст пироксенитов, определенный Pb-Pb (апатит) и K-Ar (амфибол) методами [Неймарк и др., 1984], равен 1850 ± 20 и 1870 ± 50 млн лет, соответственно. U-Pb возраст циркона из дайки оливиновых лампроитов – 2702 ± 12 млн лет [Владыкин, Лепехина, 2009].

Существуют две точки зрения на происхождение пород Ханинского массива. Согласно одной, породы сформированы в результате метаморфизма осадочных толщ [Гулий, 1985]. В противоположность этому, породы Ханинского массива были отнесены к формации калиевых щелочных пород, имеющих высокотемпературный магматический генезис [Прошенкин, Кузнецова, 1988]. На основании изучения расплавных и флюидных включений [Панина и др., 1987а, б] предположили, что пироксениты образовались в результате смешения высокотемпературных ($1300\text{--}1200^\circ\text{C}$) расплавов щелочно-базальтоидного и низкокремнисто-карбонатного составов. Целью данной работы является определение минерального состава пород и изучение химического состава минералов современными методами.

Пироксениты – среднезернистые породы с пан- или гипидиоморфной структурой. Они сложены преимущественно клинопироксеном (60–80 %), апатитом (до 10 %), флогопитом (до 10 %). Второстепенными и акцессорными минералами являются амфибол, титанит, циркон, магнетит, ильменит, кальцит, целестин, барит, анкилит-Се, монацит-Се, сульфиды (пирит, халькопирит). В результате вторичных процессов по первичным минералам развиваются минералы группы эпидота-алланита и цеолита. Карбонат-полевошпатовые породы имеют мелко- среднезернистую структуру, массивную или полосчатую текстуру. Породы сложены варьирующими количествами кальцита и калиевого полевого шпата, второстепенными и ак-

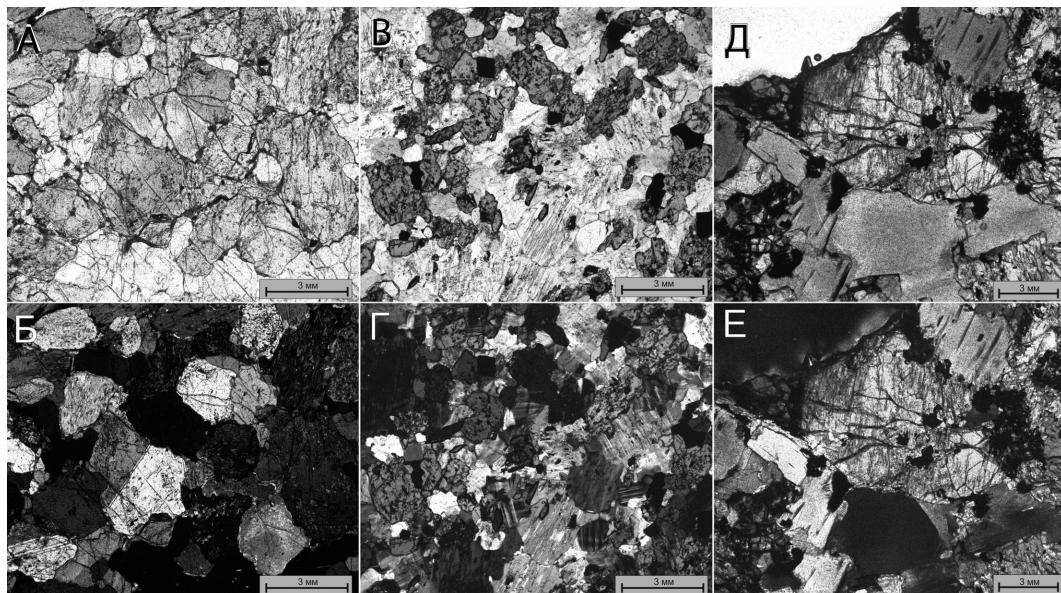


Рис. 1. Структуры изученных пород: а, б) пироксенит; в, г) карбонат-полевошпатовая порода; д, е) дайка ультраосновных пород. Проходящий свет. Фото б, г, е – николи скрещены.

цессорными минералами являются клинопироксен, фторапатит, флогопит, титанит, амфибол, циркон, минералы группы эпидота-алланита, целестин, барит, анкилит-Се, торит, пирит, гематит. Дайки ультраосновных пород сложены флогопитом, апатитом, клинопироксеном. Второстепенными минералами являются оливин, магнетит, кальцит, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит). Среди акцессорных минералов отмечены монацит-Се, ильменит, барит, целестин. Вторичными минералами являются минералы группы серпентина и хлорита.

На тройной диаграмме Aeg-Di-Hed эволюция составов *пироксенов* из различных типов пород идет вдоль линии диопсид-геденбергит с незначительным увеличением эгиринового минала. Такой тренд является характерным для пироксенов щелочного ряда (рис. 2а). Исключением является образец дайки ультраосновных пород, в котором зерна клинопироксенов представлены практически чистыми диопсидами. В минерале полностью отсутствует Al_2O_3 .

Флогопит встречается везде, кроме карбонат-полевошпатовых пород. Особенностью минерала является повышенное содержание BaO (до 2.5 мас. %). По соотношению Al-Mg-Fe слюды из пироксенитов соответствуют флогопиту (рис. 2б). В отличие от них, у флогопитов из дайки ультраосновных пород понижены содержания Al_2O_3 , хотя другие Al_2O_3 -содержащие минеральные фазы в образце не наблюдаются.

Согласно [Leak et al., 1997], амфибол в карбонат-полевошпатовых породах относится к актинолиту либо к магнезиальной роговой обманке, в то время как в пироксенитах, помимо данных минеральных фаз, встречается магнезиогастингсит или эденит. Амфибол из образца дайки ультраосновных пород по соотношениям элементов соответствует tremolиту.

Апатит встречается во всех типах пород, его количество варьирует от 5 до 25 об. %. Он образует скопления и прожилки, также может встречаться в виде включений в клинопироксene. По составу относится к фторапатиту. Для минерала из пироксенитов и ультраосновных пород дайки характерны повышенные содержания SrO (в среднем, 0.67 мас. %). По сравнению с ними фторапатит карбонат-полевошпатовых пород обогащен SO_3 (до 1.5 мас. %), SrO (0.9 мас. %), ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %).

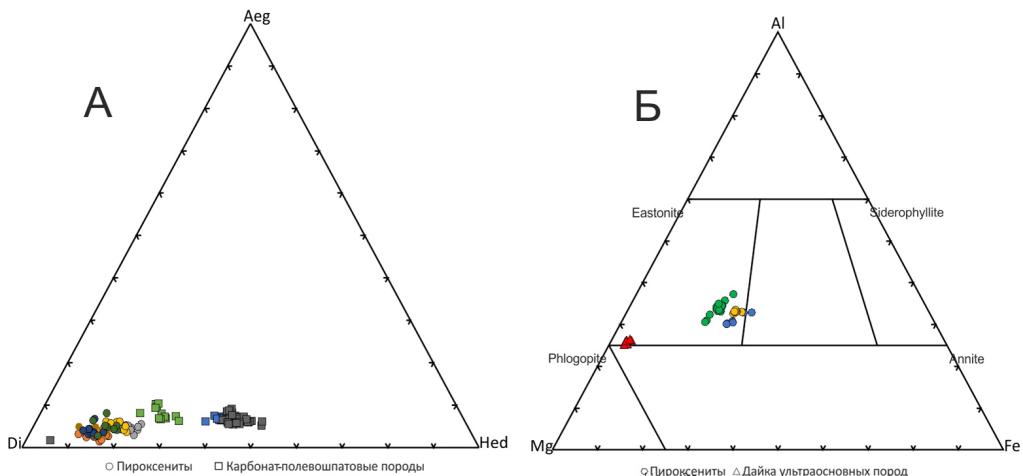


Рис. 2. Классификационные диаграммы составов щелочных клинопироксенов в координатах Аег–Ди–Хед (а) и флогопитов в координатах Аl–Мg–Fe (б).

Титанит распространен во всех типах пород, кроме ультраосновной дайки. Минерал в пироксенитах образует оторочки вокруг зерен магнетита. Кроме того, титанит формирует самостоятельные кристаллы конвертовидной формы в основной массе породы. Особенностью минерала является присутствие примесей оксидов V (до 0.5 мас. %) и ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %). В карбонат-полевошпатовых породах титанит представлен конвертовидными зональными кристаллами, зональность которых также обусловлена вариациями примесей оксидов V (до 0.4 мас. %) и ЛРЗЭ (до 3 мас. %).

Карбонат присутствует во всех разновидностях пород, представлен кальцитом и всегда содержит примесь SrO (до 0.7 мас. %).

Магнетит присутствует в дайках ультраосновных пород и пироксенитах, в последних он, как правило, обрастает оторочкой титанита. Магнетит содержит примесь V_2O_3 (до 0.5 мас. %), TiO_2 – ниже предела обнаружения.

Калиевый полевой шпат распространен в карбонат-полевошпатовых породах, и реже, в пироксенитах. Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вrostки альбита, характеризуется наличием примесей оксидов Sr (до 1 мас. %) и Ba (до 6 мас. %).

Сульфаты Ba и Sr представлены баритом и целестином, которые по химическому составу близки теоретическому, однако в некоторых образцах пироксенитов встречаются богатые Sr разности, такие как баритоцелестин.

Оlivин с преобладанием форстеритового компонента встречается только в дайках ультраосновных пород, частично замещен.

Эпидот встречается практически повсеместно в породах Ханинского массива, за исключением даек ультраосновных пород. Выделяются две разновидности минерала – алланит-эпидот и Sr-эпидот (SrO, в среднем, 12.6 мас. %), которые встречаются одновременно. Содержания РЗЭ в алланит-эпидоте достигают 20 мас. %.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. Пироксениты и карбонат-полевошпатовые породы по минеральному составу и его особенностям сходны с таковыми калиевыми щелочными комплексами. Кроме того, особенности химического состава минералов сходны, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит и амфибол. Также важно отметить, что, в отличие от

пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерно наличие оливина, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00019.

Литература

Владыкин Н.В. Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников // Иркутск: ИрГТУ, 2001. 250 с.

Владыкин Н.В., Лепехина Е.А. Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 774–778.

Гулий В.Н. Минералогия и генезис апатитопроявлений юго-западной части Алданского щита (бассейн р. Хани). Автореф. дис. к.г.-м.н. Л., 1985. 24 с.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713–717.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н. Формирование пород Ханинского массива (Алданский щит) по данным изучения химизма расплавных включений // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 50–62.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н., Усольцева Л.М. Ханинский массив ультраосновных – средних пород и его генезис (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1987б. № 6. С. 39–49.

Прошенкин И.Е., Кузнецова И.К. Некоторые особенности породообразующих минералов Ханинского массива // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 85–92.

Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W. D., Gilber M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

A.A. Чупрова¹, Р.А. Бадмацыренова^{1,2}, А.А. Батуева¹

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

brose@ginst.ru

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа

Ошурковский массив расположен в юго-западном Забайкалье в 20 км от г. Улан-Удэ и занимает площадь 14 км². В формировании массива выделяются три главные фазы: на раннем этапе кристаллизовались габброиды, затем – сиениты и на завершающем этапе – дайки базитов, включая лампрофиры (спессартиты, вогезиты, керсаниты). В массиве установлено несколько жил карбонатитов, которые рассечены многочисленными дайками аплитовых гранитов и гранитных пегматитов [Ласточкин и др., 2012]. Это единственный массив базитов на этой территории, имеющий раннемеловой возраст, связанный с позднемезозойским этапом рифтогенеза.

Ошурковский массив представляет собой реликтовый массив амфиболитизированного апатитоносного габбро, имеющий удлиненную форму с северо-запада на юго-восток (рис.). В массиве сохранились реликты пироксенового габбро с отдельными участками амфибол-биотит-плахиоклазовых гнейсов и мигматитов. Юго-западный, северный и южный контуры габброидов примыкают к гранитоидам, а восточный перекрывается четвертичными отложе-

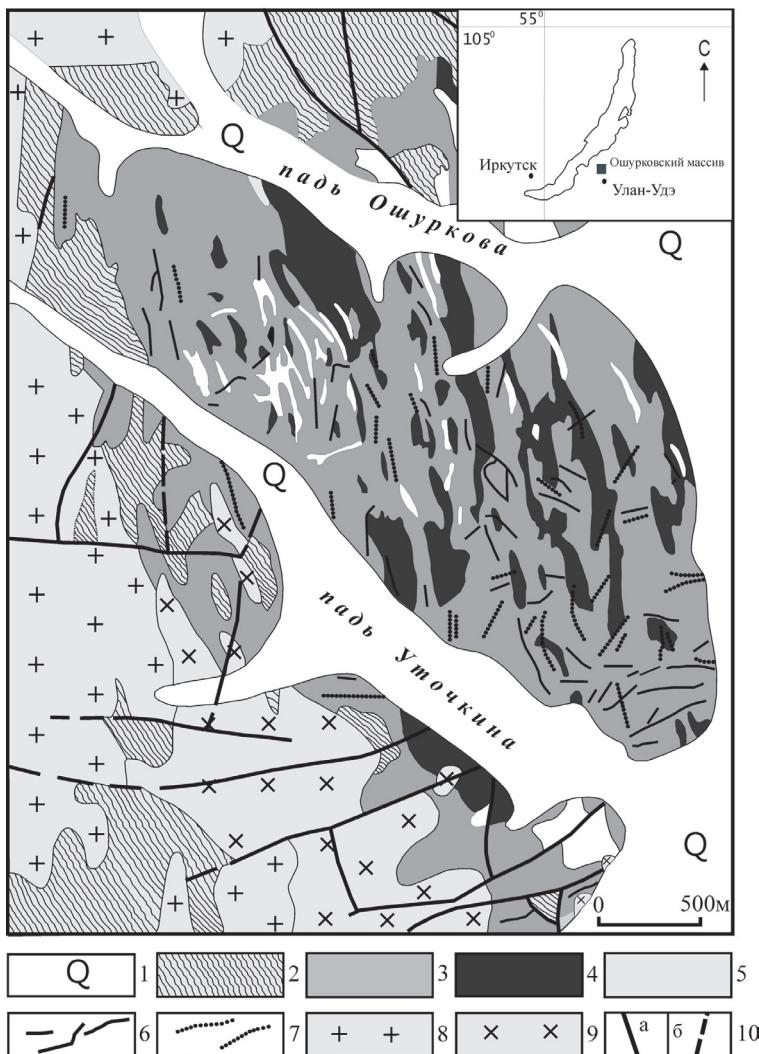


Рис. Схематическая геологическая карта Ошурковского месторождения апатита [Тяжелов, 1986].

1 – четвертичные отложения; 2 – метапороды итансинской свиты верхнего протерозоя; 3 – мезократовые метагабброиды; 4 – меланократовые метагабброиды; 5 – лейко-кратовые метагабброиды; 6 – габброидные дайки; 7 – дайки аплитов и гранитных пегматитов; 8 – граниты лейко-кратовые; 9 – сиениты (краевая фация гранитов); 10 – линии разрывных нарушений (а – установленные, б – предполагаемые).

ниями р. Селенга [Царев, Батуева, 2013]. Вдоль юго-западной границы с гранитами обнажаются останцы выходов амфибол-биотитовых сиенитов.

Апатит – один из главных пордообразующих минералов габброидов, содержание которого колеблется от 2–3 до 6–10 %, более 15 % отмечено лишь в единичных пробах, тяготеющих к центральной части месторождения. В зонах гидротермального изменения и участках развития апатитовых сиенитов содержание апатита увеличивается до 40–45 %. В пределах массива можно выделить несколько сближенных участков шириной 100–400 м и длиной до 500–600 м с содержанием P_2O_5 5–6 мас. %. Среди габброидов апатит концентрируется в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях. В мезократовых разновидностях

габброидов, как правило, апатит не содержится. Наиболее высокое содержание апатита (до 50 %) характерно для зон брекчирования, дробления и интенсивного метаморфизма. По форме выделения и взаимоотношениям с главными породообразующими минералами выделяются две генетические разновидности апатита – акцессорный и метасоматический. Акцессорный апатит встречается в виде единичных иголок или призм размерами 0.01–0.07 мм и образует пойкилитовые включения внутри полевых шпатов и рудных минералов, а также присутствует в промежутках между ними. Значительная часть апатита, присутствующего в породах Ошурковского массива, относится к метасоматическому апатиту, среди которого выделены две морфологические разновидности: кристаллически-зернистый и призматический [Смирнов и др., 1968].

Нами проанализированы апатиты двух морфологических разновидностей (кристаллически-зернистый и призматический) из габбро Ошурковского массива. Концентрации основных компонентов в апатите определялись на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP с ЭДС INCA Energy 350 (ЦКП ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Е.В. Ходырева). В составе апатита определены (мас. %): 53.46–57.07 CaO, 41.06–43.24 P₂O₅, 2.47–3.31 F, 0.26–0.32 Cl, 0.95–1.22 SO₃. Концентрации FeO, MgO, BaO находятся ниже предела обнаружения.

Концентрации микроэлементов (Li, B, Sc, V, Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, РЗЭ, Hf, Pb, Th и U) в апатите проанализированы методом ЛА ИСП МС на многоколлекторном массспектрометре Finnigan MAT 262 (ЦКП ИГХ СО РАН, Иркутск, аналитик Н.В. Брянский). Апатит из габброидов Ошурковского массива содержит (г/т) 0.52–1.38 Li, 3.44 B, 0.35–0.41 Sc, 8.9–25 V, 0.84–5.29 Cr, 440–491 Mn, 1.95 Ni, 0.12 Rb, 9844–11657 Sr, 138–160 Y, 6.2–9.4 Zr, 6.6–15.24 Ba, 0.03–0.08 Hf, 12.24–14.9 Pb, 19–21.74 Th, 5.9–66 U. По содержаниям U, Th, РЗЭ и Sr изученные апатиты близки таковым из карбонатитов [Belousova et al., 2002]. В апатитах содержания РЗЭ составляют 8156–9546 г/т, и наблюдается обогащение легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми ((La/Yb)_n = 203–226). Отношение Eu/Eu* варьирует от 0.85 до 0.90, что говорит о дифференцированности расплава [Леснов, 2009]. Таким образом, можно сделать вывод, что апатит является главным минералом-концентратором F, SO₃, РЗЭ, Li, Sr в габбро Ошурковского массива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 p_a).

Литература

- Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.
- Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. С. 103–113.
- Смирнов Ф.П., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 295–300.
- Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 47–55.
- Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск: Гео, 2013. 135 с.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. Is. 1. P. 45–69.

ЧАСТЬ 6. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Л.Я. Кабанова, М.А. Корекина

Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс
maria@mineralogy.ru

Особенности формирования кремнеземного сырья гор Аптечной и Орлова (Средний Урал)

При возрастающем спросе на высококачественное кремнеземное сырье для нужд строительной, металлургической и других отраслей промышленности актуальной является задача поиска новых перспективных месторождений [Анфилогов и др., 2015; Кабанова и др., 2017; Игуменцева и др., 2019; Корекина и др., 2020]. К основным объектам кремнеземного сырья наряду с месторождениями кварца и кварцитов относятся месторождения кварцевых песчаников с высоким содержанием SiO_2 (до 99.9 мас. %). Песчаники, как правило, образуют пластовые тела разной мощности и протяженности, для них также характерен невыдержаный минеральный состав, обусловленный особенностями их формирования. Следует отметить, что на фоне большого количества публикаций по традиционным объектам кварцевые песчаники до последнего времени остаются слабоизученными.

На Среднем Урале расположены два крупных объекта, сложенные кварцевыми песчаниками с содержанием SiO_2 96.6–96.8 мас. % [Кармазин, 1935ф]. Они слагают вершины горы Аптечная и горы Орлова, расположенных в окрестностях г. Нижние Серги. Песчаники залегают среди кремнистых пород и имеют нестабильный минеральный состав, что значительно затрудняет их промышленную разработку. Основная цель данной работы – определить минералогический состав кварцевых песчаников гор Аптечной и Орлова, а также установить температурные интервалы их формирования на основе изучения минералогических и термо-барогеохимических особенностей.

В геологическом отношении горы Аптечная и Орлова локализуются в пределах Бардымского сегмента Лемвинской структурно-формационной мегазоны, среди пород заставкинской свиты (D_2z) [Гаврилова и др., 2008; Иванов, Пучков, 1986]. Породы заставкинской свиты представлены толщей кварцевых песчаников с подчиненными прослоями кремнистых пород. Песчаники слагают вершины гор, наряду с глинистыми сланцами и алевролитами [Легенда..., 1998; Стратиграфические..., 1993].

