

Часть 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

*А. И. Брусницын¹, Е. В. Белозуб^{2,3}, И. Г. Жуков^{2,3}, Н. Р. Аюпова^{2,3},
В. Н. Кулешов⁴, Н. В. Платонова¹, А. Н. Арцышев¹*

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
brusspb@yandex.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

³ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

⁴ – Геологический институт РАН, г. Москва

Минералогия и геохимия силикатно-карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения, Красноярский край

Введение. Мазульское марганцевое месторождение расположено на хребте Арга в 12 км к юго-западу от г. Ачинска. Оно было открыто в конце XIX века и периодически эксплуатировалось с 1933 по 1956 гг., после чего было законсервировано. Известно, что незатронутые приповерхностным окислением марганцевые руды месторождения представляют собой редкие в природе неотокит-родохрозитовые породы, но их вещественный состав до сих пор не изучался с применением современных методов. Мы постарались восполнить данный пробел. Материалом для работы послужили образцы руд из технологической пробы, отобранной в 2007 г.

Геологические условия залегания руд. Месторождение приурочено к вулканогенно-осадочным комплексам нижнего палеозоя, слагающим северо-восточное субширотное ответвление от складчатой системы Кузнецкого Алатау [Молдованцев, 1938; Борисевич, 1940; Бетехтин, 1946; Цыкин, 1967]. Рудовмещающие толщи сложены эффузивами основного состава, вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, туффитами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, яшмами и карбонатными породами. Характер залегания и морфология рудных тел интерпретируются неоднозначно. Иногда отчетливо прослеживается линзо- и лентовидная форма тел, их согласное залегание во вмещающих породах, переслаивание руд с кремнистыми сланцами и туффитами. В других случаях геометрия рудных залежей более сложная и изменчивая с многочисленными раздувами, пережимами и изгибами. Ориентировка таких тел не всегда согласна с напластованием вмещающих толщ, а между рудами и нерудными отложениями отмечаются постепенные переходы. Рудные залежи выявлены на площади около 1 км². Мощность отдельных тел варьирует от первых метров до 42 м, протяженность – 100–150 м, по падению они прослежены до глубины 160 м.

Минералогия и строение руд. Руды месторождения коричневого цвета, микрозернистые, микропористые, гигроскопичные. В их составе методами оптической и электронной микроскопии, рентгенофазового и микрозондового анализа установлены следующие минералы: *главные* – родохрозит, гетит, неотокит, кварц; *второстепенные* – сапонит, Mg–Mn серпентин (кариопилит), иллит-сметтит, филлипсит, апатит,

гематит; *акцессорные* – самородные медь и никель, гринокит, киноварь, халькозин, никелин, никельсодержащий лангисит, арсениды меди (предположительно альгодонит, домейкит и их кобальт- и никельсодержащие разновидности), барит, монацит, а также пока не диагностированные соединения Zn–Cu–S и Cd–Cu–S.

В рудах выделяется пять главных текстур: 1) линзовидно-полосчатые с чередованием слоев, различающихся соотношениями породообразующих минералов; 2) струйчатые и хлопьевидные, образованные тонкодисперсным вулканомиктовым и смектитовым материалом, сцементированным неотоцитом; 3) колломорфные с изометричными обособлениями стекловидного неотоцита, срастающимися с почковидным концентрически-зональным гетитом или родохрозит-гетитовым агрегатом; 4) брекчиевидные, в которых неправильные по форме, комковатые по структуре родохрозит-гетитовые (\pm неотоцит) скопления сцементированы микрозернистой неотоцит-смектит-кварцевой массой; 5) щебне-дресвянистая, сходная с брекчиевидной, но с дополнительным присутствием угловатых обломков кремнистых пород.

Помимо указанных текстур в рудах наблюдаются участки с прожилково-сетчатой текстурой, создаваемой секущими прожилками родохрозита и кальцита. В линзовидно-полосчатых рудах прожилки имеют сегрегационную природу – они являются продуктом локального перераспределения родохрозита из основной массы породы в поздних трещинах. В струйчатых рудах родохрозитовые прожилки замещают более раннюю неотоцит-смектитовую массу.