Кварцевые песчаники горы Орлова темно-серого, почти черного, серого, желтовато- и буровато-серого цвета с пятнистыми обособлениями. Участками они сложены халцедоном с незначительной примесью глинистого материала либо – мелкозернистым кварцем с примесью мелких чешуек слюды. В шлифах песчаник характеризуется микро- и мелкозернистой структурой, брекчевой, местами пористой текстурой. Участки существенно кварцевого состава (кварц 95–98 %, серицит 2–5 %, гематит 1–3 %) сложены мелкими зернами кварца, чешуйками бесцветной слюды и точечными зернами рудного минерала.

В породе иногда присутствуют поры округлой формы, выполненные волокнистым халцедоном и мелкозернистым кварцем. Наряду с порами встречаются округлые и округло-овальные обособления, сходные с порами, но которые в отличие от них имеют зубчатые

ограничения. Это реликты радиолярий, а своеобразные зубчатые выступы – реликты шипов, часто подчеркнутые буроватой окраской железистых охр (рис. а). Иногда виден исходный опаловый скелет, но в большинстве случаев он превращен в халцедон. Внутренние полости скелета радиолярий выполнены волокнистым халцедоном, мелкозернистым кварцем (рис. б), иногда гидроксидами Fe. Можно предположить, что радиолярии были однокамерными, если полость скелета выполнена одним минералом, и многокамерными в случае выполнения несколькими минералами. Участки, сложенные халцедоном с небольшим количеством кристобалита, примесью чешуек слюды и рудного вещества, являются реликтами глинисто-кремнистого алевролита. В шлифах отчетливо видны взаимоотношения мелкозернистого кварцевого песчаника и глинисто-кремнистой породы. На границе этих пород кристаллы и зерна кварца нарастают на мелкие зерна-затравки халцедоново-кремнистой породы.

Кварцевые песчаники горы Аптечной макроскопически светло-серые, мелкозернистые породы, массивные, часто пятнисто окрашенные с пятнами и прожилково-линзовидными обособлениями более светлых или буровато-коричневых цветов, иногда полосчатые или слоистые. В шлифе порода представляет собой измененный, интенсивно окварцованный песчаник мелкозернистой структуры, массивной, местами пористой текстуры. Количество-минералогический состав породы: кварц 90–95 об. %, редкие зерна минералов и окатанные обломки пород – 5–10 об. %. Размер флюидных включений не превышает 2–5 мкм. Включений минералов в зернах нет. Пятнистые разности характеризуются присутствием интенсивно гематитизированных участков, в которых зерна кварца корродированы гематит-кварцевым или гематит-кремнистым цементом. Объем цемента переменный: в некоторых случаях количество его увеличивается до 60–65 об. %. Реликтовые зерна интенсивно корродированы, структура в этих местах псевдопорфировая. Редкие минералы представлены окатанными, часто деформированными зернами эпидота, чешуйками слюды (сериицита), редкими зернами циркона и рудных минералов (магнетита и гематита), находящихся обычно в цементе, реже в зернах кварца.

Кварциты горы Аптечной светлые, плотные, массивные породы, тонко-мелкозернистые, иногда со слабо выраженной полосчатостью, местами косой, по-видимому, являющейся реликтовой слоистостью исходной породы. Прослеживается последовательность преобразования песчаника в кварцит, когда отдельные реликтовые зерна исходной породы находятся в мелкозернистой основной ткани, формируя псевдопорфиробластовую структуру. В процессе интенсивного окварцевания порода становится однородной и состоит из преобладающих

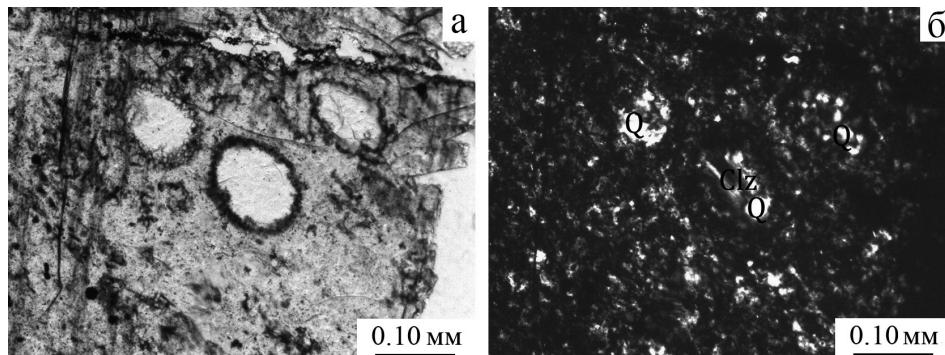


Рис. Кварцевый песчаник: а) реликты радиолярий в кварцевой части брекции; б) выполнение внутренних полостей радиолярий волокнистым халцедоном или кварцем. Фото шлифов: а – без анализатора; б – с анализатором.

мелких зерен новообразованного кварца. В пустотах и полостях содержится переменное количество гематита.

Для оценки температур образования пород были проанализированы флюидные включения в плоскополированных пластинах толщиной 0.5–0.8 мм. Термометрические измерения выполнены в термокамере TMS-600 (Linkam) с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от –196 до +600 °C (Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, аналитик Н.К. Никандрова). Точность измерений составляет ±0.1 °C в интервале температур от –20 до +80 °C и ±1 °C – за пределами этого интервала.

В кварцевых песчаниках и кварцитах присутствуют двухфазные первично-вторичные флюидные включения размером 2–5, редко 10 мкм. Флюидные включения овальной, округлой формы, реже удлиненные, угловатые, образующие ленточные скопления и поля. Газовая вакуоль не превышает 40 % объема включения. Температуры гомогенизации включений из кварца кварцевых песчаников горы Орлова составляют 259–155 °C (n = 25, в жидкую fazу), кварцевых песчаников горы Аптечной – 275–100 °C (n = 19), кварцитов горы Аптечной – 311–153 °C (n = 20).

Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих Si и Fe. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем), иногда гематитом, и присутствие многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников соответствуют стадии диагенеза.

Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко-мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений, чем на горе Орлова, обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Авторы выражают благодарность Н.К. Никандровой за проведение аналитических работ.

Литература

Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К., Лебедев А.С. Геологическое строение, петрография и минералогия месторождения кварцитов Бурал-Сарыдаг (Восточный Саян) // Разведка и охрана недр. 2015. № 7. С. 18–23.

Гаврилова С.П., Успенская Е.А., Градовский И.Ф., Малютин С.А. Силурийский вулканлизм Бардымской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Известия высших учебных заведений «Геология и разведка». 2008. № 3. С. 14–21.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Новые данные по геологии палеозоя Европейского склона Урала. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Штенберг М.В. Блинов И.А., Рыжиков В.М. Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 4. С. 588–597.

Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Игуменцева М.А. Петрографические особенности кварцитов хребта Алабия как возможный источник кварцевого сырья // Разведка и охрана недр. 2017. № 1. С. 19–25.

Кармазин И.Д. Отчет по морфологическому и минералого-петрографическому изучению месторождений кварцитов Урала. Урал НИГРИ. Свердловск, 1935ф. 76 с.

Корекина М.А., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Зайнуллина Р.Т. Монокварциты месторождения Бурал-Сарыдаг как источник для получения высокочистых кварцевых стекол // Минералы: строение, свойства, методы исследования. 2020. № 11. С. 137–138.

Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Составили тему В.В. Шалагинов, В.В. Стефановский) Екатеринбург, 1998.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), принятые IV Уральским стратиграфическим совещанием. Екатеринбург, 1993.

П.А. Ахматова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
natali-kis.kis@mail.ru*

Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов

Алабашского проявления на Среднем Урале

(научный руководитель – д.г.-м.н. А.Ю. Кисин)

Участок Алабашка располагается в северо-западной внутренней части Мурзинского массива на площади хорошо известного Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами, кварц-биотитовыми сланцами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов [Кисин, Коротеев, 2017]. В делювиально-аллювиальных россыпях Нижнеалабашского лога благородный корунд имеет различное происхождение и различные источники, установление которых возможно по типоморфным признакам (внешний вид, химический состав и включения). В связи с этим изучение типоморфных признаков корунда из различных источников необходимо для их использования при производстве поисково-оценочных работ [Ахматова, 2020а, б]. Анализы розовых сапфиров и рубинов выполнены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Н.С. Чебыкин). Химический состав рубинов и минеральных включений в них изучался с помощью СЭМ JeolJSM-6390LV с ЭДС X-Max фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, и эмиссионном токе 85 мкА, рабочее расстояние 10 мм.

Рубины, встречающиеся в амфиболитах, можно разделить на две основные группы, различные по интенсивности окраски, прозрачности и включениям. Для первой группы характерна зональная окраска от ярко-розового до малиново-красного цвета, низкая прозрачность, обусловленная большим количеством включений паргасита и герцинита размером до 1 мм (рис. 1). В подавляющем большинстве зерен красным цветом окрашена именно центральная часть.

Во второй группе розовые сапфиры ярко-розового цвета с фиолетовым оттенком, розово-сиреневого, иногда почти серо-розового цвета. Часто не имеют включений, замутнены по причине сильной трещиноватости. Для обеих групп форма кристаллов неправильная, таблитчатая, с плохо выраженным гранями и закругленными ребрами. Редко развиты грани пинакоида. Характерна сильная кавернозность, что объясняется их скелетным, футлярным ростом. Также одним из основных дефектов рубина из амфиболитов являются трещины отдельности, образовавшиеся в результате механических деформаций. В длинноволновом ультрафиолетовом свете рубины хорошо люминесцируют ярко-красным цветом [Ахматова, 2020а, б].

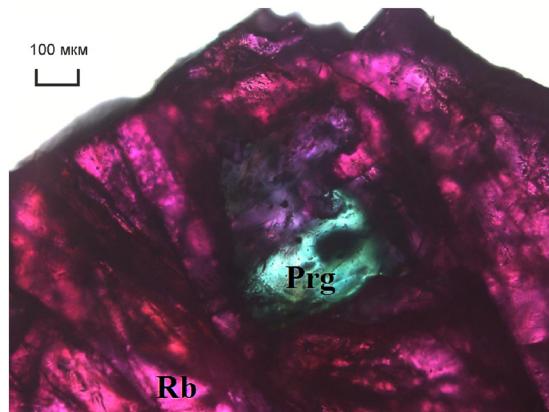


Рис. 1. Зерно рубина из амфиболита с включением Cr-паргасита.

Кристаллы первой группы являются наиболее интересными, т. к. часто обладают шелковистым отливом, что может дать эффект астеризма на камнях, обработанных в форме выпуклого кабошона. В ярко-красном рубине из амфиболита были обнаружены игольчатые включения рутила, ориентированные в трех плоскостях, что дает шелковистый отлив.

Центральная часть кристаллов обогащена Cr сильнее, чем краевая (рис. 2). В кристаллах розового сапфира из амфиболитов содержание Cr в центральной части зерна выше в пять раз, чем его содержание в краевой части. В розовых сапфирах из амфиболитов содержание Cr варьирует от 0.97 до 5.58 мас. % (табл. 1). Анализы №№ 4, 7, 10, 11, 15, отличающиеся от общей тенденции, подтверждают наличие зональной окраски кристаллов рубина и розовых сапфиров.

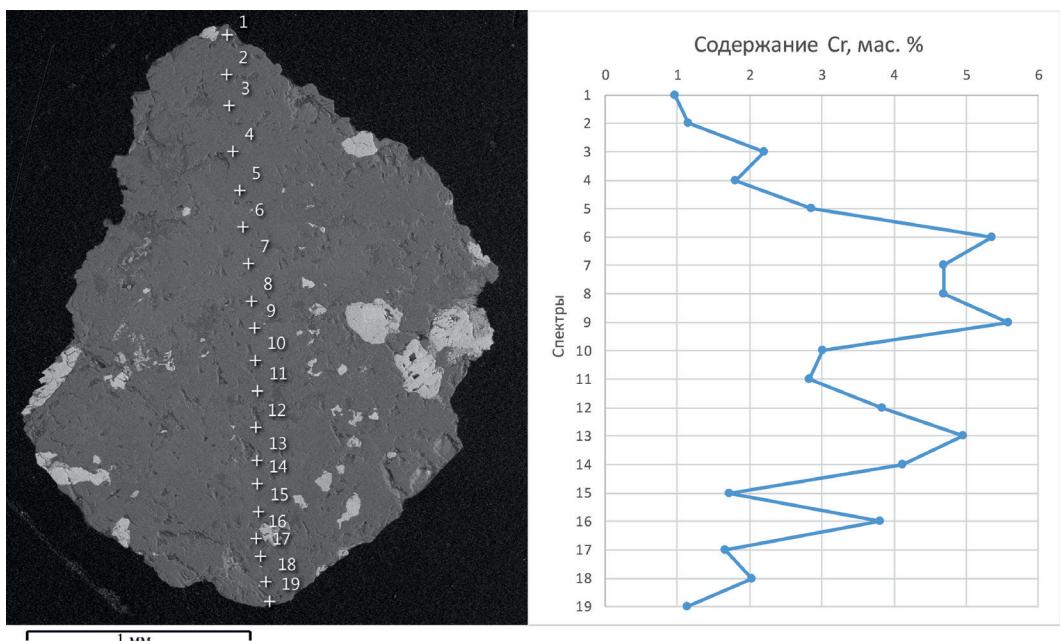


Рис. 2. Электронное изображение зонального рубина и точки анализов, справа график распределения Cr в рубине.

Таблица 1

Химический состав зонального кристалла рубина из амфиболита (мас. %)

| № анализа | O | Al | Cr |
|-----------|-------|-------|------|
| 1 | 46.85 | 52.18 | 0.97 |
| 2 | 46.81 | 52.04 | 1.15 |
| 3 | 46.57 | 51.22 | 2.21 |
| 4 | 46.66 | 51.53 | 1.81 |
| 5 | 46.43 | 50.72 | 2.85 |
| 6 | 45.86 | 48.78 | 5.35 |
| 7 | 46.01 | 49.30 | 4.69 |
| 8 | 46.01 | 49.29 | 4.69 |
| 9 | 45.81 | 48.61 | 5.58 |
| 10 | 46.39 | 50.60 | 3.01 |
| 11 | 46.43 | 50.74 | 2.83 |
| 12 | 46.20 | 49.96 | 3.84 |
| 13 | 45.95 | 49.09 | 4.96 |
| 14 | 46.14 | 49.74 | 4.12 |
| 15 | 46.69 | 51.60 | 1.72 |
| 16 | 46.21 | 49.98 | 3.81 |
| 17 | 46.70 | 51.63 | 1.67 |
| 18 | 46.62 | 51.36 | 2.03 |
| 19 | 46.82 | 52.04 | 1.14 |

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

Таблица 2

Химический состав включений в рубинах из амфиболитов (вес. %)

| Минерал | № обр. | O | Mg | Al | Si | Ca | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Zn | Zr | Hf |
|----------|--------|------|-----|------|------|-----|------|-----|------|-----|------|------|-----|----|
| Пикотит? | 1 | 33.9 | 0.4 | 18.1 | | | | | 20.2 | | 22.5 | 5.0 | | |
| Пикотит? | | 27.0 | 0.8 | 18.3 | | | | 0.3 | 24.3 | 0.4 | 24.8 | 4.0 | | |
| Пикотит? | | 30.9 | 0.8 | 16.6 | | | | 0.3 | 24.7 | | 23.7 | 3.1 | | |
| Пикотит? | | 33.2 | 0.7 | 22.7 | | | | | 14.5 | | 23.4 | 5.6 | | |
| Герцинит | 3 | 40.4 | 4.4 | 29.8 | | | | | 4.4 | 0.3 | 19.7 | 1.0 | | |
| Герцинит | | 40.0 | 7.1 | 33.4 | | | | | 1.3 | | 17.5 | 0.7 | | |
| Герцинит | | 39.4 | 6.5 | 32.3 | | | | | 2.4 | 0.3 | 18.3 | 0.7 | | |
| Пикотит? | 4 | 36.5 | 2.5 | 23.3 | | | | | 12.8 | | 22.7 | 2.2 | | |
| Циркон | | 32.5 | | | | | | | | | | 66.3 | 1.1 | |
| Циркон | | 32.2 | | | | | | | 1.0 | | | 65.5 | 1.3 | |
| Амфибол | | 44.0 | | 19.9 | 14.8 | 6.1 | | | | | 15.2 | | | |
| Рутил | 11 | 43.4 | | 0.3 | | | 55.4 | | 1.0 | | | | | |

Примечание. Пустая ячейка – содержание ниже предела обнаружения.

Для рубинов из амфиболита характерны относительно крупные включения темно-бурой непрозрачной шпинели (пикотит? и герцинит). Наблюдаются срастания корунда с тремолитом и паргаситом. Реже в рубине встречаются включения мусковита и адуляра. Отмечены мелкие кристаллики циркона и монацита (табл. 2).

В рубинах из амфиболитов распространены включения хромшпинелида (пикотит?) с содержанием Cr до 24.8 мас. %, примесью Zn, не превышающей 5.6 мас. %, и Mn до 0.4 мас. %. Также в рубинах из амфиболитов встречаются включения герцинита с содержанием Fe до

19.7 мас. %, с примесью Mg до 7.1 мас. %, Cr до 4.4 мас. %, Zn до 1.0 мас. % и Mn до 0.3 мас. %. В цирконе примесь Hf не превышает 1.3 мас. %. Монацит содержит (в порядке убывания) Ce (34.6 мас. %), La (19.6 мас. %), Nd (10.8 мас. %), Th (до 4.8 мас. %).

Таким образом, проведенные исследования показали, что рубины из первой группы характеризуются более высокими геммологическими качествами: кристаллы имеют насыщенную темно-красную окраску типа «голубиная кровь», часто зональную, наиболее яркую в центральной части. Зональная окраска обусловлена неравномерным распределением хрома.

Работа выполнена в рамках государственного задания № AAAA-A18-118052590028-9.

Литература

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

Ахматова Л.А. Типизация рубинов и розовых сапфиров из мраморов Нижнеалабашского проявления (Средний Урал) // Ежегодник-19. Тр. ИГГ УрО РАН, 2020а. Вып. 167. С. 111–114.

Ахматова Л.А. Типоморфизм рубинов и розовых сапфиров Нижнеалабашского участка // Уральская минералогическая школа-2020. Екатеринбург, 2020б. С. 13–14.

E.С. Карасева¹, В.В. Мурзин¹, А.Ю. Кисин^{1,2}

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
lizavetakarasyova@outlook.com*

² – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал)

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маукским (СМР) и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем.

Месторождение приурочено к Коркодинскому гипербазитовому массиву, протяженностью около 12 км при ширине до 2 км. Ориентировка месторождения север-северо-западная, согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР. Геология месторождения обусловлена декомпрессионным разуплотнением массива ультраосновных пород и син-декомпрессионным многостадийным минералообразованием. Признаки структурного контроля не установлены. Демантоидная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и клинопироксенитам. Минерализованные зоны с демантоидом сложены клинохризотилом, лизардитом, магнетитом, карбонатом и, вероятно, образуют рудные столбы [Кисин и др., 2020]. Существует проблема определения признаков демантоидной минерализации при поисках и разведке месторождения.

В карьере Полдневского месторождения в ассоциации с демантоидом иногда встречаются желваки, сложенные рудными минералами. Желваки имеют округлую, слегка вытянутую форму, такую же, как и у агрегатов демантоида (рис. 1). Размеры желваков до 5 см по наибольшему измерению. Вмещающие жильные минералы представлены серпентином (по данным термического и рентгенофазового анализа – клинохризотилом или лизардитом), перемежающимся с тонкими линзами шестоватого кальцита и крупными овальными зернами магнетита.



Рис. 1. Демантоид и рудный желвак в жильной массе Полдневского месторождения.

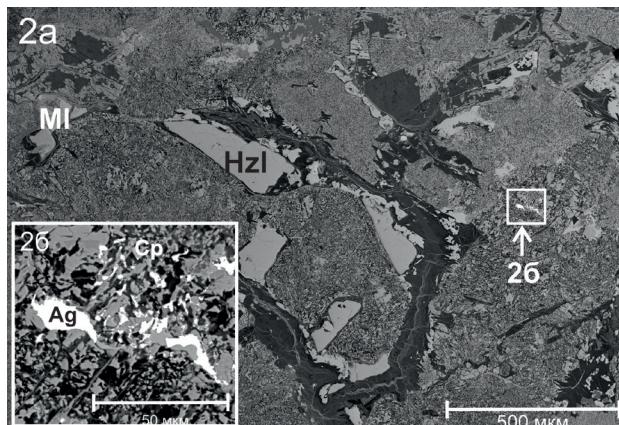


Рис. 2. Рудные минералы в составе желвака: а) вкрапленность миллерита (MI) и хизлевудита (Hzl); б) самородное серебро (Ag) в куприте (Cp).

СЭМ фото.

Оптическими методами и с помощью СЭМ 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в составе желваков диагностированы куприт, самородная медь, хизлевудит, пентландит, миллерит (рис. 2а). В одном желваке встречено самородное серебро (рис. 2б). Химический состав рудных минералов приведен в таблице.

Таблица
Химический состав минералов (мас. %)

| № анализа | S | Cr | Fe | Co | Ni | Cu | Ag | Hg | Минерал |
|-----------|-------|------|-------|------|-------|--------|-------|------|--------------------|
| 1 | 39.43 | — | — | — | 60.57 | — | — | — | Хизлевудит |
| 2 | 47.21 | — | — | — | 46.86 | 5.94 | — | — | Миллерит |
| 3 | — | 0.47 | — | — | 1.02 | 0.98 | 95.77 | 1.76 | Самородное серебро |
| 4 | — | — | 0.69 | — | 1.34 | 97.97 | — | — | Куприт |
| 5 | 47.72 | — | 23.38 | 1.03 | 26.97 | 0.90 | — | — | Пентландит |
| 6 | — | — | — | — | — | 100.00 | — | — | Самородная медь |

Примечание. Химический состав нормирован на 100 %.

Зональность в строении желваков не наблюдается. Границы желваков извилистые. Из рудных минералов в составе желваков преобладает мелкозернистый куприт. Также присутствуют миаролы, стенки которых инкрустированы крупными кристаллами куприта. Самородная медь обычно представлена крупными или мелкими зернами в массе куприта; форма извилистая или параллельно-шестоватая. Примеси в составе самородной меди не установлены. Зерна самородного серебра и иногда их скопления локализуются в тонкозернистом пористом агрегате куприта, хизлевудита, миллерита и других минералов (рис. 2б). В составе серебра установлены примеси Hg, Ni, Cu и Cr (таблица). Из гипергенных минералов отмечается ма-лахит в виде радиально-лучистых агрегатов, а также водные соединения Cu и Ni, окрашивающие карбонаты и лизардит в бирюзовый или желто-зеленый цвет.

Рудные желваки вне ассоциации с демантоидом на Пoldневском месторождении не известны, что позволяет предполагать их парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Работа выполнена в рамках государственного задания № AAAA-A18-118052590028-9.

Литература

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Пoldневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64–73.

A.P. Богданова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
ugulor96@mail.ru*

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал) (научный руководитель – к.г.-м.н. Н.В. Вахрушева)

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (полосчатый) комплекс развит вдоль южного контакта массива Рай-Из (Полярный Урал) на отрезке, отсекаемом долинами рек Макар-Рузь и Енга-Ю. В плане породы массива образуют линзовидный блок длиной до 7 км и шириной 1.5–2.0 км [Строение..., 1990]. Ультрабазитовый массив Рай-Из привлекает внимание геологов с 1932 г. [Заварицкий, 1932], однако до сих пор на происхождение полосчатого комплекса нет единой точки зрения. Наиболее аргументированными гипотезами являются кумулятивная (магматическая) [Колман, 1979] и реакционная (метаморфическая, метасоматическая) [Заварицкий, 1932; Добрецов и др., 1977; Ефимов, 1984; Варлаков, 1996]. Имеются разногласия и при отнесении пород данного комплекса в состав единой палеозойской офиолитовой ассоциации [Шмелев, Мон, 2013; Вахрушева и др., 2017].

С учетом неоднородного внутреннего строения и различий в вещественном составе в комплексе выделяют структурные области (с севера на юг): фронтальную и тыловую. Фронтальная область располагается в ближайшем окружении массива ультрабазитов. В ее строении участают дуниты, верлиты, клинопироксениты и метабазиты, представленные апо-габбровыми амфиболитами, с образованием полосчатости. Тыловая область, расположенная южнее, примыкает к контакту с габброидами южного обрамления [Строение..., 1990; Шмелев, Мон, 2013].

В рамках настоящей работы изучен РЗЭ состав дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габброидов комплекса. Дуниты подвержены серпентинизации (до 30–50 %). Аксессорный хромшпинелид равномерно рассеян по породе. Верлит сложен серпентинизированным оливином (50–55 %) и ксеноморфным клинопироксеном (30–35 %). Аксессорные минералы – хромшпинелид, замещаемый по периферии зерен хлоритом, магнетит, халькопирит. Оливиновый клинопироксенит имеет промежуточный состав между верлитами и клинопироксенитами и характеризуется превалирующим содержанием клинопироксена (70–75 %) над оливином (10–15 %). По клинопироксену развивается амфибол актинолит-тремолитового ряда. Амфиболизация подвержено 10–15 % породы. Среди акссесорных минералов диагностирован магнетит. Клинопироксен сложен амфиболизированным диопсидом. Помимо амфибала, в породе присутствует хлорит и серпентин. Аксессорные минералы представлены магнетитом и хромшпинелидом. Габбро-амфиболиты сложены амфиболом (магнезиогорнблендитом) и частично или полностью соссюритизированным плагиоклазом (битовником). Соотношения плагиоклаза и амфибала в породе варьируют, содержание второго достигает 70–75 %. Амфиболизированное габбро отличается от габбро-амфиболитов присутствием реликтов клинопироксена (15–20 %). Аксессорные минералы – магнетит, халькопирит, пирит.

Изучение распределения петрогенных оксидов и РЗЭ позволило установить особенности и закономерности их распределения среди пород комплекса. На классификационной TAS диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ фигуративные точки составов ультрабазитов соответствуют низко-щелочному ряду, а составы габбро-амфиболитов отвечают нормально-щелочному ряду, исключая амфиболизированное габбро пониженной щелочности. Рассматриваемые породы охватывают интервал SiO_2 от 41.15 до 53.7 мас. %. В габброидах закономерно повышаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в ряду амфиболизированное габбро – габбро-амфиболит: 8.57–18.83, 0.48–0.65 и 0.92–2.8 мас. %, соответственно. В ряду дунит – верлит – оливиновый клинопироксенит – клинопироксенит увеличивается содержание TiO_2 от 0.03 до 0.17 мас. %.

Клинопироксены из оливинового клинопироксена соответствуют диопсиду с железистостью $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100$ 6.5–7.9 и содержанием Al_2O_3 0.5–0.7 мас. %. Клинопироксены из клинопироксенитов также представлены диопсидом с железистостью 5.8–8.5. Содержание глинозема колеблется от 0.6 до 2.24 мас. %. Для изученных клинопироксенов характерны крайне низкие содержания TiO_2 (0–0.19 мас. %). Концентрация Cr_2O_3 не превышает 0.5 мас. %. Содержания Al_2O_3 и железистость клинопироксенов прямо пропорциональны (рис. 1).

Специфической чертой дунитов комплекса является разнообразная конфигурация спектров РЗЭ, а их суммарные содержания существенно ниже (0.92 г/т), чем у остальных пород. Для тренда распределения РЗЭ в верлите характерно преобладание тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 2). Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ составляет 0.5. Суммарное содержание лантаноидов в верлите составляет 1.75 г/т. Характер распределения РЗЭ в оливиновом клинопироксените характеризуется небольшим преобладанием легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}} = 1.06$). От спектров вышеописанных пород его также отличают небольшие минимумы Sm, Lu и более выраженный – Tm. Суммарное содержание лантаноидов составляет 1.79 г/т. Для спектров РЗЭ клинопироксенитов установлена обогащенность средними и тяжелыми РЗЭ. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ составляет 0.62. Уровень накопления РЗЭ в клинопироксените (4.74 г/т) превышает уровень таковых в хондрите C1 и вышеописанных породах комплекса.

В габбро-амфиболитах тренд (рис. 2) характеризуется небольшим положительным наклоном в интервале от La до Nd, перетекающим в пологий на интервале от Gd до Lu, ссложнением в виде Eu аномалии. Значения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ в породах с относительно низким содержанием плагиоклаза составляют 0.43–0.73. В породе с преобладающим количеством плагиоклаза тренд приобретает отрицательный наклон в области легких элементов, изменяя свое

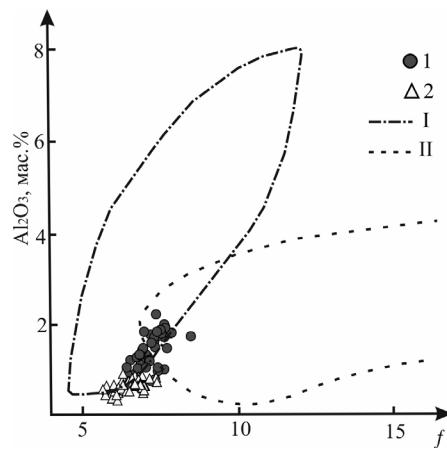


Рис. 1. Диаграмма $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) * 100 - \text{Al}_2\text{O}_3$ для клинопироксенов из клинопироксенитов (1) и оливиновых клинопироксенитов (2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

Поля составов клинопироксенов [Лазько, 1988]: I – ультрабазитового комплекса офиолитов; II – габброидного комплекса офиолитов.

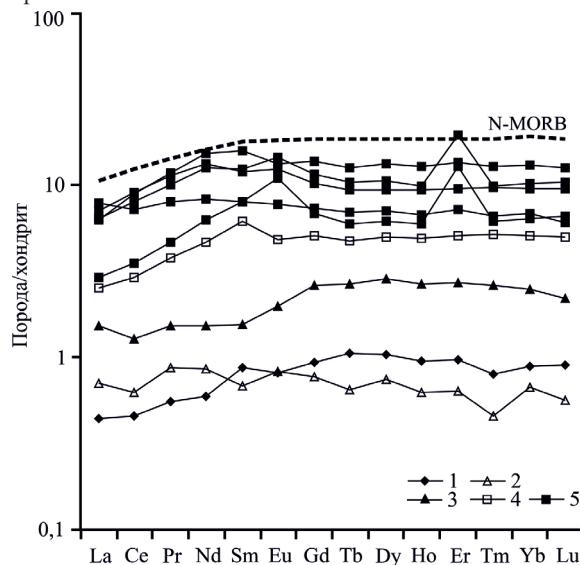


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

1 – верлит; 2 – оливиновый клинопироксенит; 3 – клинопироксенит; 4 – амфиболизированное габбро; 5 – габбро-амфиболит. N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального состава [Sun, McDonough, 1989]. Значения элементов нормированы к составу хондрита C1 согласно [Sun, McDonough, 1989].

направление в интервале от Gd до Lu. Отношение $(\text{La/Yb})_n$ при этом составляет 1.24. Суммарное содержание РЗЭ в габбро-амфиболитах колеблется в пределах 14.09–30.01 г/т. Тренд распределения РЗЭ в амфиболизированном габбро подобен таковому в габбро-амфиболитах с пониженным суммарным количеством РЗЭ (10.57 г/т). Значение $(\text{La/Yb})_n$ составляет 0.49. Следует отметить, что главным концентратором РЗЭ в данном образце является клинопирок-

сен, количественное содержание которого превалирует над амфиболом и полностью сассюритизированным плагиоклазом.

Основным накопителем лантаноидов в верлитах, оливиновых клинопироксенитах и клинопироксенитах является пироксен, в результате чего содержание РЗЭ прямо зависит от его количества в породе. Поле составов пироксенов из клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов на бинарной диаграмме $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \cdot 100 - \text{Al}_2\text{O}_3$ соответствует областям составов клинопироксенов из офиолитовых ассоциаций (рис. 1). Конфигурация типа спектров в габброидах варьирует в зависимости от содержания минералов-концентраторов, а именно, амфибала и плагиоклаза. В структуре амфибала концентрируется большая часть средних и тяжелых РЗЭ, а в структуре плагиоклаза – легких, включая Eu. Общий уровень накопления РЗЭ в габброидах более низкий по сравнению с уровнем в базальтах типа N-MORB.

Изученные породы могут быть разделены на три группы, характеризующиеся закономерным изменением содержаний РЗЭ и конфигурацией их спектров. Самыми обедненными РЗЭ являются дуниты; верлиты и клинопироксениты занимают медианное положение между дунитами и габбро. Наиболее обогащены лантаноидами габброиды. Более высокий уровень накопления РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах по сравнению с дунитами и более низкий в сравнении с габброидами дает основание считать эти породы результатом взаимодействия габброидов на ультрамафитовые реститы. В работе [Леснов, 2007] генезис клинопироксенитов и верлитов рассматривается как результат магматометасоматического взаимодействия базальтоидных расплавов с ультрамафитовыми реститами. Для предложенной модели РЗЭ состав образованных в результате реакции пород определяется пропорциями смешения де-плетированного вещества ультрамафитовых реститов и обогащенных лантаноидами базальтоидных расплавов. Таким образом, вышеизложенный материал согласуется с реакционной гипотезой формирования комплекса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № AAAA-A18-118052590032-6.

Литература

- Варлаков А.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 178 с.
- Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.
- Заварницкий А.Н. Перidotитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: ОНТИ, 1932. 221 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Лазько Е.Е. Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 424–441.
- Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
- Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. Р. 313–345.

О.Г. Резникова, С.А. Блинова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

blinovasvetlana200@yandex.ru

Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область

Настоящее исследование посвящено уточнению структурно-текстурных особенностей и химического состава доломитов Данковского месторождения, Воронежская область, и выявлению технологических условий, соответствующих требованиям к качеству доломитов продуктивных толщ.

Данковское месторождение доломитов расположено в центральной части Восточно-Европейской платформы в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу реки Дон. Месторождение является крупнейшим в России с разведанными балансовыми запасами 628 млн т [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов 0.5–25.0 м. В плавском горизонте выделяются две толщи: тургеневская и кудеяровская. В пределах каждой толщи, в свою очередь, выделяется ряд пачек, соответствующих определенным микрозапасам аридного литогенеза [Окороков, 1998]. Залегание доломитов горизонтальное. Подошва полезной толщи относительно ровная, кровля часто эрозионно-карстовая. Мощность полезной толщи в среднем по месторождению составляет 20–22 метра.

Доломиты составляют около 15 % от всего объема фаменских отложений и тяготеют к верхам яруса. Они разделяются по составу, структурным и текстурным особенностям. Выделяются микрозернистые, биоморфные и обломочные доломиты, доломитовая мука и дедоломиты (образованные при постседиментационных процессах).

Первично осадочные микрозернистые доломиты составляют 47 % всех доломитов и прослеживаются на значительных площадях. Среди них выделяются массивные, полосчатые и оолитовые доломиты протогенного происхождения. Биоморфные доломиты представлены ракушняковыми, органогенно-обломочными и строматолитовыми разностями. Обломочные доломиты составляют около 9 % от объема доломитовых пород. Они представлены доломитовыми брекчиями, доломитовыми конгломератами и песчанико-гравелитами, образовавшимися в пляжевой зоне. Доломитовая мука и дедоломиты образуются по известково-доломитовым породам при выщелачивании из них кальцита по зонам трещиноватости. Кристаллизационные изменения выражаются в заполнении кальцитом или доломитом пустот в первично пористом осадке, либо в перекристаллизации микрозернистого карбонатного вещества. К трещинным зонам на месторождении приурочены линзы песка и глины [Окороков, Савко, 1998].

Месторождение условно разделено на четыре участка: Центральный, Бигильдинский, Западно-Золотухинский и Золотухинский. Для исследования в карьере Центральный отобрано восемь образцов доломита по пачкам. Точки отбора проб соответствуют отрабатываемым предприятием блокам: горизонт +152 – озерская толща, горизонт +142 – кудеяровская и горизонт +132 – тургеневская толща.

Озерская толща. Образец № 1 (пачка Os₂) представлен доломитом светло-серого цвета с бледно-оранжевыми прослойками. Структура тонкозернистая, текстура слоистая, мощность слойков 2–5 мм, наблюдается миллиметровый слой тонкораспыленного органического вещества. В шлифе отмечаются зерна перекристаллизованного карбоната (рис. 1а). Образец № 2 (пачка Os₁) представлен доломитом серо-бежевого цвета массивной текстуры, пористый, структура мелкозернистая.

Кудеяровская толща. Образец № 3 (пачка Kd₅) представлен доломитом светло-серого до серого цвета с серовато-желтыми пятнами. Структура тонкозернистая, текстура пятнистая, кавернозная (каверны от 0.5 до 2 см заполнены доломитовой мукой). Карбонатное вещество перекристаллизовано. Доломит в образце № 4 (пачка Kd₄) темно-серый с пятнами светло-желтого до оранжевого цвета. Структура основной массы тонкозернистая, текстура пятнистая. Имеются гнезда кальцита (4–5 см), зоны вторичной кристаллизации карбонатов (рис. 1б) с небольшим количеством распыленного органического вещества. Образец № 5 (пачка Kd₃) представлен доломитом с основной массой светло-серого цвета, «подошва» образца светло-желтая. Структура тонкозернистая, текстура слоистая (основная масса и прослои тонкораспыленного темного органического вещества). Линза кремня 1.5 × 10 см. Мелкораскристаллизованный карбонат, отмечается слоистость. Тонкозернистые карбонаты сменяются доломитами с примесью глинистого вещества в цементе. Видна трещина, залеченная халцедоном (рис. 1в).

Тургеневская толща. Образец № 6 (пачка Tr₉) представлен доломитом желтого цвета, с прослоями темно-оранжевого цвета и темно-серым органическим веществом. Структура тонкозернистая. Текстура массивная. Окремнельные мелкие органические остатки, ожелезненные прослои. Фаунистические остатки – остракоды, очень пористая порода, пустоты заполнены халцедоном (рис. 1г). Основная масса доломита в образце № 7 (пачка Tr₈) имеет светло-серый цвет, с прослоями желтого цвета и оранжевым пятном. Структура в нижней части тонкозернистая, в верхней части – органогенная дегритовая, грубозернистая. Текстура слоистая биогенная; слои мощностью 0.5 мм маркированы тонкораспыленным органическим веществом. Фаунистические остатки – остракоды, головоногие, серпулы – ориентированы по слоистости. Раковины частично замещены опалом (рис. 1д). Образец № 8 (пачка Tr₇) представлен перекристаллизованным доломитом серого, коричневато-серого, светло-серого цвета с прожилками кальцита белого и кремового цвета. Структура псаммитовая, от средне- до крупнозернистой, текстура деформационная (рис. 1е).

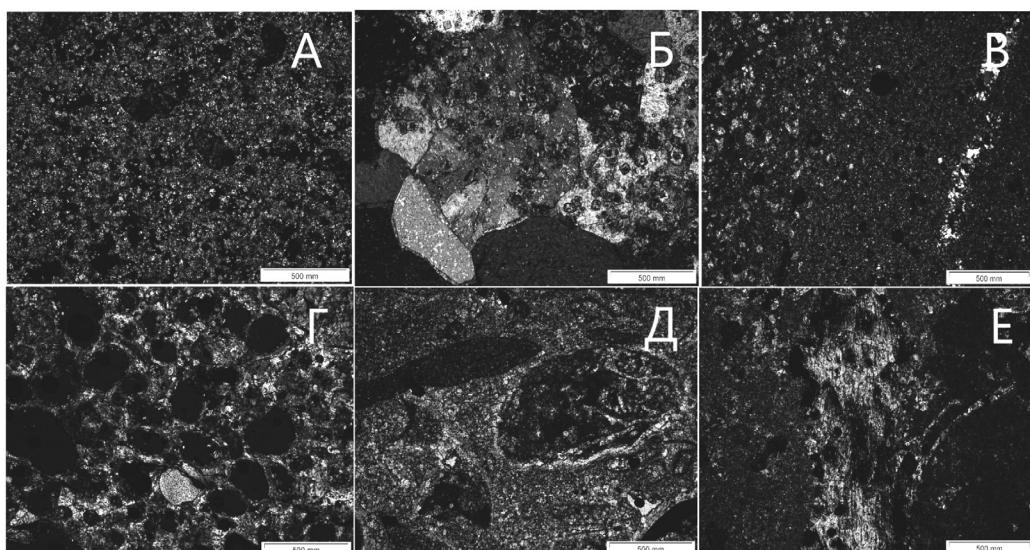


Рис. 1. Разновидности доломитов Данковского месторождения: а) зерна перекристаллизованного карбоната, обр. 1; б) зона вторичной кристаллизации карбонатов, обр. 4; в) жилка халцедона в раскристаллизованной карбонатной массе, обр. 5; г) заполнение пустот породы халцедоном, обр. 6; д) раковины остракод, обр. 7; е) перекристаллизованный карбонат, обр. 8.

Поляризационный микроскоп Olimpus BX51, прозрачный шлиф, николи скрещены.