В рудах преобладают глобулярные, комковатые, сферолитовые, почковидные концентрически-зональные, а также пелитовые структуры. Для неотоцитовых и смектитовых обособлений чрезвычайно типичны трещины синерезиса (усыхания). Все это указывает на образование основной массы руд в процессе литификации обводненного тонкодисперсного материала, в котором весьма вероятно присутствие гелеобразного коллоидного вещества. В этом плане особенно интересно широкое развитие в рудах неотоцита – аморфного силиката марганца $(\text{Mn, Fe, Mg, Al})(\text{SiO}_3) \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Его присутствие указывает на то, что часть рудного вещества изначально аккумулировалась в силикатной форме в виде $\text{Mn-Si} \pm (\text{Fe, Mg, Al})$ геля, который впоследствии коагулировал с образованием стекла. Участками в рудах проявлена собирательная перекристаллизация минералов, приводящая к формированию тонкодисперсных масс зернистых агрегатов. Мозаичные зернистые структуры особенно характерны для родохрозита. Неотоцит в рудах замещается кариопилитом и родохрозитом.

В целом, минеральный состав и строение руд соответствуют нематаморфизованным обломочно-хемогенным отложениям (осадочным породам). В рудах отсутствуют явные признаки метасоматического генезиса, т.е. образования минералов железа и марганца путем замещения ими субстрата изначально не содержавшего эти элементы.

Геохимия руд. Главными элементами руд являются кремний, железо, марганец и углекислота ($\text{SiO}_2 + \text{FeO}^{\text{общ}} + \text{MnO}^{\text{общ}} + \text{CO}_2 = 73.1\text{--}88.5$ мас. %). Средние содержания петрогенных компонентов составляют (мас. %): $\text{SiO}_2 - 19.9$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.7$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}} - 21.2$, $\text{MnO} - 30.6$, $\text{CaO} - 2.5$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0.6$, $\text{CO}_2 - 15$. Отношение Mn/Fe изменяется от 0.5 до 9.8, но марганцевые руды ($\text{Mn/Fe} > 1$) преобладают. По значениям алюминиевого модуля $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}) = 0.04\text{--}0.19$ руды соответствуют металлоносным осадкам.

В рудах установлены высокие, примерно в 10–1000 раз превышающие кларк концентрации многих микроэлементов (средние значения, г/т): Ва (3337), Вi (0.7),

Cd (62), Co (304), Cu (513), Hg (4.3), Mo (9.7), Ni (394), Pb (41), Sb (15), Se (1.6), Te (0.1), Zn (1765). Концентрации (г/т) Be (1.5), Cr (50), Cs (0.9), Ga (8), Ge (0.3), Hf (0.6), Li (12), Nb (0.7), Rb (14), Sc (2.4), Ta (0.05), Th (1) и Zr (24) ниже кларка. Редкоземельные элементы (РЗЭ) обладают низкими концентрациями (Σ РЗЭ, в среднем, 9.6 г/т), что примерно в 10 раз ниже кларковых. В спектрах РЗЭ фиксируется отрицательная цериевая аномалия (Ce/Ce^* в среднем, 0.54) и небольшой дефицит легких РЗЭ, что является индикаторным для металлоносных осадков и железо-марганцевых корок, формирующихся в областях придонной разгрузки гидротермальных растворов [Дубинин, 2006]. По геохимическим особенностям руды Мазульского месторождения близки к гидротермальным марганцевым отложениям современного океана [Батурин, 2000].

Изотопный состав ($\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$) родохрозита. Родохрозит месторождения характеризуется очень низкими значениями $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ по сравнению с «нормальными» морскими карбонатами. Величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в пробах варьируют от -33.2 до -16.1 ‰ (PDB) и от 15.0 до 18.1 ‰ (SMOW), соответственно.

Низкие значения $\delta^{13}C$ свойственны родохрозииту многих марганцевых месторождений осадочного или гидротермально-осадочного генезиса [Кулешов, 2001]. Основным источником необходимой для образования карбонатов углекислоты здесь служило окисляющееся на стадии диа- и/или катагенеза органическое вещество. Самые низкие значения $\delta^{13}C$ мазульских родохрозитов (до -33.2 ‰ PDB) соответствуют углероду органического вещества нефтяного ряда. Не исключено, что источником углерода служили растворы, просачивающиеся сквозь пачки битуминозных известняков, распложенных вблизи месторождения.

Низкие значения $\delta^{18}O$ имеют карбонаты марганца из метаморфизованных руд, однако изученные руды не испытали метаморфизма. В таком случае полученные нами величины $\delta^{18}O$ могут быть объяснены тремя способами: 1) рудогенез протекал с участием разогретых растворов глубинного происхождения; 2) облегчение изотопного состава кислорода материнских для карбонатов растворов происходило в результате взаимодействия захороненных морских вод с вулканогенно-осадочными породами при низких отношениях вода/порода; 3) образование родохрозита осуществлялось в условиях низких температур с участием изотопно-легких вод метеорного (приповерхностного) происхождения. С учетом геологии района, первый вариант наименее вероятный.