Таблица

Химический состав доломитов Данковского месторождения (мас. %)

| Толща | Пачка | Мощность, м | CaO | MgO | SiO ₂ | R ₂ O ₃ |
|--------------|---------|-------------|-------|-------|------------------|-------------------------------|
| Озерская | II | 4.0–9.4 | 30.32 | 19.56 | 4.54 | 0.84 |
| | I | 3.4–7.0 | 41.75 | 10.85 | 2.81 | 0.96 |
| | Среднее | | 36.04 | 15.21 | 3.68 | 0.90 |
| Кудеяровская | V | 2.0–3.3 | 33.20 | 17.96 | 2.84 | 1.00 |
| | IV | 1.0–3.8 | 32.97 | 18.26 | 1.27 | 0.94 |
| | III | 1.2–4.5 | 31.81 | 19.70 | 0.73 | 0.52 |
| | Среднее | | 32.66 | 18.64 | 1.61 | 0.82 |
| Тургеневская | IX | 1.0–2.3 | 31.80 | 17.55 | 4.87 | 2.44 |
| | IIХ | 1.4–4.6 | 32.50 | 19.14 | 1.93 | 1.0 |
| | VII | 1.4–5.0 | 32.65 | 18.92 | 0.81 | 0.78 |
| | Среднее | | 32.32 | 18.54 | 2.54 | 1.41 |

Ведущим признаком определения геолого-промышленного типа месторождений является качество пород. Доломиты ограничены строгими показателями по качеству сырья. Требования для марки ДК-3 (конвертерные доломиты): MgO – не менее 18.5 %, CaO – не более 33.0 %, SiO₂ – не более 2.6 %, R₂O₃ – не более 1.0 % (в состав R₂O₃ входит сумма оксидов Fe и Al) [Ефимов, 2008]. Повышенные содержания SiO₂, R₂O₃ и нерастворимого остатка ухудшают качество сырья. Для установления качества изучаемых доломитов их химический состав проанализирован титриметрическим методом (табл.). Для химического анализа пробы были издроблены в щековой дробилке ЩД10 до размера 10 мм, затем проводилось проверочное грохочение на сите 10 × 10 мм. Проба перемешивалась и просушивалась в сушильном шкафу LOIP LF. Методом квартования вес пробы уменьшался до 0.5 кг, затем проба истиралась на дисковом истирателе ИДА-175, перемешивалась и проходила грохочение на сите 0.063 мм.

Для химического анализа из подготовленной пробы выделялась навеска массой не менее 50 г. Метод измерения массовых долей Ca и Mg основан на прямом комплексонометрическом титровании ионов раствором трилона Б с индикатором кислотным хром-темно-синим. Ма-

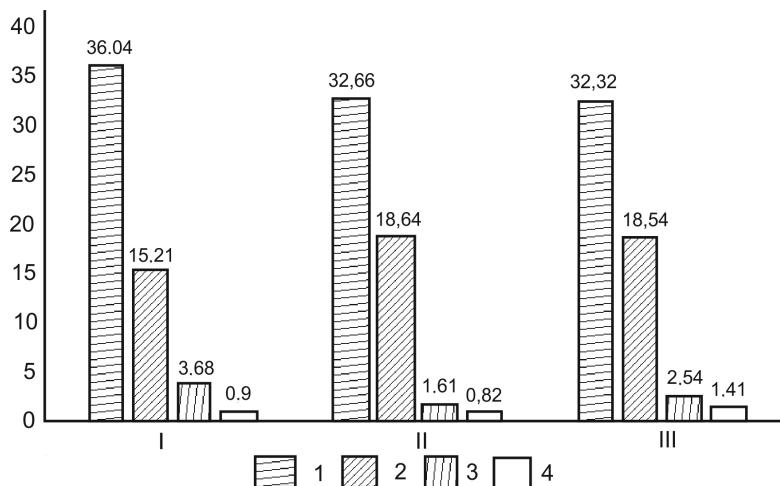


Рис. 2. Диаграмма состава доломитов Данковского месторождения.

Толщи: I – озерская, II – кудеяровская, III – тургеневская. Содержания: 1 – CaO, 2 – MgO, 3 – SiO₄, 4 – R₂O₃.

совую долю одного оксида вычисляют по разности суммарной массовой доли оксидов Ca и Mg и массовой доли одного из оксидов. Метод измерения массовой доли нерастворимого остатка основан на выделении нерастворимого остатка после обработки навески доломита соляной кислотой, его прокаливают при температуре 950 °C и взвешивают.

Данные таблицы представлены на диаграмме (рис. 2). На диаграмме видна прямая зависимость между содержаниями оксидов Ca и Mg. Содержания вредных примесей в доломитах (SiO_2 и R_2O_3) не настолько линейно зависимы от содержания оксидов Ca и Mg.

Таким образом, основываясь на технологических требованиях к доломитам марки ДК-3, наиболее продуктивной толщой для добычи полезного ископаемого является кудяровская, т. к. в ней наибольшее содержание Mg и наименьшее вредных примесей. Химический состав тургеневской толщи не удовлетворяет кондициям из-за высокого содержания вредных примесей за исключением образцов 6 и 7 с доломитами высокого качества, соответствующими техническим требованиям и имеющими допустимое количество вредных примесей. Озерская толща непригодна для добычи конвертерных доломитов из-за превышения практически всех допустимых параметров.

Литература

Ефимов В.А. Регламент технологического процесса переработки доломита на технологической линии ЦКД. Данков: АО «Доломит», 2008. 19 с.

Окороков В.А. Литология карбонатных отложений фаменского яруса Воронежской антеклизы // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1998. 36 с.

Окороков В.А., Савко А.Д. Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: ВГУ, 1998. 124 с.

Сычева В.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Вып. 71: Доломит для металлургии. М.: Росгеолфонд, 2018. 55 с.

М.С. Глухов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань
gluhov.mixail2015@yandex.ru

Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород (научный руководитель – д.г.-м.н. Р.Х. Сунгатуллин)

Обнаружение магнитных микросферул (ММ) в древних осадочных породах является общизвестным фактом. Подобные объекты несут информацию о составе космических тел, процессах внеземного минералообразования, влиянии космического вещества на геологические процессы, климат и развитие жизни на Земле, а также о природных земных и техногенных процессах минералообразования. Строение и состав ММ космического, вулканогенного и техногенного происхождений часто имеют общие признаки, что осложняет их диагностику.

В настоящей работе собраны данные о строении и составе 400 ММ из осадочных отложений европейской части России. Объектами изучения стали пермские эвапориты (калийно-магниевые соли Калининградско-Гданьского и Верхнекамского соленосных бассейнов, эвапориты Камско-Устьинского и Баймата месторождений гипса), каменноугольные терригенно-карбонатные породы (скважины Усть-Черемшанского прогиба Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины, разрез Усолка в Предуральском прогибе) и голоценовый болотный торф (Обуховское болото, Ярославская область).

Цель работы – выявление диагностических признаков космогенного происхождения ММ в осадочных породах. Задачи исследования: подбор комплекса прецизионных методов для изучения строения и состава ММ из осадочных пород; сравнение полученных данных с ММ техногенного и вулканического происхождения. Основные методы, которые применялись для исследования ММ в данной работе: оптическая микроскопия, рентгеновская компьютерная томография (РКТ), рамановская спектроскопия (РС), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энергодисперсионной спектрометрией (ЭДС). Точность измерения (ЭДС) 0.1–1 % (КФУ, оператор Б.М. Галиуллин).

Для пробоподготовки ММ к прецизионным исследованиям использовался бинокулярный микроскоп. ММ представляют собой черные шарики, обладающие металлическим блеском с гладкой или матовой шероховатой поверхностью. С помощью РКТ изучалось распределение рентгеноплотного вещества сферичной и глобулярной формы внутри породы. Полученные результаты подтверждают присутствие природных ММ в осадочных породах, что опровергает возможность их техногенного происхождения за счет загрязнения образцов в ходе лабораторной подготовки.

Применение СЭМ и РКТ позволило изучить поверхностное и внутреннее строение ММ. Практически все ММ обладают сферичной и очень редко (4 %) каплевидной формой; их размеры составляют 5–330 мкм. Текстурная поверхность ММ разнообразна: дендритная, скелетная, перьевидная, чешуйчатая, блочно-мозаичная. Поверхность каплевидных частиц обладает дендритной и скелетной текстурой. На поверхности и во внутренней части встречаются кристаллы с гранями октаэдра, усеченного октаэдра, кубооктаэдра и ромбододекаэдра. По результатам РКТ внутри ММ имеются крупные субсферические полости или небольшие пустоты неправильной формы. Преимущественно отсутствует дифференциация вещества от центра к периферии ММ.

Среди изученных автором 171 ММ техногенного [Сокол и др., 2001; Zhang et al., 2014; Глухов, 2019; Макаров и др., 2020] и 76 ММ вулканогенного [Рычагов и др., 1996; Гребенников и др., 2012; Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., 2019] происхождений также встречаются дендритные, скелетные и блочно-мозаичные текстуры. Однако форма этих ММ преимущественно глобулярная (а не сферичная); для них характерны повышенная пористость (особенно в техногенных объектах) и наличие дифференциации вещества внутри глобулы, что отличает их от изученных нами объектов в осадочных породах.

Диаметр ММ разного генезиса существенно отличается (табл. 1). Так, среди ММ из осадочных пород наиболее часто встречается диаметр до 10 мкм (около 40 %), количество ММ размером 10–50 мкм составляет 42 %. Подобное логнормальное распределение ММ по диаметру характерно для ММ из района падения Сихотэ-Алиньского метеорита [Krinov, 1964].

Для исследования минерального состава ММ с помощью поляризационного микроскопа изготавливались полированные препараты. Полированные ММ имеют однородную поверх-

Таблица 1
Распределение ММ по диаметру

| ММ | Диаметр, мкм | | | | | | | | |
|----------------------------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|---------|------|
| | 0–10 | 10–20 | 20–30 | 30–50 | 50–80 | 80–100 | 100–150 | 150–200 | >300 |
| | Частота встречаемости, % | | | | | | | | |
| Из осадочных пород | 37 | 16 | 12 | 14 | 3 | 4 | 9 | 4 | 1 |
| Из техногенных образований | 1 | 5 | 8 | 13 | 32 | 15 | 14 | 8 | 4 |
| Из вулканических пород | 3 | 5 | 7 | 4 | 0 | 2 | 10 | 16 | 53 |

Таблица 2

Химический состав ММ различного происхождения

| Оксид | n ₁ | n ₂ | n ₃ | Min ₁ –max ₁ | Min ₂ –max ₂ | Min ₃ –max ₃ | $\bar{X}\bar{X}_1$ | $\bar{X}\bar{X}_2$ | $\bar{X}\bar{X}_3$ | δ^2_1 | δ^2_2 | δ^2_3 |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|
| | | | | мас. % | | | | | | | | |
| FeO | 400 | 76 | 171 | 60.4–100 | 3.8–99.0 | 12.9–100 | 96.3 | 63.8 | 73.6 | 14.9 | 950 | 277 |
| Al ₂ O ₃ | 203 | 65 | 170 | 0.1–12.9 | 0–32.1 | 0.4–28.0 | 1.7 | 4.0 | 4.4 | 4.2 | 24.4 | 17.9 |
| SiO ₂ | 284 | 66 | 166 | 0.1–34.6 | 0.7–81.9 | 0.1–81.9 | 2.1 | 17.2 | 11.3 | 11.8 | 230 | 152 |
| Cr ₂ O ₃ | 61 | 3 | 2 | 0.2–14.6 | 0.1–0.4 | 0.9–7.0 | 1.3 | 0.2 | 3.9 | 3.5 | 0.03 | 18.6 |
| NiO | 106 | 2 | 37 | 0.1–2.5 | 0.1–0.3 | 0.1–2.1 | 1.6 | 0.2 | 1.1 | 0.2 | 0.04 | 0.4 |
| TiO ₂ | 27 | 37 | 66 | 0.1–4.7 | 0.1–56.1 | 0.1–8.0 | 1.2 | 21.8 | 0.4 | 1.0 | 332 | 1.0 |
| MgO | 55 | 22 | 119 | 0.1–4.5 | 0.1–6.1 | 0.1–15.9 | 0.8 | 2.7 | 3.0 | 0.6 | 3.8 | 10.3 |
| MnO | 137 | 59 | 118 | 0.1–4.3 | 0.1–16.1 | 0.1–4.9 | 0.9 | 3.9 | 1.3 | 0.4 | 23.8 | 0.9 |
| CaO | 67 | 21 | 118 | 0.1–5.0 | 0.1–14.1 | 0.1–29.2 | 0.9 | 4.3 | 3.6 | 1.0 | 19.6 | 34.3 |
| CuO | 7 | 0.0 | 40 | 0.1–10.4 | 0.0 | 0.1–42.6 | 2.6 | 0 | 6.3 | 11.9 | 0.0 | 115 |
| ZnO | 7 | 0.0 | 42 | 0.1–13.3 | 0.0 | 0.2–10.9 | 4.1 | 0 | 3.5 | 28.2 | 0.0 | 9.7 |

Примечание. ММ из: 1 – осадочных пород, 2 – вулканогенных пород, 3 – техногенных образований; все железо как FeO; n – количество; min–max – минимальное и максимальное содержание; $\bar{X}\bar{X}$ – среднее арифметическое; δ^2 – дисперсия.

ность серого, серовато-белого цвета, что в сочетании с магнитными свойствами и цветом поверхности может указывать на магнетит. Данный вывод подтверждается результатами РС. Использование рамановской спектроскопии для минерального картирования показало однородный состав внутренней части, что согласуется с данными оптической микроскопии и томографии [Глухов, 2019].

Химический состав по результатам ЭДС показал, что главным компонентом, слагающим ММ, является FeO (88–100 мас. %). Примеси представлены Al₂O₃, CaO, MgO, NiO, Cr₂O₃, MnO, TiO₂, CuO и ZnO (табл. 2). Любой из перечисленных компонентов-примесей может изоморфно входить в структуру магнетита и образовывать непрерывные ряды твердых растворов феррошпинелей (магнезиоферрит, хромит, якосит и др.). Содержание SiO₂ (табл. 2) указывает на присутствие железистой стеклофазы, однако визуально она не отмечена, кроме редких (<1 %) ММ с гладкой поверхностью. Кристаллы магнетита и феррошпинелей на поверхности не были обнаружены, а малые размеры (15 мкм) и имеющийся уровень техники не позволяют изучить внутреннее строение. Поэтому предполагается, что у большинства ММ стеклофаза заполняет пространство между сростками дендритов и кристаллов магнетита. Также не исключается наличие внутри стеклофазы ферритов Ca, Mg, Al, на что указывают результаты ЭДС картирования. Для ММ с гладкой поверхностью и высоким содержанием стеклофазы (до 34.6 мас. %) предполагается наличие кристаллов магнетита во внутренней части, что характерно для космических сферул G-типа [Goderis et al., 2020].

Приведенный выше набор примесей обнаруживается у техногенных и вулканогенных ММ. При сопоставлении среднего химического состава ММ (рис. 1, табл. 2) видно, что средние содержания некоторых элементов существенно отличаются (см. табл. 2). Главные отличия заключаются в повышенном содержании FeO и низких концентрациях SiO₂ в ММ из осадочных пород. ММ вулканогенного происхождения характеризуются низкими содержаниями Cr₂O₃, NiO и повышенным – TiO₂. Также отличаются содержания и других оксидов (CuO и ZnO).

Таким образом, исходя из полученных данных о составе, ММ из осадочных пород являются наиболее однородными по составу и состоят из магнетита. В составе техногенных ММ преобладает стекло, а в вулканогенных – ферриты (рис. 2а). На тройной диаграмме FeO–

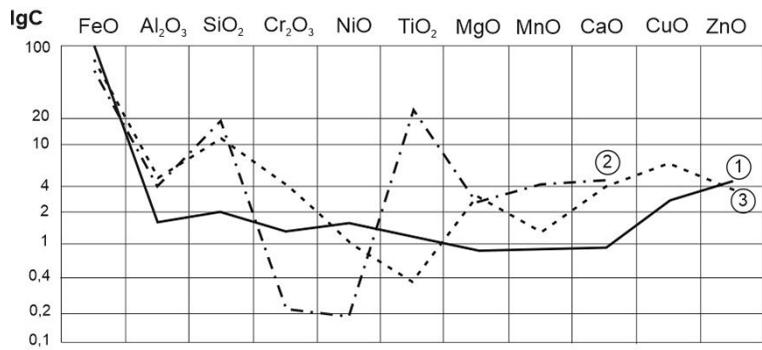


Рис. 1. Диаграмма среднего химического состава магнитных микросферул различного происхождения: из осадочных (1) и вулканогенных (2) пород и техногенных образований (3).

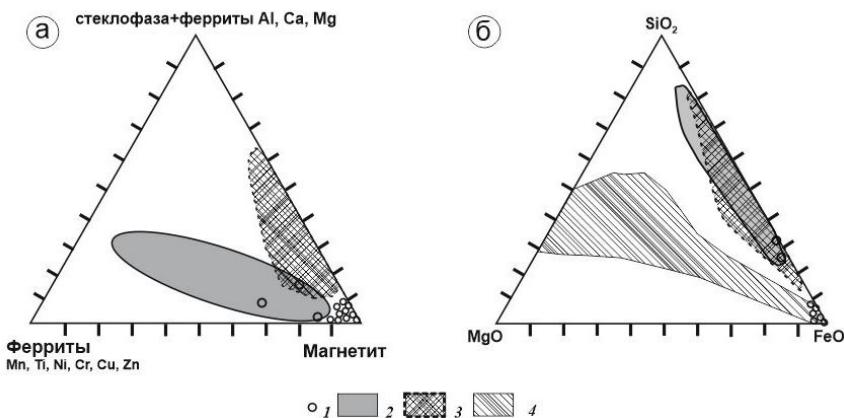


Рис. 2. Минералогический (а) и химический (б) состав ММ.

ММ из: 1 – осадочных пород (а, б), 2 – вулканогенных пород (а), 3 – техногенных образований (а), 4 – область составов космических микросферул, микрометеоритов и ММ из осадочных пород (б) по [Goderis et al., 2020].

$\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (рис. 2б) ММ из осадочных пород находятся в области космических микросферул и микрометеоритов [Goderis et al., 2020]. В области техногенных и вулканогенных ММ попадают не более 5 % изученных ММ из осадочных пород, которые предположительно могут иметь вулканическое происхождение. Состав изученных ММ из осадочных пород характерен для абляционных и высокожелезистых космических ММ [Andronikov et al., 2016; Goderis et al., 2020]. Космические ММ отличаются от абляционных ММ отсутствием внутреннего Fe-Ni ядра, субсферической полости и небольшими (до 100 мкм) размерами [Andronikov et al., 2016; Krinov, 1964].

Установлено, что субсферические полости встречаются не только у ММ с диаметром более 100 мкм, но также в ММ с диаметром 50–100 мкм. Поэтому абляционные сферулы могут обладать размерами от 50 мкм и более. Существует мнение [Krinov, 1964], что наличие ММ с вытянутой каплевидной формой указывает на их абляционное происхождение.

Из вышеизложенного следует, что изучение строения и состава ММ комплексом прецизионных методов позволяет наиболее точно диагностировать их генетические признаки. В результате показано, что подавляющая (более 90 %) часть изученных ММ из осадочных

пород являются веществом космического происхождения или же образованы за счет абляции метеороидов в земной атмосфере и дальнейшего захоронения в осадках. Все это открывает возможность использования находок ММ как дополнительного инструмента при корреляции одновозрастных полифациальных отложений.

Литература

Глухов М.С. Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железооксидных микросфер // Известия УГГУ. 2019. Вып. 1. № 53. С. 60–66.

Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулкано-тектонической структуры) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 3–22.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала // Отечественная геология. 2019. № 5. С. 66–75.

Макаров А.Б., Глухов М.С., Паньшин М.А., Хасанова Г.Г. Морфология, химический состав и возможные технологии переработки пиритных огарков (на примере отвалов Кировградского медеплавильного комбината) // Вестник Уральского отделения Российской минералогической общества. 2020. № 17. С. 66–70.

Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 31–40.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Френкель А.Э. Природа, химический и фазовый состав энергетических зол челябинских углей. Новосибирск: Гео, 2001. 107 с.

Andronikov A.V., Andronikova I.E., Loehn C.W., Lafuente B., Ballenger J.A.M., Crawford G.T., Lauretta D.S. Implications from chemical, structural and mineralogical studies of magnetic microspherules from around the lower Younger Dryas boundary (New Mexico, USA) // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 2016. Vol. 20. P. 1–21.

Goderis S., Soens B., Huber M.S., McKibbin S.M., van Ginneken M., van Maldeghem F., Debaille V., Greenwood R.C., Franchi I.A., Cnudde V., van Malderen S., Vanhaecke F., Koeberl C., Topa D., Claeys P. Cosmic spherules from Widerøesfjellet, Sør Rondane Mountains (East Antarctica) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. Vol. 270. P. 112–143.

Krinov E.L. Scattered meteoritic matter in the area of fall of the Sikhote-Alin iron meteorite // Annals of the New York Academy of Sciences. 1964. Vol. 119. Is. 1. P. 224–234.

Zhang H., Shen S-Z., Cao C-Q., Zheng Q-F. Origins of microspherules from the Permian–Triassic boundary event layers in South China // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 246–257.

A. Р. Гайнанова¹, О.П. Шиловский^{1,2}

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань

nau@hotmai.ru

Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод

Фоссилизация является длительным и сложным процессом замещения тканей живых организмов минералами. Условия среды, в которых происходит фоссилизация, и строение тканей организмов, влияют на распределение химических элементов в ископаемых остатках. Данная работа посвящена сравнительному анализу пермских тетрапод Котельничского местонахождения и местонахождения Сундырь-1 методами оптической микроскопии, микрорентгенофлуоресцентного и СЭМ анализов.

Котельничское местонахождение позвоночных (р. Вятка, г. Котельнич, Кировская область, Россия), характеризующееся отличной сохранностью окаменелых останков, является одним из богатейших для пермского периода. Отложения, вмещающие захоронения крупных парарептилий и зверообразных рептилий (например, травоядной *Deltavjatia vjatkensis*), относятся к ванюшонковской пачке верхнесеверодвинского подъяруса татарского отдела пермской системы Русской плиты; их возраст оценивается около 250 млн лет [Киселева и др., 2017]. В свою очередь, местонахождение Сундырь-1 (р. Волга, около устья р. Сундырь, Республика Марий Эл) также не уступает вышеописанному местонахождению в фаунистическом разнообразии тетрапод. Однако вмещающие отложения кардинально отличаются от предыдущих по литологическому составу: они сложены мощными конгломератами с галькой глинистых и карбонатных пород красного и светло-голубого цвета, с прослойями песков и песчаников верхней части северодвинского яруса татарского отдела.

Цель работы состоит в выяснении геохимических особенностей и сравнении фрагментов ребер пермских парарептилий с различных местонахождений. Объектами исследования являются фрагменты костей (ребра) пермских тетрапод с местонахождения Сундырь-1, располагающегося на правом берегу р. Волга, в 1 км от устья р. Сундырь в Горномарийском районе Республики Марий-Эл, и с Котельничского местонахождения парейазавров, находящегося на правом берегу реки Вятки Кировской области.

Исследование производилось в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с помощью методов оптической микроскопии (микроскопы Axio imager vario a2m, ПОЛАМ РП-1), СЭМ (Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max, оператор Б. Галиуллин), микрорентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр M4 Tornado, оператор Б. Гареев). Подготовка образцов для СЭМ анализа проводилась с предварительным напылением углерода на образцы. Для оптического исследования было изготовлено по два шлифа для каждого из фрагментов ребер так, чтобы проследить как непосредственно саму костную ткань, так и вмещающие породы. В ходе работы исследовано четыре анишлифа и четыре прозрачных шлифа.

Оптическое исследование прозрачных шлифов в проходящем свете показало, что оба фрагмента ребер сложены хорошо сохранившимися плотной (компактной, состоящей из остеонов) и губчатой с волокнисто-слоистым строением (трабекулярной) тканями. Биоминеральный компонент разнотипной костной ткани – биоапатит, который лишь местами подвержен коллофанизации, т. е. аморфизацию, проявляющейся потерей оптических свойств и прозрачности. Остеоны сложены концентрическими костными пластинками, которые наслаждаются друг на друга. Фосфатные пластинки, плотно прилегающие друг к другу, затрудняют проникновение в костную ткань сторонних минеральных веществ, благодаря чему в плотной костной ткани вторичная минерализация развита слабо. Костная ткань имеет буроватую окраску за счет пигментации железом. Вмещающие породы образцов отличаются по литологическому составу: для местонахождения Сундырь-1 – это конгломераты с включениями гальки, для Котельничского местонахождения – глинистые породы. Стенки гаверсовых каналов и ячеек трабекулярной ткани покрыты кальцитовой коркой, поры заполнены вторичным кальцитом в виде незакономерных сростков.

На СЭМ снимках образца с местонахождения Сундырь-1 удалось проследить размер пор трабекулярной части, достигающих 200 нм, и кальцитовые корки и друзы, растущие к центру пор. Также установлено практически полное отсутствие примесей в аутигенном кальците, заполняющем трабекулярную часть кости и гаверсовы каналы, тогда как сама костная ткань их содержит (табл.).

Однако результаты исследования аутигенного кальцита по данным более чувствительного метода ЛА-ИСП-МС для котельничского образца показывают наличие некоторых эле-

Таблица

Распределение химических элементов во фрагменте ребра из местонахождения Сундырь-1 (мас. %)

| Спектр | O | F | Na | Mg | Si | P | Ca | Al | S | Fe |
|--------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|
| 1 | 63.11 | — | — | 0.98 | — | 0.45 | 35.45 | — | — | — |
| 2 | 59.32 | — | 0.73 | 0.85 | 0.31 | — | 38.79 | — | — | — |
| 3 | 43.19 | 3.30 | 1.16 | 0.87 | 2.13 | 13.96 | 33.37 | 0.98 | 1.04 | — |
| 4 | 38.94 | 2.03 | 0.46 | — | 0.78 | 15.47 | 41.59 | — | 0.73 | — |
| 5 | 38.33 | 3.68 | 0.49 | 0.23 | 0.76 | 15.68 | 39.92 | — | 0.91 | — |
| 6 | 45.97 | 3.31 | 0.68 | — | — | 12.82 | 36.47 | — | 0.40 | — |
| 7 | 54.28 | 5.81 | 1.65 | 0.84 | — | 11.93 | 24.41 | 0.63 | 0.46 | — |
| 8 | 48.74 | 5.54 | 1.38 | 0.73 | 1.24 | 13.13 | 28.13 | 0.68 | 0.43 | — |
| 9 | 41.29 | — | 0.96 | — | — | 14.75 | 32.60 | — | 0.47 | 9.94 |

Примечание. Прочерк – не определено. Спектры: 1 – кальцит в гаверсовом канале в обр. 1, сухой; 2 – кальцит, заполняющий губчатую часть кости в обр. 3, глицерин; 3 – поверхность кости обр. 3, глицерин; 4 – переходная зона от плотной части к губчатой обр. 3, глицерин; 5 – трабекулярная часть обр. 3, глицерин; 6 – поверхность плотной части обр. 1, сухой; 7 – поверхность остеона обр. 1, сухой; 8 – поверхность остеона около гаверсова канала обр. 2, мокрый; 9 – поверхность кости обр. 2, мокрый. Суммарное количество элементов в каждом спектре – 100 мас. %.

ментов-примесей, которые распределены по-разному: некоторые элементы – относительно равномерно (например, Pb, Ba), другие проявляют зоны обеднения-обогащения (Sr, La), трети – распределяются неравномерно, чередуя высокие и низкие содержания (Mn, Sm, Yb, Y) [Червяковская и др., 2019]. Следовательно, для более детального выяснения микроэлементного состава примесей для кости с сундыревского местонахождения, необходимо проведение дополнительных анализов.

Компоненты химического состава костей делятся на компоненты биоапатита и ксеноминеральных загрязнений ($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{P}_2\text{O}_5+\text{SO}_3$ и $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{SrO}+\text{K}_2\text{O}$). Содержания последних уменьшаются по мере увеличения плотности [Силаев и др., 2016]. Исходя из результатов СЭМ анализа, можно сделать вывод о том, что загрязняющие вещества из окружающей среды приурочены к губчатой ткани, как к менее плотной.

На картах распределения элементов, полученных в результате микрорентгенофлюоресцентного анализа, видно, что P, S и РЗЭ сконцентрированы в плотной ткани (рис. 1, 2). Алюминий, Si и Fe сосредоточены в породе, откуда и могли мигрировать в костную ткань. Алюминий и Si на рис. 1 связаны с вмещающей породой песчанистого состава. Рассеянный Cd чаще всего содержится в минералах Zn. Стронций часто встречается в качестве спутника Ca, накапливается в организмах живых существ, изоморфно замещая Ca в апатите, особенно, в костях, чем и объясняется его концентрация в костной ткани обоих образцов. С распадом органического вещества возрастает содержание F и P в костной ткани. Фосфор обычно связан как с органическим веществом, так и с вмещающими осадками, заполняющими пустоты в костной ткани [Немлихер и др., 2004]. В данном случае, он связан именно с органикой, т. к. контактовая порода не содержит P. Апатитовый модуль (Ca/P) соответствует гидроксилапатиту, где по мере сокращения конституционной воды гидроксид-ион замещается F, который отмечается в результате анализа, т. е. гидроксилапатит переходит во фторапатит. Равномерное распределение легких элементов (Na и Mg) по обоим образцам говорит о длительных диффузионных процессах. Ожелезнение сильнее всего затронуло губчатую ткань на границе с плотной в образце с Котельничского местонахождения, а на местонахождении Сундырь-1 оно приурочено к трещинам и разуплотнениям ткани. Марганец концентрируется в более мелких порах, трещинах, а Fe, наоборот, в более крупных пустотах, таких как гаверсовые каналы, по-

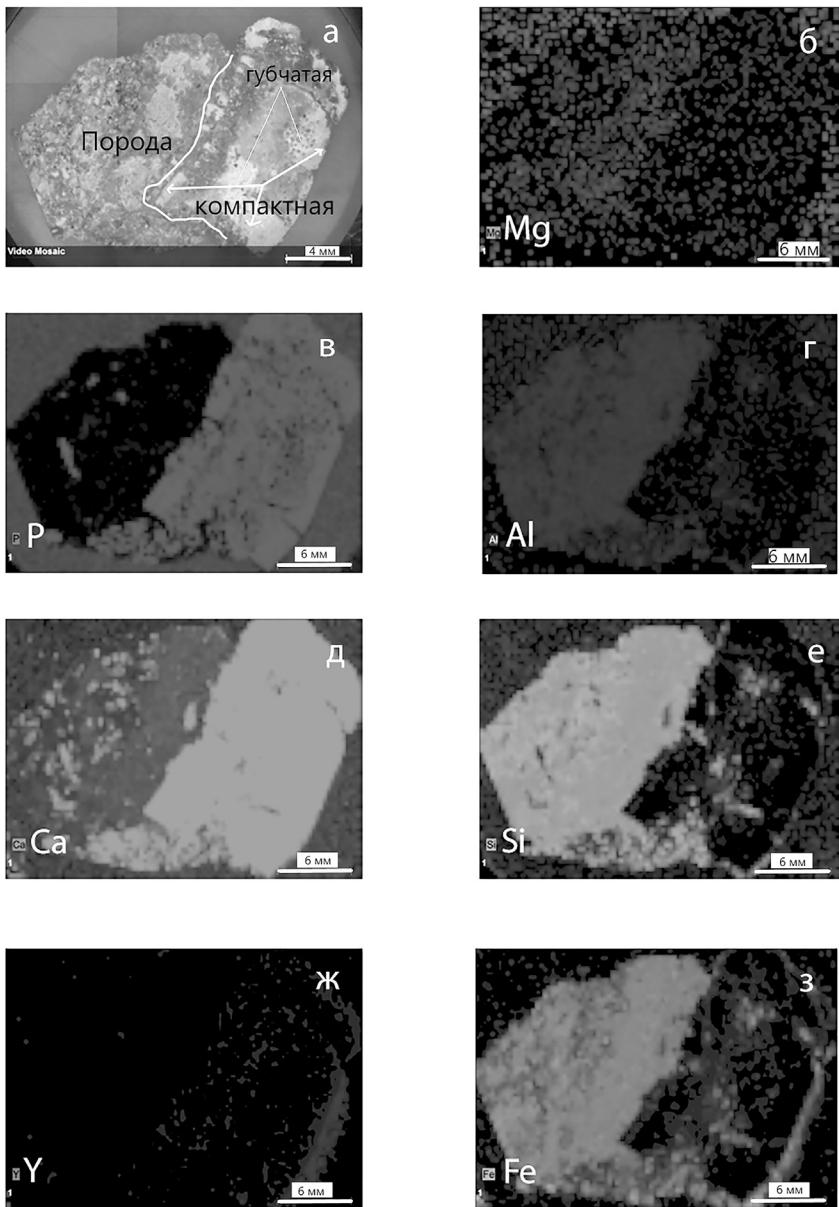


Рис. 1. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из местонахождения Сундыры-1.

Здесь и на рис. 2 светлые области соответствуют более высоким содержаниям, темные – более низким.

этому Fe и наблюдается в плотной ткани [Dumont et al., 2009]. РЭЭ могут входить в состав биоапатита в виде примесей в результате изоморфных замещений в его структуре [Николаев, 2017]. Так, в тканях котельничского образца сосредоточились как Ce (с его преобладанием), так и Y, а в сундыревском образце – только Y. Остальные РЭЭ, вероятно, имеют содержания ниже пределов обнаружения методом микрорентгенофлуоресцентного анализа; по этой же причине на картах распределения РЭЭ не фиксируются во вмещающих породах.

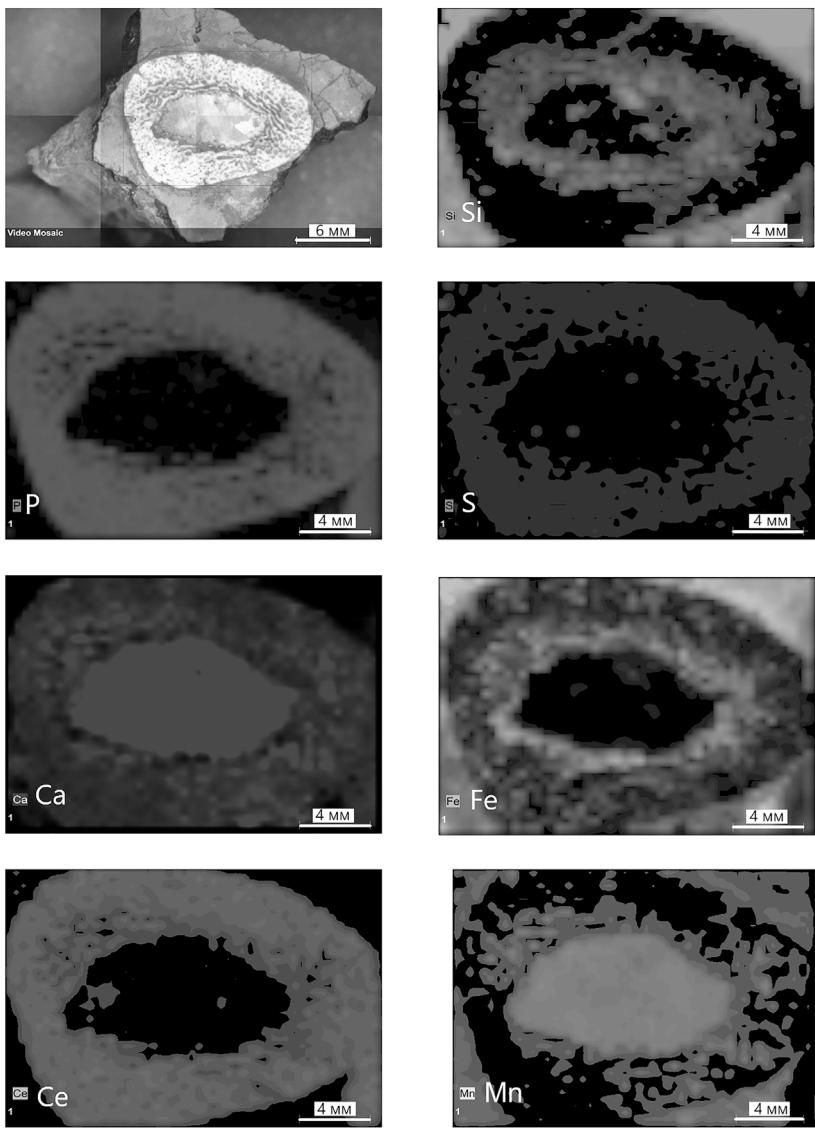


Рис. 2. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из Котельничского местонахождения.

Таким образом, оптические исследования позволили установить степень сохранности костной ткани, а картирование с помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа ископаемых костных тканей тетрапод выявило особенности распределения элементов по остаткам костей и породе, а также различия элементного состава описываемых образцов с местонахождений Сундырь-1 и Котельнич.

Литература

Киселева Д.В., Шиловский О.П., Шагалов Е.С., Рянская А.Д. Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как

основа для палеоэкологических реконструкций // Металлогенения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 249–252.

Немлихер Ю.Г., Батурина Г.Н., Калласте Т.Э., Мурдмаа И.О. Преобразование гидроксил-апатита костного фосфата со дна океана в ходе фоссилизации // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 539–551.

Николаев А.М. Изоморфизмы, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующих с ним ортофосфатов. Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб., 2017. 141 с.

Силаев В.И., Пономарев Д.В., Симакова Ю.С., Шанина С.Н., Смолева И.Р., Тропников Е.М., Хазов А.Ф. Минералого-geoхимические исследования костного дегрита плейстоценовых млекопитающих, включающего древнейший в Северной Евразии сапиенс. // Журнал «Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН». 2016. № 5. С. 23.

Червяковская М.В., Носовский Я.В., Киселева Д.В., Шиловский О.П. Микроэлементное ЛА-ИСП-МС картирование аутогенного кальцита Котельничского местонахождения парейазавров, Кировская область // Металлогенения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 308–311.

Dumont M., Zoeger N., Strel C., Wobrauschek P., Falkenberg G., Sander P., Pyzalla A. Synchrotron XRF analyses of element distribution in fossilized sauropod dinosaur bones // Powder Diffraction. 2009. Vol. 24(2). P. 130–134.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

О.Н. Якимова¹, О.В. Ракова¹, С.В. Гаврилкина², С.А. Тихонова³, Т.Г. Крупнова¹

¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск
krupnovatg@susu.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО
РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс

³ – Якутский научный центр СО РАН,
Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, г. Якутск

Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского угольного разреза (Южный Урал)

Снежный покров является эффективным накопителем загрязняющих веществ, которые сохраняются в нем в неизменном состоянии в течение зимы, а концентрация этих веществ в снеге оказывается обычно на два-три порядка выше, чем в атмосферном воздухе. По химическому составу снега можно установить площадное распределение и количественные характеристики веществ, осаждающихся зимой из атмосферы, и, благодаря этому, выявить источники загрязнения и ареалы их влияния, получить приближенную оценку количества токсикантов, выносимых с территории городов и промышленных площадок тальми водами и мигрирующих в почвы и подземные воды, которые возможно фиксировать и наблюдать с помощью дешифрирования спутниковой информации. Использование данных дистанционного зондирования (ДДЗ) в практике выделения ареалов загрязнений, наблюдаемых вокруг промышленных объектов, чаще всего основано на анализе взаимосвязи процессов снеготаяния с распределением осажденных из атмосферы на снежный покров взвешенных частиц. Главные преимущества ДДЗ – высокая скорость получения данных о больших площадях земной поверхности, а также возможность получения информации об объектах, практически недоступных для исследования другими способами.

В данной работе использовано дешифрирование космоснимков методом спектрального анализа для оценки загрязнения снежного покрова в угледобывающих районах. Объектом исследования стал Коркинский угольный разрез вблизи г. Челябинска. Исследованы разновременные снимки со спутников Landsat 5 и 8. Для обработки снимков и оценки спектральной характеристики использовался программный комплекс ENV. За эталон выбрана спектральная кривая «нормального» снега из спектральной библиотеки программного комплекса ENV. Концентрации металлов (Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sb, Sr и Zn) в снежном покрове в растворенной и взвешенной формах проанализированы в ЦКП ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН методами спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) Varian 720-ES (аналитик Р.Т. Зайнуллина) и атомно-абсорбционной спектрометрии Analyst 400 фирмы Perkin Elmer (аналитик Л.Б. Лапшина).