Дискуссия. На образование месторождения существуют разные точки зрения. В качестве альтернативных предлагаются те или иные варианты осадочной и гидротермально-метасоматической моделей [Молдованцев, 1938; Борисевич, 1940; Бетехтин, 1946; Цыкин, 1967]. Полному генетическому толкованию полученных нами данных мешает отсутствие точной привязки изученных образцов к конкретным геологическим условиям их нахождения.

С одной стороны, приуроченность к вулканогенно-осадочным толщам, согласное залегание, по крайней мере, части рудных тел, переслаивание руд и вмещающих пород, наличие между ними постепенных переходов, осадочный облик руд и специфика их геохимии (в частности, тип спектра РЗЭ) могут интерпретироваться в рамках гидротермально-осадочной модели. В этом варианте железо, марганец и некоторые другие элементы поставлялись в придонную часть морского бассейна растворами, циркулирующими в вулканогенно-осадочной толще. Отложение рудного вещества происходило либо на поверхности морского дна, либо отчасти ниже этого уровня

среди неконсолидированных отложений. Отсюда и текстурное разнообразие руд с неравномерным распределением в них обломочной и гидротермальной составляющих. Сложная морфология и характер залегания некоторых рудных залежей объясняется заполнением рудным (гидротермальным) материалом зон механического дробления (подводящих каналов?), карстовых полостей, неровных депрессий рельефа морского дна и т.п.

С другой стороны, палеовулканогенные комплексы складчатых областей, как правило, в той или иной степени метаморфизованы. Яркой же особенностью мазульских руд служит отсутствие даже самых слабых метаморфогенных проявлений. В них широко развиты гетит, неотокит (гидратированное Mn-Si стекло), смектиты. Этот факт заслуживает внимания. Либо он отражает специфику геологической истории региона, либо оруденение имеет не кембрийский, как вмещающие вулканогенно-осадочные толщи, а существенно более молодой возраст. В последнем случае месторождение приходится рассматривать как эпигенетическое низкотемпературное гидротермальное: рудное вещество выполняло открытые полости (например, карстовые), цементируя скопившийся в них обломочный материал. Перенос и отложение железа и марганца осуществлялись при участии метеорных вод. В пользу данной модели свидетельствуют причудливая морфология некоторых рудных залежей и изотопный состав кислорода карбонатов.

В любом варианте, минералогия марганцевых руд Мазульского месторождения интересна, поскольку указывает на возможность первоначального накопления марганца не в оксидной, а в силикатной форме, а также тем, что характеризует фазовый состав силикатно-карбонатных отложений, сформировавшийся на ранних ступенях литогенеза.

Исследования проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и Южно-Уральского центра коллективного пользования ИМин УрО РАН. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 5 и в рамках государственной бюджетной темы (ГР № 01201350139).

Литература

- Батулин Г. Н. Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 451–477.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды. М.-Л.: АН СССР, 1946. 315 с.
- Борисевич И. В. К минералогии карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения // Труды Института геологических наук. Петрографическая серия (№ 14). 1940. Вып. 44. С. 15–36.
- Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
- Кулешов В. Н. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатных марганцевых руд. М.: Геоинформмарк, 2001. 56 с.
- Молдованцев Е. П. К вопросу о генезисе Мазульского марганцевого месторождения // Советская геология. 1938. № 7. С. 45–52.
- Цыкин Р. А. Марганцевые рудопроявления в Красноярском крае // В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 353–360.

П. А. Михеев
*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск*

**Геохимические особенности Коксайского рудопроявления
марганцевых руд (Республика Узбекистан)**
(научный руководитель А. Б. Кафтанатий)

Коксайское рудопроявление марганцевых руд расположено на территории Зеравшанского хребта, включающего в себя горы Чакылкалян и Каратюбе, и известного своими месторождениями золота (Акба, Кызылтурук и др.), редких металлов (Яхтон, Чаштепе – вольфрам; Мангит, Лолабулак – ниобий, тантал) и марганца (Дауташ, Коксай и др). Участок проведения геологоразведочных работ находится в Чевакинском районе на южном склоне гор Лолабулак, между водоразделом ручьев Дауташ и Ташбулак, в центральной части Дауташского марганцевого месторождения.