Исследуемые участки выбраны на ровной безлесной местности с учетом розы ветров. Фоновый участок выбран по направлению наименьшего значения к северо-востоку. С 2003 по 2020 гг. загрязнение снежного покрова снизилось, что было связано с постоянным снижением добычи угля. В 2020 г., когда была остановлена добыча угля, и начался процесс рекультивации и дезактивации шахты, состояние снежного покрова на выбранном участке стало

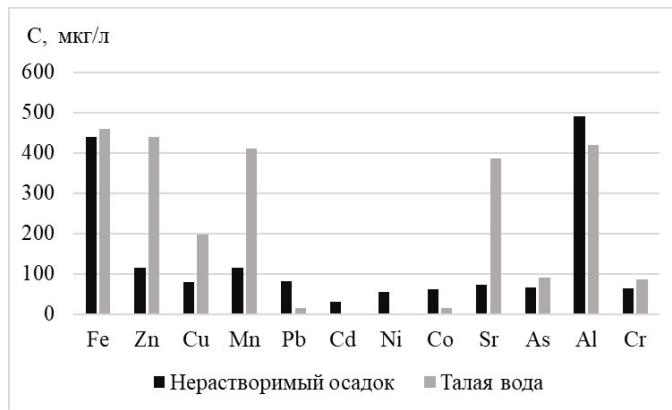


Рис. Средние значения концентраций металлов в талой воде и нерастворимом осадке.

близким к фоновому. В 2020 г. Коркинский разрез оказал минимальное влияние на состояние снежного покрова. К моменту отбора проб в 2020 г. Коркинский рудник оказал минимальное влияние на снежный покров, т. к. добыча угля уже остановлена.

Результаты анализа показали (рис.), что Fe, Al и Zn имеют наибольшие содержания в талой воде, а концентрации Cd и Ni незначительны. Взвешенные частицы, в основном, содержали Fe и Al. Содержания Cd и Ni были минимальны. Появление растворенных металлов в снежном покрове территории связано с естественным атмосферным выпадением и, в меньшей степени, с антропогенными источниками. Химический состав снежного покрова показал относительно высокую изменчивость содержания взвешенных металлов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (государственное задание FENU-2020-0022).

Д.А. Попова¹, О.В. Ракова¹, С.В. Гаврилкина², Т.Г. Крупнова¹

¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск

krupnovatg@susu.ru

² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО

РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс

Мониторинг мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска

Для мониторинга мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска, были выбраны три стационарных и два маршрутных поста. Они размещались в местах, выбранных на основе обязательного предварительного исследования загрязнения воздушной среды города промышленными выбросами, выбросами автотранспорта, бытовыми и другими источниками и изучения метеорологических условий рассеивания примесей путем эпизодических наблюдений, расчетов полей максимальных концентраций примесей. При этом учитывалась повторяемость направления ветра над территорией города.

Пост 1 находился в зоне влияния выбросов автотранспорта; маршрутный пост: пересечение ул. Кирова и проспекта Победы ($55^{\circ}11'7''$ с.ш. $61^{\circ}24'12''$ в.д.); пост 2 – в зоне влияния промышленного узла АО ЧЭМК, точка контроля: ул. Горького, 89 ($55^{\circ}11'20''$ с.ш. $61^{\circ}25'53''$

Таблица

Результаты измерений проб с превышением гигиенических нормативов

| Номер поста | Дата отбора пробы | Результаты измерения (абсолютное значение, мг/м ³) | Гигиенический норматив, мг/м ³ | Превышение гигиенических нормативов (доля ПДК) |
|--------------------------|-------------------|--|---|--|
| Взвешенные частицы PM2.5 | | | | |
| 1 | 09.01.2020 | 0.049±0.010 | 0.035 | 1.40 |
| | 21.01.2020 | 0.040±0.008 | 0.035 | 1.14 |
| | 14.02.2020 | 0.045±0.009 | 0.035 | 1.29 |
| | 20.02.2020 | 0.044±0.009 | 0.035 | 1.26 |
| | 23.04.2020 | 0.041±0.008 | 0.035 | 1.17 |
| | 08.05.2020 | 0.037±0.007 | 0.035 | 1.06 |
| 2 | 15.02.2020 | 0.090±0.018 | 0.035 | 2.57 |
| | 10.03.2020 | 0.089±0.018 | 0.035 | 2.54 |
| | 21.04.2020 | 0.073±0.015 | 0.035 | 2.09 |
| | 24.04.2020 | 0.049±0.010 | 0.035 | 1.40 |
| | 27.04.2020 | 0.040±0.008 | 0.035 | 1.14 |
| | 09.05.2020 | 0.050±0.010 | 0.035 | 1.43 |
| | 21.05.2020 | 0.045±0.009 | 0.035 | 1.29 |
| 5 | 08.02.2020 | 0.040±0.008 | 0.035 | 1.14 |
| | 14.02.2020 | 0.068±0.014 | 0.035 | 1.94 |
| | 24.03.2020 | 0.041±0.008 | 0.035 | 1.17 |
| | 02.04.2020 | 0.036±0.007 | 0.035 | 1.03 |
| | 20.04.2020 | 0.046±0.009 | 0.035 | 1.31 |
| Взвешенные частицы PM10 | | | | |
| 2 | 15.02.2020 | 0.106±0.021 | 0.06 | 1.77 |
| | 10.03.2020 | 0.092±0.018 | 0.06 | 1.53 |
| | 21.04.2020 | 0.074±0.015 | 0.06 | 1.23 |
| | 09.05.2020 | 0.064±0.013 | 0.06 | 1.07 |
| | 14.02.2020 | 0.080±0.016 | 0.06 | 1.33 |
| Взвешенные вещества | | | | |
| 2 | 24.04.2020 | 0.16±0.03 | 0.15 | 1.07 |

в.д.); пост 3 – в зоне влияния промышленного узла ПАО ЧТПЗ, точка контроля: ул. Нахимова, 3 ($55^{\circ}7'22''$ с.ш. $61^{\circ}28'17''$ в.д.); пост 4 – в зоне влияния выбросов автотранспорта, маршрутный пост: пересечение ул. Героев Танкограда и пр. Ленина ($55^{\circ}9'41''$ с.ш. $61^{\circ}27'15''$ в.д.); пост 5 – в зоне влияния выбросов промышленного узла ПАО ЧМК, точка контроля: в районе д. 1а по ул. Сталеваров ($55^{\circ}15'57''$ с.ш. $61^{\circ}24'15''$ в.д.). Измерения взвешенных веществ, в том числе концентраций мелкодисперсных частиц с аэродинамических диаметром менее 10 мкм (PM10) и менее 2,5 мкм (PM2,5), производились с помощью анализатора пыли АТМАС (Россия, НТМ-Защита, Москва). Результаты измерений в дни, когда были выявлены превышения предельно допустимых концентраций, представлены в таблице.

Таким образом, выявлены 24 пробы с превышениями концентраций взвешенных веществ по сравнению с гигиеническим нормативом (табл.), из них 18 проб – с превышениями по PM2.5 и 5 проб – с превышением содержания PM10. Наибольшим содержанием взвешенных веществ в приземном слое воздуха характеризуются точки 1 (маршрутный пост ул. Кирова / пр. Победы.), 2 и 5 – посты, расположенные в зоне влияния металлургических предприятий города.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Челябинской области, проект № 20-45-740002.

В.М. Дударева

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Фосфориты Ижбердинского месторождения глин (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

На Ижбердинском месторождении глин в Оренбургской области фосфоритовые отложения образуют небольшие линзовидные залежи в разрезе вскрышных пород. С целью палеонтологических исследований в карьере задокументирован уступ длиной 180 м и высотой 3 м. В результате работ выделено десять тел фосфоритов, отобраны и описаны образцы желваковых, слоистых, ноздреватых и песчанистых фосфоритов и глауконит-фосфоритовых песков. Установлено, что фосфориты характеризуются повышенной радиоактивностью до 50–70 мкР×ч. Области развития фосфоритов картируются радиоактивными аномалиями. В 2020 г. радиометрическая съемка на площади 40 га по сети 50×20 м в 200–800 м к югу и юго-западу от карьера позволила выделить пять залежей фосфоритов, содержащих костные остатки. Также установлена широтная ориентировка залежей фосфоритов. Один из участков, прилегающий к автодороге, будет рекомендован как палеонтологический памятник природы регионального значения.

A.C. Терехова

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Эклогиты – это метаморфические породы основного состава, состоящие преимущественно из диопсид-жадеитового клинопироксена (омфацита) и пироп-грессулярового граната. Они обладают самой высокой плотностью среди горных пород – 3560 кг/м³. Эклогиты образуются при высоких температурах и давлении, встречаются в виде тектонических тел (будин) и слоев в метаморфических комплексах. Неизмененные эклогиты содержат травяно-зеленый пироксен (омфацит) и яркий гранат (пироп-альмандин) оранжево-красного и малинового цветов. Вокруг порфиробластовых гранатов возможно развитие оторочек кварца [Линникова, 2009]. В качестве второстепенных и акцессорных минералов могут присутствовать слюда – фенгит, глаукофан, рутил, при diafторезе появляются роговая обманка, хлорит и эпидот.

Шубинское месторождение рутилоносных эклогитов расположено в 2.5 км к северо-западу от с. Шубино Кувандыкского района Оренбургской области. С 1958 г. здесь пройдены десятки скважин, разведочные траншеи и шахта. Нами проведено макроописание отобранных образцов эклогитов. Цвет основной массы породы изменяется от темно-зеленого до синевато-черного в зависимости от количества вторичных минералов: глаукофана и роговой обманки. Содержание граната (альмандина) достигает 30 %. Встречаются участки слюдистых неясно-полосчатых эклогитов. Обнажения эклогитов и отвалы разведочных траншей Шубинского месторождения могут рассматриваться как один из пунктов обзорной геологической экскурсии [Чибильев и др., 2000].

Литература

Линникова О.Л. Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал). Дипломная работа. Екатеринбург: УГГУ, 2009.

Чубилев А.А., Мусихин Г.Д., Петрищев В.П., Павлейчик В.М., Сивохин Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 2000. 400 с.

B.C. Гончаров

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Физические свойства минералов группы сульфатов

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Сульфаты являются одной из основных групп минералов, известных в современной минералогии. Неорганические сульфаты являются ионными соединениями и содержат анион SO_4^{2-} . Большинство из них образуют кристаллы; средние и кислые сульфаты, как правило, растворимы в воде [Химический..., 1983]. Нерастворимыми являются сульфаты тяжелых щелочноземельных металлов (барит BaSO_4), сульфаты легких и щелочноземельных металлов (гипс CaSO_4 и целестин SrSO_4) и сульфат свинца плохо растворимы. Основные сульфаты обычно малорастворимы или нерастворимы либо гидролизуются. В настоящий момент на Урале установлено 129 минеральных видов сульфатов, из них половина имеет техногенную природу. Водные сульфаты – один из главных загрязнителей природной среды.

Для изучения физических свойств сульфатов были выбраны гипс, ангидрит, барит, целестин, халькантит, мирабилит и тенардит. С этими минералами проведено несколько экспериментов.

1. Качественный анализ катионов определен методом окрашивания пламени. Окраска пламени: Cu – синий, Na – желтый, Ba – желто-зеленый, Sr – красный.

2. Путем частичной дегидратации (нагрев) образцов гипса получен гипсовый цемент (алебастр) и вычислена теоретическая масса алебастра. Определена растворимость гипса в воде в зависимости от температуры и pH. Выявлены особенности строения кристаллической структуры гипса путем наблюдения за ростом и ориентировкой кристаллов халькантита на свежей поверхности кристалла гипса и на стекле. В результате кристаллы халькантита расположились хаотично на стекле и ориентировано на гипсе.

3. Наиболее трудным оказалось выращивание кристаллов мирабилита в насыщенном растворе, помещенном в холодильник. Полученные кристаллы прозрачного мирабилита затем использовались для изучения процесса дегидратации в течение трех суток. Построен график проведения эксперимента.

Литература

Химический энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1983. 791 с.

E.C. Поздеева

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Зубы акул родов *Squalicorax* и *Pseudocorax* на местонахождении Ижберда (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

В карьере на местонахождении Ижберда в Оренбургской области была собрана коллекция 306 зубов древних акул, из них 27 зубов акул рода *Squalicorax*, а также один зуб, который является предполагаемым зубом акулы рода *Pseudocorax*. Для сравнения из коллекции Клуба

юных геологов-экологов привлечено около 500 зубов акул рода *Squalicorax*, в том числе 15 крупных зубов размером более 22 мм, сходных с таковыми рода *Squalicorax plicatus*.

Согласно литературным данным *Squalicorax* – «акула-ворон» – род вымерших ламноидных (отряд *Lamniformes*) акул, существовавший в меловом периоде. Их зубы, а иногда и окаменевшие скелеты, находят в Северной Америке, Африке и Европе. *Pseudocorax* – это вымерший род акул, известный в отложениях мелового периода в Египте, Евразии и Соединенных Штатах. Название этого рода расшифровывается как «ложный ворон» из-за сходства его зубов с зубами *Squalicorax*. Первоначально род считался (вместе со своим родственником *Galeocorax*) членом семейства *Anacoracidae* (к которому принадлежит *Squalicorax*). Исследование, проведенное в 2012 г., переместило его и *Galeocorax* в новое семейство *Pseudocoracidae*, сделав его лишь отдаленно связанным со *Squalicorax*.

Таким образом, в результате работ удалось уверенно выделить два вида акул *Squalicorax kaupi* и *Squalicorax lindstromi* и определить, предположительно, два рода зубов акул *Pseudocorax* и *Ptychocorax*. Работа по изучению зубов акул рода *Squalicorax* будет продолжена.

Е.М. Шопина

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область)
(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Аккермановский риф расположен на западной окраине г. Новотроицка на дне и в западном борту разрабатываемого ООО «ЮУГПК» карьера известняков. Визитными карточками этого рифа можно считать колонии кустистых кораллов отряда геттерокораллов, разнообразные раковины гастропод, колонии узкоконических брахиопод рода *Striatifera* отряда продутид, среднеразмерные раковины брахиопод рода *Goniophora Yanischewsky* отряда ринхонеллид и трилобиты. Специалисты Палеонтологического института РАН (г. Москва), изучавшие раннекаменноугольные известняковые рифы, назвали его лагерштеттом.

Раковины ринхонеллид резко выделяются на светлом фоне известняков розоватым цветом, крупными ассиметричными складками и макушками, сильно сжатыми с боков. По особенностям строения раковин выделено три вида: *Goniophora montrosa*, *Goniophora carinata* и *Yanischewskylla*.

В дальнейшем Клуб юных геологов планирует провести детальные палеонтологические поиски богатых рифов на всей площади Аккермановской грабенсингклинали размером 12 × 3 км за пределами карьера. Это рекомендуемый нами геологический памятник природы Оренбургской области.

A. Сапрыкина

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда, Оренбургская область
(научный руководитель – О.С. Чуманова)

В результате палеонтологических экспедиций сделаны находки крупных рептилий, и рядом с ними обнаружены многочисленные остатки окаменелой древесины. С помощью палеонтологической литературы описаны и изучены некоторые образцы древесины. В них

хорошо просматриваются слоистость, сучки, ядро и кольца. Также наблюдаются ходы камнеточцев, что может свидетельствовать о том, что эти части дерева некоторое время находились в воде. В результате наблюдений можно предположить, что найденные фрагменты окаменелого дерева относятся к веткоподобным хвойным, возможно, болотным кипарисам (*Cupressino cladus ketensis*).

АННОТАЦИИ

УДК 553.06

О возможной роли сипового биогальмировида в формировании субмаринных месторождений. Масленников В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрена возможная роль сипового биогальмировида в формировании субмаринных колчеданных, марганцевых, железорудных месторождений, что предполагает участие процессах гальмировида осадков микроорганизмов, процветающих в зонах газового просачивания (сипах). Предложенная гипотеза влияния сипового гальмировида на формирование железорудных, марганцеворудных, бокситовых, фосфоритовых и нефтяных месторождений может быть дополнена и другими полезными ископаемыми. Среди них, например, нефтеносные титановые руды Ярегского месторождения, цеолиты, аномальные участки накопления РЗЭ на дне современных океанов, накопление исходного золота и редких металлов в органогенных илах, после метаморфизма которых формируются золоторудные, серебряные, редкоземельные, ванадиевые, вольфрамовые и урановые месторождения.

Библ. 15.

УДК 551.21:552.11

О результатах разработки моделей рудно-магматических систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны. Косарев А.М. // Металлогения современных и древних океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Выделены геодинамические обстановки островодужного склона глубоководного желоба с оруднением Co-Cu-колчеданного типа; надсубдукционные обстановки фронтальной и развитой островных дуг с рудами Cu>Zn; надсубдукционные обстановки тыловой островной дуги с оруднением барит-колчеданно-полиметаллического типа; задуговых бассейнов с медными рудами Cu>>Zn; внутридуговых бассейнов с оруднением Zn>Cu, включая и руды с полиметаллическим уклоном. Охарактеризованы также безрудные зоны с проявлениями внутриплитного базальтового вулканизма.

Библ. 10.

УДК 551.2

Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал). Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В истории развития Восточно-Уральской мегазоны выделены два крупных периода – верхнедокембрийский (RF-V), с которым связаны находки алмазов метаморфогенного типа, и палеозойский (Pz). В последнем, в свою очередь, установлено пять стадий, каждая из которых обладает определенным набором магматических и рудных формаций: рифтогенная (O–S) (полиметаллические руды, флюорит), островодужная (D_{1-2}), активной континентальной окраины (D_3-C_1) (медно-порфировое, медно-скарновое, золоторудное, редкометалльное оруднение), коллизионная (C_2-P_1) (уран, пегматиты, tantalо-ниобиевая минерализация) и платформенной активизации (P_2-T) (алмазы лампроитового типа).

Библ. 10.

УДК 552.321.6

Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия, рудоносность. Савельев Д.Е. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности состава и рудоносности ультрамафитов мантийных разрезов офиолитовой ассоциации из различных поясов Южного Урала. Продемонстрированы закономерности изменения состава пород вкрест простирации уральских структур. Массивы лерцолитового типа встречаются только в самых западных поясах, они сложены наименее деплетированными реститами с наиболее глиноземистыми хромшпинелидами и близкими к хондритовым содержаниями РЗЭ. С запада на восток усиливается интенсивность проявления коровых метаморфических процессов: главными минералами

серпентиновой группы в массивах Кракинского пояса и зоны Главного Уральского разлома являются низкотемпературные – лизардит и хризотил, а большая часть массивов восточных поясов сложены антигоритом. Ультрамафитовые массивы характеризуются крайне неравномерным распределением минеральных ресурсов, основными из которых являются хромититы. Наиболее крупные месторождения хрома сосредоточены в южной части рассматриваемой территории: уникальные залежи хромититов приурочены к Кемпирсайскому массиву (западный пояс), а многочисленные рядовые подиформные тела хромититов встречаются в пределах Аккаргинского массива (восточный пояс). Другие массивы территории обладают более ограниченными ресурсами. На основе изучения минералого-geoхимических особенностей ультрамафитов предложены геодинамические интерпретации.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 550.4

Особенности формирования палеозойских палеоокеанических клинопироксенодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири. Симонов В.А., Котляров А.В. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследования клинопироксенодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании перидотитов Хултурского массива в ходе падения давления от 9.4 до 2.6 кбар и кристаллизации оливина (начало образования 1555 °C), ортопироксена (1330 °C) и клинопироксена (1285–1225 °C). Образование пикритовых порфириров Чкаловской площади происходило из расплавов с островодужными и плюмовыми характеристиками при последовательной кристаллизации оливина (1540–1490 °C, 12.8–7.0 кбар), клинопироксена (1315–1215 °C, 8.0–4.5 кбар) и амфибола (1105–1060 °C, 4.5–6.1 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

Библ. 10.

УДК 553.48(100)

Реакционные структуры шпинелей и происхождение троктолитов Бушвельда, Южная Африка. Юдовская М.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрено происхождение шпинель-силикатных симплектитов в троктолитах Бушвельда. Приводятся доказательства в пользу того, что симплектиты разных типов и связанные с ними другие реакционные текстуры образовались при взаимодействии габброидных расплавов и оливинодержащих кумулатов в резидентной камере. Химический состав шпинели в симплектитах отражает прогрессирующую, хотя и неравномерную дифференциацию снизу вверх, которая связана не с эволюцией в закрытой камере, а с множественными внедрениями из промежуточного очага.

Библ. 5.

УДК 553.461

Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис. Кислов Е.В., Каменецкий В.С. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Развитие зерен хромита в интерстициях силикатов, постоянство его состава, идиоморфизм, повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита, отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом, ксеноморфный высокохромистый хромит, ассоциация с хромодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения, совместный рост хромита с уваровитом, преобладание во включениях в хромите минералов с Na и H₂O, включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массикота, включение лаурита с кристаллографически ограниченным включением халькозина, присутствие хромита в скарне по диабазам и состав апатита свидетельствуют о том, что хромит не был источником Cr для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса.

Илл. 2. Библ. 12.