Целью работы является изучение геохимических особенностей Коксайского рудопроявления марганцевых руд с выявлением закономерностей распределения рудных компонентов (марганца и сопутствующих примесей CaO и SiO₂) в пределах рудного горизонта. Исследования включали в себя: 1) обработку данных с определением основных статистических параметров по каждому исследуемому элементу (построение гистограмм, корреляционных диаграмм) в программе Statistica; 2) построение карт распределения элементов в программе ArcMap и ArcGis 9.3; 3) анализ карт распределения с выявлением закономерностей распределения элементов по площади исследуемого участка.

Рельеф в пределах участка низкогорный слабо пересеченный, слабо расчлененный водоразделами и саями (саи Дауташ, Ташбулак и др.). Наибольшие абсолютные высоты, достигающие 919.7 м, приурочены к водораздельному плато. Минимальные отметки приурочены к тальвегам саев и составляют 870 м. Общий перепад высот составляет около 49.7 м. Северная часть участка более расчлененная, южная – более равнинная. Климатические условия района имеют черты ярко выраженного континентального режима: холодная малоснежная зима, жаркое засушливое лето, малое количество атмосферных осадков, резкие колебания суточных температур, частые и сильные ветры.

В геологическом строении исследуемой площади принимают участие терригенно-олигостромовые образования C_{2-3tr} с гигантской олистоплакой марганцевоносных карбонатных и карбонатно-кремнистых отложений ходжакурганской свиты (D_{1l}–D_{3ef}), содержащей 12 промышленных тел пиролюзитовых руд линзо- и пластообразной формы. Гипсометрические отметки рудопроявления 905–860 м, т.е. оно является наименее эродированным. Марганцевоносный горизонт имеет широтное простирание.

Исходными данными являются результаты химического анализа 151 пробы из скважин на MnO, SiO₂ и CaO. Содержания (мас. %) MnO составляют 1.5–29.4, SiO₂ – 7.32–37.68 и CaO – 12.23–45.64. Содержания оксидов положительно связаны между собой. Особенно сильно корреляционная зависимость проявляется в связи между MnO и SiO₂ (r = 0.45). В меньшей степени, CaO коррелирует с SiO₂ (r = 0.32), а MnO с CaO (r = 0.26).

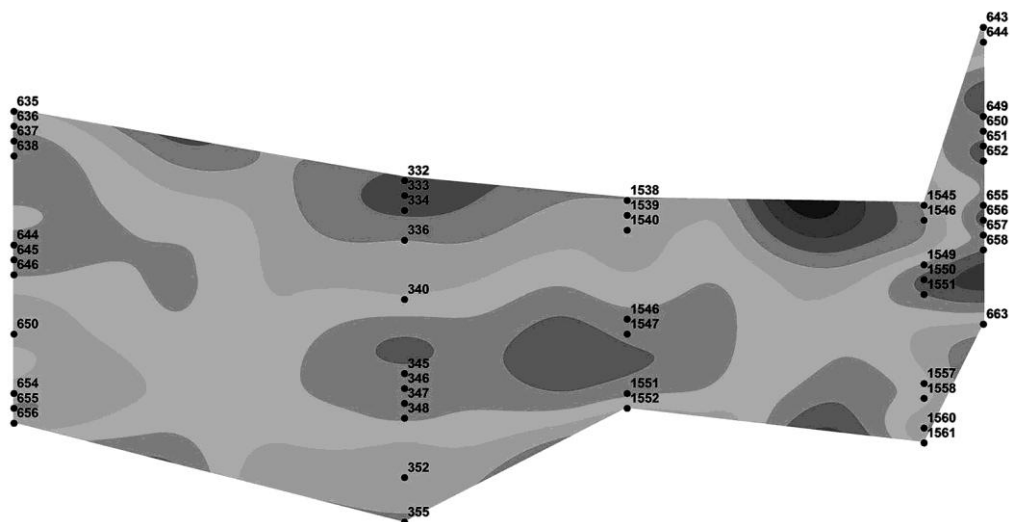


Рис. 1. Карта распределения MnO (сечение № 1).

Карты распределения химических компонентов были построены методом кригинга на основе Dbf-таблицы из данных химического анализа. Этот метод основан на статистических моделях, включающих автокорреляцию (статистические зависимости между измеренными точками). Такая технология позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета. Метод кригинга включает два процесса: первый создает вариограммы для оценки значений статистических зависимостей, называемых пространственной автокорреляцией, а второй определяет предполагаемые значения пустых ячеек. Этот метод применяется, когда поверхность оценивается по нерегулярно распределенным отсчетам при наличии тренда. Одинарный кригинг по своей сути является лишь улучшением метода ОВР, в котором учитываются не только расстояния от интерполируемой точки, но и расстояния между самими исходными точками так, что веса более близких друг к другу исходных точек уменьшаются. Данные опробования представлены в виде карт распределения химических элементов на листе в формате GRID, в котором каждая точка поверхности имеет свое значение. После создания Dbf-таблицы при помощи модуля Spatial Analyst создаются моноэлементные карты распределения по каждому элементу. Для изучения распределения MnO были построены геохимические карты по разным сечениям (рис. 1, 2).