УДК 551.351, 553.068

Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссынь в Южном Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных отложений. Рахимов И.Р. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В разрезе пермских отложений в Южном Предуралье обнаружено новое россыпное хромитовое рудообразование, названное Сабантуйским. Россынь приурочена к прибрежно-морским песчаникам казанского яруса и содержит пласты хромитолитов мощностью 1–130 мм и содержанием Cr_2O_3 15.9–17.2 мас. %. Состав хромитов соответствует хромитам из олиолитовых ассоциаций. Источник хромитов не установлен, но его выяснение в перспективе имеет большое значение для реконструкции среднепермских тектономагматических событий в Южном Предуралье.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.068.5.

Численное прогнозирование потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпнеобразования на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива. Лаломов А.В., Бочнева А.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В пределах северной периферии Ловозерского массива (Кольский полуостров) выделены основные факторы формирования редкometалльных лопаритовых россыпей близкого сноса. Произведена формализация (численная оценка) факторов; выработаны мультиплекативные показатели, отражающие россыпной потенциал территории; произведена оценка эффективности разработанных показателей на эталонных объектах северной периферии массива. Разрабатываемая методика позволяет автоматизировать процесс прогнозирования редкometалльной россыпной металлоносности.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.46

Сравнение состава хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье). Вурмс Д.М., Кислов Е.В. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведено сравнение состава хромшпинелидов из хромититов рифтогенного Йоко-Довыренского расслоенного и островодужного Маринкина концентрически-зонального массивов, близких по месторасположению, составу и возрасту. Шпинелид Маринкина массива относится к хромит-герциниту $(\text{Fe}_{0.4-0.95}\text{Mg}_{0.05-0.6})(\text{Al}_{0.3-1.3}\text{Cr}_{0.3-1.3}\text{Fe}_{0.2-1.3})\text{O}_{4.0}$, а Йоко-Довыренского – к шпинели $(\text{Mg}_{0.6-0.8}\text{Fe}_{0.2-0.4})(\text{Al}_{0.2-1.2}\text{Cr}_{0.02-0.9}\text{Fe}_{0.1-0.4})\text{O}_{4.0}$. Это отражает различия в их генезисе: хромититы Йоко-Довыренского интрузива являются высокихромистыми эндоскарнами магматического этапа, а хромититы Маринкина плутона – метаморфогенными, сформированными при регенерации дунитов.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.261:553.430

Рений в молибдените порфировых месторождений Урала: региональная эволюция. Плотинская О.Ю. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены вариации содержаний Re в молибдените порфировых месторождений в процессе эволюции Уральского региона от островодужной стадии до коллизионной. Изучена зависимость средних геометрических значений содержаний Re в молибдените от основных геохимических параметров порфировых месторождений и материнских интрузивных пород. Значимая положительная корреляция существует между содержанием Re и абсолютным возрастом месторождений. Установлена отрицательная зависимость между содержанием Re и количеством SiO_2 , K_2O , суммой щелочей, суммой РЗЭ и отношениями La/Yb и Sm/Yb в породах, ассоциирующих с порфировым оруденением. Наиболее высокие содержания Re зафиксированы в молибдените месторождений, связанных с субдукцией в обстановке океанических островных дуг (Томинское, Зеленый Дол, Вознесенское), значительно более низкие – в

молибдените месторождения Бенкала, образовавшемся в обстановке активной континентальной окраины, и самые низкие – в месторождениях, связанных с коллизионными процессами (Талицкое). Показано, что изменение содержаний Re в молибдените отражает эволюцию как отдельных островодужных террейнов, так и Уральского региона в целом.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 553.065.1

Барит-свинцовое оруденение в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан): условия локализации, состав, генезис. Брусицын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены данные о геологических условиях залегания, минеральном составе и текстурах барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III в Центральном Казахстане. Изучен изотопный состав серы в барите и галените, углерода в кальцитеrudовмещающих известняков. Показано, что рудные залежи накапливаются при разгрузке гидротермальных растворов в пределах еще формирующейся рифовой постройки.

Библ. 7.

УДК 553.435:549.324.31 (470.5)

Минералого-geoхимические особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала. Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюпова Н.Р. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведен сравнительный анализ пиритовых конкреций из рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала, ассоциирующих с сульфидно-черносланцевыми (Сафьяновское), сульфидно-карбонатно-гиалокластитовыми (Талганское) и сульфидно-серпентинитовыми (Дергамышское) диагенитами. Конкреции имеют сходное строение и состоят из ядра раннедиагенетического мелкокристаллического пирита и каймы позднедиагенетического крупнокристаллического пирита. Конкреции замещаются аутигенным сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами (Сафьяновское), сфалеритом, халькопиритом и галенитом (Талганское), а также пирротином, кубанитом и халькопиритом (Дергамышское). В составе конкреций отмечаются различные ассоциации акцессорных минералов с преобладанием галенита и блеклых руд, различных теллуридов и сульфоарсенидов Co и Ni. Ядра конкреций обогащены большинством элементов-примесей в отличие от кайм. Конкреции пирита из сульфидно-черносланцевых диагенитов обогащены большинством элементов-примесей, что связано с повышенной сорбционной способностью осадков, обогащенных органическим веществом. Конкреции пирита из сульфидно-карбонатно-гиалокластитовых диагенитов концентрируют элементы-примеси из морской воды, гиалокластитов и обломков руд с многочисленными включениями акцессорных минералов, содержащих Pb, Sb, Te. Конкреции из сульфидно-серпентинитовых диагенитов содержат высокие концентрации Co и Ni – типичных микроэлементов ультраосновных пород и первичных руд месторождения.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.3.071

Редкие минералы марганцевых пород Учалинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). Жданова Л.Р. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты исследования образцов марганцевых пород Учалинского месторождения. В образцах впервые диагностированы редкие минералы саркинит, свабит, черновит и РЗЭ эпидот. Приведены химические составы и коэффициентов формул минералов. Выявлены минеральные ассоциации, в состав которых входят найденные редкие минералы.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 55.553.2

Состав и особенности формирования медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ашебутакском месторождении (Орское Зауралье). Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе показаны результаты изучения вещественного состава рудной минерализации Западно-Ашебутакского медно-цинкового месторождения методами оптической микроскопии, РФА и ИСП МС. Минеральный состав руд представлен сульфидами меди и цинка. По морфологическим признакам выделяется до трех генераций главных рудных минералов (пирит, халькопирит и сфалерит), характеризующих различные стадии формирования медно-цинковой минерализации сплошного (массивного) и прожилково-вкрашенного типа. В химическом составе руд присутствует множество элементов-примесей, из которых повышенные концентрации демонстрируют Pb, As, Cd, Sb, Co и РЗЭ. По данным корреляционного анализа выделяются две устойчивые парагенетические ассоциации химических элементов: Cu-Fe-Co-As-Sb и Zn-As-Sb-Cd-Ba, которые связаны с определенными минеральными парагенезисами. В результате последовательного поступления порций рудоносных растворов разного химического состава образовались медноколчеданные и полиметаллические типы руд.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.435:549

Минеральный состав надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточные Понтиды). Аюпова Н.Р., Сафина Е.В. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрен минеральный состав пород надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос, сложенной из переслаивающихся гессанитов, разноцветных аргиллитов и гиалокластогенных песчаников кислого состава. Для всех разновидностей пород характерно присутствие неравномерно преобразованного гиалокластического материала в глинисто-кремнистую массу как результат процессов гальмиrolиза. Наиболее высокие содержания сульфидного материала, тонко-дисперсных оксидов железа и кварца характерны для гессанитов, перекрывающих обломочные руды, формирование которых связано с окислением сульфидного материала. Появление в составе аргиллитов фрамбоидального пирита и углеродистого вещества, а также тонкой вкрапленности пирита в аргиллитах указывают на условия проявления сульфатредуцирующих процессов. Для гиалокластогенных песчаников характерно обилие карбонатного материала и хорошая сохранность раковин фораминифер, что свидетельствуют о глубинах формирования пород выше уровня карбонатной компенсации. Обилие апатита в изученных породах связано с выпадением фосфатных соединений вследствие частичного растворения примеси карбонатов в окорудных условиях. Содержание в отложениях богатой планктонной микрофауны (радиолярий и фораминифер), наличие трубчатых и бактериоморфных структур, а также углеродистого и фосфатного веществ в изученных отложениях указывают на существенный вклад биогенного материала при их формировании.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.435: 553.252.2: 549.321.1:549.52

Геохимия элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Ашадзе-2 (12° 58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические и термодинамические данные. Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

С помощью ЛА ИСП МС изучено распределение элементов-примесей в изокубаните, халькопирите, пирите, борните и ковеллине из окисленных медных руд гидротермального поля Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет). Изокубанит характеризуется наибольшими содержаниями Co (4797 г/т; здесь и далее – медианные значения). Халькопирит концентрирует больше всего Au (7.41 г/т). Борнит содержит наибольшие количества Se (1032 г/т), Sn (80 г/т) и Te (32 г/т). Кристаллический пирит является основным носителем Mn (139 г/т). Ковеллин, замещающий изокубанит, характеризуется наибольшими содержаниями Sr (7 г/т), Ag (107 г/т) и Bi (1.92 г/т). Ковеллин по пириту накапливает V (27 г/т), Ga (4 г/т) и In (7 г/т). Изокубанит-халькопиритовые агрегаты в измененном габбро

содержат наибольшие количества Ni (5793 г/т), Zn (7173 г/т), As (73 г/т), Mo (65 г/т), Cd (19 г/т), Sb (166 г/т), Tl (19 г/т) и Pb (30 г/т). Геохимия элементов-примесей сульфидов определяется локальными условиями образования. Подводное окисление приводит к образованию ковеллина и его обогащению большинством элементов-примесей по сравнению с первичными минералами в результате растворения в нагретой морской воде включений самородного золота, галенита и клаусталита, что подтверждается термодинамическим моделированием.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9

УДК 552.3

Околорудные метасоматиты полиметаллического рудопоявления Биксизак (Южный Урал). Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты минералого-петрографического исследования пород полиметаллического рудопоявления Биксизак (Южный Урал). Установлено, что породы рудовмещающей и перекрывающей толщ имеют специфические изменения, которые проявлены в карбонатизации и серицизации перекрывающей толщи, анкеритизации мраморов, также развитии эпидотовых скарноидов и хлоритолитов на контакте мраморов и диоритовых порфиритов.

Библ. 8.

УДК 553.07

Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопоявления Биксизак (Южный Урал). Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрены текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопоявления Биксизак на Южном Урале с целью определения генезиса руд. Руды имеют вкрапленную, прожилково-вкрапленную, массивную, брекчевую, цементную, пятнистую, прожилковую текстуры. Предполагается, что внедрение диоритовых порфиритов Биргильдино-Томинского комплекса способствовало рудоотложению в постмагматическую стадию.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.21/24(571.55)

Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe-скарнового месторождения Култума (Восточное Забайкалье). Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушинов В.П. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования изотопного состава серы в сульфидах Култумского Au-Cu-Fe-скарнового месторождения. В последовательности парагенетических ассоциаций от пирит-арсенопиритовой к халькопирит-пирротиновой и полиметаллической выявлено обогащение изотопного состава серы. Это подтверждает невозможность образования данных температурных парагенезисов из раствора, эволюционирующего только лишь на фоне снижения температуры в ходе рудоотложения. Закономерное обогащение сульфидов каждой последующей генерации тяжелым изотопом можно объяснить возрастанием величины pH рудных растворов по мере взаимодействия с вмещающими карбонатными породами и контаминацией серой осадочных сульфатов.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 622.7.016.3:543.22

Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов при проведении рентгенофлуоресцентного анализа геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс». Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Работа посвящена решению задачи обеспечения геологоразведочных работ на рудниках ТОО «Корпорация Казахмыс» переносными и лабораторными энергодисперсионными рентгенофлуоресцентными (EDXRF) спектрометрами, обеспечивающими максимально полный охват списка утвержден-

денных балансовых компонентов в рудах. Список насчитывает 15 элементов: Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Re, S (сульфидная), Se, Te, Mo, Cd, As, Co, In, Hg. В сегменте лабораторных спектрометров предложен спектрометр РЛП-21Т разработки 2020 г., который в режиме «Общая La» обеспечивает рентгенофлуоресцентный анализ геологоразведочных проб на 42 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S_{общ}, SiO₂, Mo, Se, CaO, Mn, Al₂O₃, P, R, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO₄, Ta, W, Hg, Bi, Th, U, In, Te) и закрывающий 13 элементов списка. В сегменте переносных спектрометров предложен спектрометр РПП-12Т, который обеспечивает рентгенофлуоресцентное опробование керна скважин и руд по стенкам горных выработок на 34 элемента (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U) и закрывает 11 элементов списка.

Илл. 2. Табл. 2.

УДК: 553.41

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал). Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Сиратурское золоторудное месторождение расположено в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. Его рудная зона приурочена к области тектонического сочленения серпентинитов Нуралинского массива и субмеридиональной полосы углеродистых сланцев ордовикской поляковской свиты. В черносланцевых отложениях Сиратурского месторождения золоторудная минерализация представлена золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым. Самородное золото в рудах первого типа имеет пробность 670–820 %, второго – 940–970 %. Месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.41

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Собиров А.Ф. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности вещественного состава турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Установлено присутствие самородного золота двух генераций, отличающихся морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация представлена самородным золотом умеренно и высокой пробности прожилковидной морфологии, связанным с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах железа, вероятно, псевдоморфно замещивших первичные сульфиды. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и слаженно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита. Состав турмалина близок метаморфогенным дравитам-оксиддравитам орогенных золоторудных месторождений. Подобная золото-кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с золоторудными объектами Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 9.

УДК 549.283; 553.411.071

Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал). Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования самородного золота из россыпей долины р. Миасс на Южном Урале. Методами СЭМ и РСМА изучены особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота. Полученные данные позволили сделать вывод о связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками в верховьях водотоков и о подчиненном значении промежуточных коллекторов в процессе формирования аллювиально-делювиальных россыпных объектов долины р. Миасс.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.411.071

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал. Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Чебыкин Н.С. // Металлогенез древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты изучения коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургоякского массива на Южном Урале. Золото-серебряное оруденение отмечено в кварцевых жилах, пространственно связанных с кварц-альбит-полевошпатовыми, кварц-серicitовыми метасоматитами. В жилах содержание Au достигает 30 г/т. Высокие содержания связаны с минералами золота, среди которых диагностированы самородное золото, электрум, сильванит, гессит, ютенбогаардит. Состав самородного золота из кварц-золото-сульфидных жил позволяет рассматривать Тургоякский массив как один из коренных источников золота в россыпях р. Миасс.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 549.27; 553.21

Типы хромит-платиновых агрегатов в коренных месторождениях в клинопироксенит-дуниловых массивах Урала и связанных с ними россыпях. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В // Металлогенез древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования хромит-платиновых агрегатов из хромититов зональных клинопироксенит-дуниловых массивов Платиноносного пояса Урала и связанных с ними россыпей. С использованием СЭМ и дифракции обратно рассеянных электронов охарактеризовано внутренне строение основных типов хромит-платиновых срастаний. Полученные результаты позволили прийти к выводу об определяющей роли магматических процессов в формировании хромит-платиновых агрегатов в массивах Урало-Аляскинского типа.

Илл. 1. Библ. 13.

УДК 549.27; 553.21

Ассоциации минералов платиновой группы из зональных клинопироксенит-дуниловых массивов Северного Урала. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. // Металлогенез древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе охарактеризованы ассоциации минералов платиновой группы (МПГ) в зональных клинопироксенит-дуниловых массивах Северного Урала – массива Желтая Сопка и массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское, Иовское дунитовые тела). Проведена их сравнительная характеристика, в результате которой установлено, что ассоциации МПГ этих массивов, в целом, соответствуют ассоциациям массивов Среднего Урала. Сделан вывод о неоправданности разделения зональных клинопироксенит-дуниловых массивов Уральского платиноносного пояса с точки зрения ассоциаций МПГ на два разновременных комплекса – конжаковский и качканарский. При этом ассоциация МПГ каждого из исследуемых массивов обладает индивидуальными особенностями, которые связаны, скорее всего, с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались эти массивы.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.08

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д. // Металлогенез древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано распределение Au и Ag в разрезе техногенно-минеральных образований хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Обнаружено, что за период более 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото и серебро в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного обогащения в основании хвостохранилища. В техногенных отложениях золото и серебро существенно укрупнились как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованных минералов.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 553.086:549.271

Акцессорная благороднометалльная минерализация из ультрамафитов Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян). Юричев А.Н. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены особенности акцессорной благороднометалльной минерализации, впервые выявленной в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Курутшибинского оphiолитового пояса Западного Саяна. Показаны типоморфизм и химический состав минералов платиновой группы (МПГ), которые характеризуются Pd-Pt специализацией. Постоянное присутствие Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах, а ведущая роль потарита среди МПГ указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.2

Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды из Мангазейского серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия). Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Показано, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении (Восточная Якутия) блеклая руда и сульфоантимониты Ag и Ag-Pb являются концентраторами высокотехнологичных металлов. Согласно новой номенклатуре тетраэдритовой группы блеклая руда на месторождении по содержанию Ag относится к фрейбергитовой серии и представлена кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). Изучена зональность серебросодержащей блеклой руды. В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), сосуществующего со сфалеритом (165–280 °C).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.411.071

Вещественные и морфологические особенности самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край). Павлова М.А., Червоник Н.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано самородное золото из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного, расположенных в восточной краевой части Ульбейского гранитоидного массива Нюдско-Куйдусунского габбро-гранодиорит-гранитного ряда. Золото характеризуется сложными, разнообразными морфологическими очертаниями (от изометричной, комковатой до нитевидной, игольчатой, уплощенной), слабой окатанностью, малой мощностью высокопробных кайм, а также сходной пробностью золота в центральных частях зерен (около 727 %). Таким образом, совпадение морфологических особенностей и состава золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного свидетельствует об их общем коренном источнике, расположенному в непосредственной близости от россыпей.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

УДК 550.42

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклиниория (Восточно-Уральское поднятие). Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

По петрохимическим и геохимическим параметрам метавулканиты еремкинской и александровской толщ Кочкарского антиклиниория относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты последней из них близки натровым базальтам известково-щелочной серии. Гранитоиды мигматитовой формации Восточно-Уральского поднятия фиксируют собой ядра куполов, сформированных в верхнем риффе-венде за счет пород сланцевого комплекса. Более молодые палеозойские гранитоидные

формации образовались в рифтогенной, окраинно-континентальной и коллизионной геодинамических обстановках.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.41

Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал). Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В статье приводятся результаты исследований минералогических и геохимических особенностей черных сланцев Кумакского рудного поля с применением современных методов исследований. Диагностированы редкометалльные и РЗЭ минералы. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в углеродистых сланцах не накапливаются.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 552.321.6

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал. Гатауллин Р.А. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты минералого-геохимического изучения особенностей перидотитов Северного Крака (Южный Урал). Массив сложен шпинелевыми лерцолитами с подчиненным значением шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Составы существующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии становление лерцолитов произошло при температурах 600–770 °С. Эти данные интерпретированы как результат длительного переуравновешивания оливин-хромшпинелидовой ассоциации в субсолидусных условиях, в том числе, при пластическом течении.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 55. 552.163

Реконструкция первичной природы пород зеленокаменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы состав и первичная природа породных комплексов архей-протерозойского кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. В основу работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического изучения метаморфических пород кристаллического фундамента в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулито-гнейсовых ядер. Установлено, что исходными породами для формирования амфиболовых гнейсов подвижного пояса послужили мафитовые породы отрадненской серии магматогенной природы. В архейское время магматогенные породы испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое они подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 552.086 / 552.23

Базальты района сапфировосной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джиды, Байкальская рифтовая система). Вантеев В.Б., Кислов Е.В. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучены вулканические породы района сапфировосной россыпи Нарын-Гол в бассейне р. Джиды (Байкальская рифтовая система). Вулканиты района подразделены на два типа: «вершинные» фонотефриты и «долинные» базальты и трахибазальты. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель и другие.

Предполагается, что «вершинные» вулканиты являются источником сапфира и санидина, а «долинные» – пироксенов и граната.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 552.321.5/6

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье. Трофимов А.В., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Кивельевский концентрически-зональный массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Бурятии. В его центральной части находятся тела дунитов и перидотитов. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габроноритами, аортозитами. Среди ультраосновных пород преобладают дуниты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к нормальному ряду, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Для основных пород характерны значительные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро по химическому составу имеют четкий разрыв с гипербазитами по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и MgO . Основные породы обладают умеренной железистостью (Fe преобладает над Mg), высокой глиноземистостью и низкой титанистостью.

Библ. 4.

УДК 551.14:551.215

Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия). Зубакова Е.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Пироксениты и карбонат-полевошпатовые породы Ханинского массива (Алданский щит) по минеральному составу и особенностям состава минералов сходны с таковыми из калиевых щелочных комплексов. Особенности химического состава минералов также сопоставимы, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит, амфибол. В отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерен оливин, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 552.111

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа. Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, в апатитах Ошурковского массива. Показано, что в метагаббро Ошурковского массива апатит является одним из минералов-концентратов F, SO_3 , РЗЭ, Li и Sr.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 552.45

Особенности формирования кремнеземного сырья горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Кабанова Л.Я., Корекина М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Методами оптической спектроскопии и термометрии изучены породы горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих кремнезем и железо. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем) и иногда гематитом и присутствие

многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников составляют 259–155 °C, что характерно для стадии диагенеза. Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко-мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений на горе Аптечной (311–153 °C) обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 553.8(470.5)

Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале. Ахматова Л.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты изучения зональных кристаллов рубина и розового сапфира из амфиболитов Нижнеалабашского проявления на Среднем Урале. По морфологическим особенностям выделены две основные группы. Для первой группы характерна насыщенная ярко-красная окраска и множество включений герцинита. Ко второй группе отнесены сапфиры пурпурно-розового цвета с трещинами отдельности. Рубины и розовые сапфиры обеих групп имеют зональную окраску и ярче окрашены в центральной части, в которой содержание Cr в пять раз выше, чем в краевых частях.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

УДК 553.078.2

Рудные желваки в ассоциации с демантOIDовой минерализацией на Польдневском месторождении (Средний Урал). Карасева Е.С., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы рудные желваки Польдневского месторождения демантоида на Среднем Урале, встреченные в ассоциации с демантOIDом. В составе желваков установлены самородная медь, серебро, миллерит, хизлевудит, пентландит, куприт. Демантоид и рудные желваки имеют парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 1.

УДК 550.42

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал). Богданова А.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследован петрохимический и РЗЭ состав пород, слагающих дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс массива Рай-Из (Полярный Урал). Состав клинопироксенов из клинопироксенитов соответствует клинопироксенам из офиолитовых комплексов. Закономерное распределение содержаний РЗЭ в породах согласуется с реакционной гипотезой формирования полосчатого комплекса.

Илл. 2. Библ. 11.

УДК 553.69

Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область. Резникова О.Г., Блинова С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе уточнен химический состав и текстурно-структурные особенности доломитов Данковского месторождения в Липецкой области и определена наиболее продуктивная толща для добычи полезного ископаемого. В некоторых случаях в доломитах обнаружены повышенные содержания вредных веществ.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 549.08

Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород. Глухов М.С. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Магнитные микросферулы, обнаруженные в фанерозойских разнофациальных осадочных отложениях Восточно-Европейской платформы, имеют сферичную форму с преобладающим размером диаметра 5–50 мкм. Поверхности микросферул имеют дендритную, скелетную, перьевидную, чешуйчатую и блочно-мозаичную текстуры. На поверхности обнаруживаются грани октаэдрического, кубооктаэдрического и ромбоэдрического габитуса. Минеральный состав микросферул представлен магнетитом с примесью SiO_2 и ферритов (Al, Ca, Mg, Ni, Cr, Ti, Mn, Cu, Zn). Сравнение данных о строении и составе с техногенными и вулканогенными магнитными микросферулами показало значительные различия в форме, размерах, внутреннем строении и содержании примесей.

Илл. 3. Библ. 10.

УДК 551.14:551.215

Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод. Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучено распределение химических элементов в костной ткани пермских тетрапод, используя микрорентгенофлуоресцентный анализ, методы оптической и электронной микроскопии. Выявлены отличия в распределении микроэлементов во вмещающей породе и костной ткани, а также в составе химических элементов для разных местонахождений.

Илл. 2. Табл. 1. Библ.6.

УДК 553.086

Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения. В.Д. Бровченко, М.В. Меркулова, Й. Ситтнер, А.Д. Ренно // Металлогенез древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Целью данной работы является изучение формы нахождения палладия в пентландите и минералах платиновой группы из руд Норильских месторождений. С помощью метода спектроскопии рентгеновского поглощения были получены данные, позволяющие узнать характеристики атома (метод XANES) и его окружение (метод EXAFS). Сравнение спектров поглощения палладия в пентландите из ортомагматических руд г. Рудная, палладия в металлической форме, а также палладия из наиболее распространенных минералов платиновой группы норильских руд показало, что палладий в пентландите входит в структуру минерала, вероятнее всего, замещая атомы железа и никеля.

Илл. 1. Библ. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| Предисловие | 3 |
| Часть 1. Общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов | |
| <i>Масленников В.В.</i> О возможной роли сипового биогальмировида | |
| в формировании субмаринных месторождений..... | 5 |
| <i>Косарев А.М.</i> О результатах разработки моделей рудно-магматических | |
| систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов | |
| Магнитогорской островодужной мегазоны | 10 |
| <i>Сначев В.И.</i> Геодинамические условия формирования Восточно- | |
| Уральской мегазоны (Южный Урал)..... | 13 |
| <i>Савельев Д.Е.</i> Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия, | |
| рудоносность | 17 |
| <i>Симонов В.А., Котляров А.В.</i> Особенности формирования палеозойских | |
| палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых | |
| комплексов Западной Сибири..... | 20 |
| <i>Юдовская М.А.</i> Реакционные структуры шпинелей и происхождение | |
| троктолитов Бушельда, Южная Африка | 23 |
| Часть 2. Месторождения черных, редких и редкоземельных металлов | |
| <i>Кислов Е.В., Каменецкий В.С.</i> Хромититы Главного Сарановского месторождения, | |
| Пермский край: минеральный состав и генезис | 27 |
| <i>Рахимов И.Р.</i> Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссынь в Южном | |
| Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных | |
| отложений | 21 |
| <i>Лаломов А.В., Бочнева А.А.</i> Численное прогнозирование потенциала россыпей | |
| на основе формализации факторов россыпебообразования на примере лопаритовых | |
| россыпей Ловозерского массива..... | 34 |
| <i>Вурмс Д.М., Кислов Е.В.</i> Сравнение состава хромшпинели хромититов | |
| Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального | |
| ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье) | 37 |
| Часть 3. Месторождения цветных металлов | |
| <i>Плотинская О.Ю.</i> Рений в молибдените порфировых месторождений Урала: | |
| региональная эволюция | 41 |
| <i>Брусицын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А.</i> Барит-свинцовое оруденение | |
| в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан): | |
| условия локализации, состав, генезис | 44 |
| <i>Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюрова Н.Р.</i> Минералого-геохимические | |
| особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных | |
| месторождений Урала..... | 47 |
| <i>Жданова Л.Р.</i> Редкие минералы марганцевых пород Учалинского | |
| медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) | 52 |
| <i>Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф.</i> Состав и особенности формирования | |
| медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ашебутакском | |
| месторождении (Орское Зауралье)..... | 55 |
| <i>Аюрова Н.Р., Сафина Е.В.</i> Минеральный состав пород надрудной слоистой | |

| | |
|--|-----|
| пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточный Понтиды)..... | 57 |
| <i>Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А.</i> Влияние морской воды на перераспределение элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические и термодинамические данные..... | 61 |
| <i>Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А.</i> Окаторудные метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал)..... | 64 |
| <i>Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А.</i> Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал) | 68 |
| <i>Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушинков В.П.</i> Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe скарнового месторождения Култума (Восточное Забайкалье)..... | 71 |
| <i>Бровченко В.Д., Меркулова М.В., Ситтнер Й., Ренно А.Д.</i> Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения..... | 75 |
| <i>Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А.</i> Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов при проведении РФА геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс»..... | 78 |
| Часть 4. Месторождения благородных металлов | |
| <i>Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р.</i> К истории формирования Сибирского золоторудного месторождения (Южный Урал)..... | 83 |
| <i>Собиров А.Ф.</i> Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно- Сухтелинского участка (Южный Урал)..... | 86 |
| <i>Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В.</i> Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской рассыпной зоны (Южный Урал) | 90 |
| <i>Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Чебыкин Н.С.</i> Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоянского массива, Южный Урал | 93 |
| <i>Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В.</i> Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений в клинопироксенит-дуниловых массивах Урала и связанных с ними россыпях | 98 |
| <i>Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А.</i> Ассоциации минералов платиновой группы зональных клинопироксенит-дуниловых массивов Северного Урала | 101 |
| <i>Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д.</i> Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж) | 105 |
| <i>Юричев А.Н.</i> Аксессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) | 109 |
| <i>Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю.</i> Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды Мангазейского серебро- полиметаллического месторождения (Восточная Якутия) | 114 |
| <i>Павлова М.А., Червоник Н.С.</i> Вещественные и морфологические особенности самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край)..... | 118 |

Часть 5. Осадочные, вулканогенные, метаморфические комплексы

| | |
|---|-----|
| <i>Сначев В.И.</i> Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкинского антиклиниория (Восточно-Уральское поднятие)..... | 122 |
| <i>Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А.</i> Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)..... | 125 |
| <i>Гатауллин Р.А.</i> Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал | 128 |
| <i>Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р.</i> Реконструкция первичной природы пород зелено-каменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции..... | 133 |
| <i>Вантеев В.В., Кислов Е.В.</i> Базальты района сапфировосной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джигида, Байкальская рифтовая система)..... | 136 |
| <i>Трофимов А.В., Кислов Е.В.</i> Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье..... | 138 |
| <i>Зубакова Е.А.</i> Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) | 141 |
| <i>Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А., Батуева А.А.</i> Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа | 144 |

Часть 6. Нерудное сырье, актуальные геолого-минералогические и геохимические исследования

| | |
|--|-----|
| <i>Кабанова Л.Я., Корекина М.А.</i> Особенности формирования кремнеземного сырья горы Алтечной и горы Орлова (Средний Урал) | 147 |
| <i>Ахматова Л.А.</i> Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале | 150 |
| <i>Карасева Е.С., Мурzin В.В., Кисин А.Ю.</i> Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал) | 153 |
| <i>Богданова А.Р.</i> Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)..... | 155 |
| <i>Резникова О.Г., Блинова С.А.</i> Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область | 159 |
| <i>Глухов М.С.</i> Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород | 162 |
| <i>Гайнанова А.Р., Шиловский О.П.</i> Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетраподов..... | 166 |

Краткие сообщения

| | |
|--|-----|
| <i>Якимова О.Н., Ракова О.В., Гаврилкина С.В., Тихонова С.А., Крупнова Т.Г.</i> Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского угольного разреза (Южный Урал)..... | 172 |
| <i>Попова Д.А., Ракова О.В, Гаврилкина С.В., Крупнова Т.Г.</i> Мониторинг мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска..... | 173 |
| <i>Дударева В.М.</i> Фосфориты Ижбердинского месторождения глин (Оренбургская область)..... | 175 |
| <i>Терехова А.С.</i> Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область)..... | 175 |

| | |
|---|------------|
| Гончаров В.С. Физические свойства минералов группы сульфатов | 176 |
| Поздеева Е.С. Зубы акул родов <i>Squalicorax</i> и <i>Pseudocorax</i> на местонахождении Ижберда (Оренбургская область)..... | 176 |
| Шопина Е.М. Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область) | 177 |
| Сапрыкина А. Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда, Оренбургская область | 177 |
| Аннотации | 179 |

CONTENT

Part 1. General problems of geology and metallogeny of paleoceanic complexes

| | |
|---|----|
| <i>Maslennikov V.V.</i> A possible role of seep biohalmyrolysis in the formation of submarine deposits | 5 |
| <i>Kosarev A.M.</i> Results of the development of models of ore-magmatic systems of sulfide-bearing Devonian volcanic complexes of the Magnitogorsk island-arc megazone | 10 |
| <i>Snachev V.I.</i> Geodynamic features of the formation of the East Uralian Megazone (South Urals)..... | 13 |
| <i>Saveliev D.E.</i> Ultramafic belts of the South Urals: mineralogy, geochemistry, ore potential | 17 |
| <i>Simonov V.A., Kotlyarov A.V.</i> Features of the formation of the Paleozoic paleoceanic clinopyroxene-bearing ultramafic complexes in West Siberia..... | 20 |
| <i>Yudovskaya M.A.</i> Reaction structures of spinels and the origin of the Bushveld troctolites, South Africa | 23 |

Part 2. Ferrous, rare metal and REE deposits

| | |
|--|----|
| <i>Kislov E.V., Kamenetsky V.S.</i> Chromitites of the Main Sarana deposit, Perm krai: mineral composition and genesis | 27 |
| <i>Rakhimov I.R.</i> The unique Sabantuy chromite paleoplacer in the South Urals: the first data on geology, lithology and mineralogy of ore-bearing sediments..... | 31 |
| <i>Lalomov A.V., Bochneva A.A.</i> Numerical forecast of placer potential based on the formalization of placer formation factors: example of loparite placers of the Lovozero pluton..... | 34 |
| <i>Vurms D.M., Kislov E.V.</i> Comparison of the composition of the chromite of chromitites of the Yoko-Dovyren stratified and Marinkin concentric-zonal ultramafic-mafic massifs (North Baikal region)..... | 37 |

Part 3. Base metal deposits

| | |
|--|----|
| <i>Plotinskaya O.Yu.</i> Rhenium in molybdenite of the Urals porphyry deposits: regional evolution | 41 |
| <i>Brusnitsyn A.I., Perova E.N., Sadykov S.A.</i> Barite-lead mineralization in reef limestones of the Ushkatyn-III deposit (Central Kazakhstan): localization, composition and genesis | 44 |
| <i>Safina N.P., Melekestseva I.Yu., Ayupova N.R.</i> Mineralogical and geochemical features of pyrite nodules in sulfide diagenites of massive sulfide deposits of the Urals..... | 47 |
| <i>Zhdanova L.R.</i> Rare minerals of manganese rocks of the Uchaly copper-zinc massive sulfide deposit (South Urals)..... | 52 |
| <i>Tagirova L.R., Khasanov R.R., Kayumov I.F.</i> Composition and formation conditions of copper-zinc massive sulfide ores at the West Ashchebutak deposit (Orsk Urals)..... | 55 |
| <i>Ayupova N.R., Safina E.V.</i> Mineral composition of hanging wall layered rocks of the Lakhanos copper-zinc massive sulfide deposit (Eastern Pontides) | 57 |
| <i>Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A.</i> Seawater effect and redistribution of trace elements in sulfides of the Ashadze-2 hydrothermal field (12°58' N, Mid-Atlantic Ridge): geochemical and thermodynamic data | 61 |

| | |
|--|----|
| <i>Rozhkova E.A., Novoselov K.A., Khvorov P.V., Ryzhkova Yu.A.</i> Ore metasomatites of the Bikszak polymetallic occurrence (South Urals) | 64 |
| <i>Ryzhkova Yu.A., Novoselov K.A.</i> Textural features of the Bikszak lead-zinc stratiform occurrence (South Urals)..... | 68 |
| <i>Malyutina A.V., Redin Yu.O., Redina A.A., Mokrushnikov V.P.</i> Sulfur isotopic composition of sulfide ores of the Kultum Au-Cu-Fe skarn deposit (East Baikal region)..... | 71 |
| <i>Brovchenko V.D., Merkulova M.V., Sittner J., Reno A.D.</i> The mode of occurrence of Pd in Norilsk ores according by XAS data..... | 75 |
| <i>Abdrakhmanova Z.T., Kan A.N., Yun R.V., Efimenko S.A.</i> Solution of task of maximum account of balance components during the RFA of geological exploration samples in TOO Kazakhmys Corporation | 78 |

Part 4. Precious metal deposits

| | |
|---|-----|
| <i>Snachev A.V., Rassomakhin M.A., Nurieva K.R.</i> Evolution of formation of the Siratur gold deposit (South Urals) | 83 |
| <i>Sobirov A.F.</i> Native gold from tourmaline-quartz veins of the South Sukhtelya are (South Urals)..... | 86 |
| <i>Kozin A.K., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Mikhailov V.V.</i> Features of morphology, structure and composition of native gold from Miass placer zone (South Urals)..... | 90 |
| <i>Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Chebykin N.S.</i> Gold-silver minerali- zation in granodiorites of the Turgoyak pluton, South Urals | 93 |
| <i>Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Petrov S.V., Kozlov A.V.</i> Types of chromite-platinum aggregates of primary deposits in clinopyroxenite-dunite massifs of the Urals and associated placers | 98 |
| <i>Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Varlamov D.A.</i> Assemblages of platinum group minerals of zonal clinopyroxene-dunite massifs of the North Urals | 101 |
| <i>Khusainova A.Sh., Bortnikova S.B., Kalinin Yu.A., Greku E.D.</i> Gold and silver in the technogenic mineral aggregates of the Talmovskie Peski tailing dump (Salair Ridge) | 105 |
| <i>Yurichev A.N.</i> Accessory precious metal mineralization in ultramafic rocks of the Kyzyr-Burlyuk massif (Western Sayan) | 109 |
| <i>Lyubimtseva N.G., Anikina E.Yu.</i> Assemblages, chemistry, heterogeneity, and formation conditions of Ag-bearing fahlore from the Mangazeya silver-polymetallic deposit (East Yakutia) | 114 |
| <i>Pavlova M.A., Chernovik N.S.</i> Compositional and morphological features of native gold placers of the Levy Dzhanku and Granitny creeks (Khabarovsk krai)..... | 118 |

Part 5. Sedimentary, igneous and metamorphic complexes

| | |
|---|-----|
| <i>Snachev V.I.</i> Geochemical features of volcanosedimentary rocks and granitoids of the Kochkar Anticlinorium (East Uralian Uplift) | 122 |
| <i>Kolomoets A.V., Snachev A.V., Rassomakhin M.A.</i> Geochemical features of black shales of the Kumak ore field (South Urals)..... | 125 |
| <i>Gataullin R.A.</i> Mineralogical and geochemical features and formation conditions of lherzolites of the North Kraka massif, South Urals..... | 128 |
| <i>Mirzoshoev B.R., Khasanov R.R.</i> Reconstruction of origin of rocks of greenstone belts of the Precambrian basement of the Volga-Ural petroleum province | 133 |
| <i>Vantsev V.V., Kislov E.V.</i> Basalts of the Naryn-Gol sapphire placer area (Dzhida River basin, Baikal rift system) | 136 |

| | |
|---|-----|
| <i>Trofimov A.V., Kislov E.V.</i> Petrology of the Kivel'evsky concentric-zonal ultramafic-mafic massif, North Baikal region | 138 |
| <i>Zubakova E.A.</i> Mineral composition of rocks of the Khaninsky massif (Aldan Shield, Yakutia)..... | 141 |
| <i>Chuprova A.A., Badmatsyrenova R.A., Batueva A.A.</i> Apatite of the Oshurkovo gabbro-pegmatite intrusion, Baikal region: LA ICP MS data | 144 |
| Part 6. Nonmetallic deposits, topical geological-mineralogical and geochemical studies | |
| <i>Kabanova L.Ya., Korekina M.A.</i> Features of formation of silica occurrences from the Mts. Aptchnaya and Orlova (Central Urals)..... | 147 |
| <i>Akhmatova L.A.</i> Zonal crystals of ruby and pink sapphire from amphibolites of the Alabashka deposit, Central Urals..... | 150 |
| <i>Karaseva E.S., Murzin V.V., Kisin A.Yu.</i> Ore nodules in assemblage with demantoid at the Poldnevskoe deposit (Central Urals)..... | 153 |
| <i>Bogdanova A.R.</i> Geochemical features of rocks of the dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro complex of the Rai-Iz massif (Polar Urals)..... | 155 |
| <i>Reznikova O.G., Blinova S.A.</i> Compositional features of dolomite of the Dankovskoe deposit, Lipetsk region..... | 159 |
| <i>Glukhov M.S.</i> Identification of genetic features of magnetic microspheres from sedimentary rocks | 162 |
| <i>Gainanova A.R., Shilovsky O.P.</i> Features of distribution of chemical elements in the bone tissue of Permian tetrapods | 166 |
| Brief reports..... | 172 |

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ-2021
СИНГЕНЕЗ, ЭПИГЕНЕЗ, ГИПЕРГЕНЕЗ**

**Материалы двадцать седьмой научной молодежной школы
имени профессора В.В. Зайкова**

*Рекомендовано к печати ученым советом
Института минералогии УрО РАН*

ISSN 2782-2052 (online)

*Технический редактор: И.Ю. Мелекесцева
Корректоры: Е.Е. Паленова, И.Ю. Мелекесцева, Н.А. Анкушева
Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская*

Подписано к печати 21.04.2021.
Формат 70 × 100 $\frac{1}{16}$ Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 12.1 Уч. изд. л. 12.4.