По сечению № 1 скважинами вскрываются два рудных тела, разделенных безрудной зоной. Максимальное содержание марганца (больше 19 %) наблюдается в центральных частях рудных тел, к кровле и подошве рудных тел оно плавно уменьшается. Подобное распределение наблюдается и по остальным четырем сечениям.

В результате проведенных исследований можно сделать ряд выводов. Содержание марганца гипсометрически закономерно изменяется. В близповерхностных частях содержание марганца уменьшается, что можно связать с гипергенным выщелачиванием. На среднем глубинном уровне содержание марганца повышается, что может объясняться вторичным обогащением в результате миграции марганца в эту часть разреза. С глубиной его содержание также закономерно уменьшается.

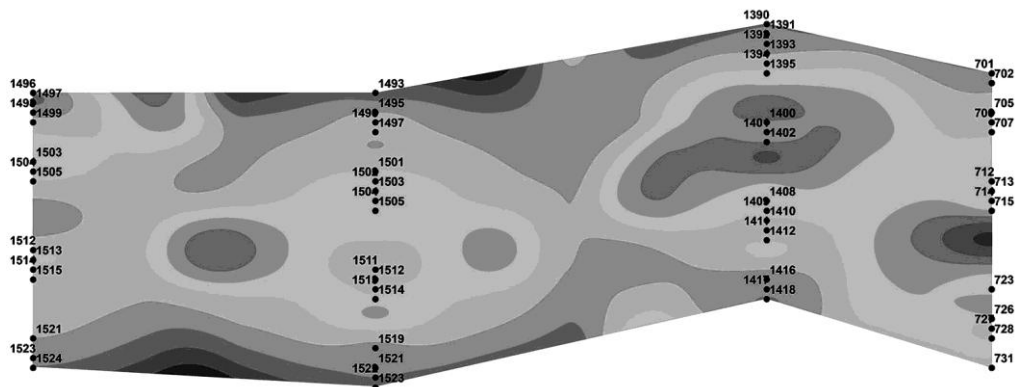


Рис. 2. Карта распределения MnO (сечение № 3).

Подобная ситуация, в какой-то степени, повторяется с SiO_2 . Содержания CaO равномерно распределены на всех глубинных уровнях. Эти закономерности позволяют прийти к выводу о ведущей роли гипергенных процессов в формировании марганцевого оруденения на Коксайском рудопроявлении.

В. В. Иванов

Государственный научный центр ФГУПП «Южморгеология», г. Геленджик
geolog_ivanov@mail.ru

**Особенности геохимической специализации
кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова
Магеллановых гор, Тихий океан
(научный руководитель М. Е. Мельников)**

Кобальтоносные марганцевые корки (КМК) являются новым типом твердых полезных ископаемых Мирового океана, привлекающим внимание с последней четверти прошлого века [Кронен, 1982]. Корки представляют собой сплошные покровы гидроксидов железа и марганца, облекающие выходы коренных пород. В них содержится до 24 % Mn, 18 % Fe, 0.7 % Co и Ni, а также присутствуют повышенные содержания Mo, Pt, PЗЭ, Te, Ti, V и др. Задачей настоящей работы является выявление особенностей геохимической специализации кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова.

В рамках подготовки заявки в Международный орган по морскому дну на получение участка КМК в международном районе морского дна, ГНЦ «Южморгеология» изучено геологическое строение и корковое оруденение подводных гор. За период с 2000 г. по настоящее время НИС «Геленджик» выполнено девять рейсов с проведением геолого-геофизических работ на всех 15 гайотах Магеллановых гор. Накопленный фактический материал позволяет говорить об общих чертах геологиче-

ского строения гайотов, но в то же время дает возможность выделить отдельные горные сооружения, характеризующиеся специфическими особенностями. Одним из гайотов с индивидуальными чертами строения является гайот Бугакова. В течение нескольких рейсов на данном гайоте выполнены: многолучевое эхолотирование (площадь съемки 10700 км²), гидромагнитная съемка (2300 км профилей), фототелевизионное профилирование (580 км профилей), геологическое опробование с использованием скальных драг (около 100 станций) и бурение неглубоких скважин (более 20). Результаты и анализ полученных данных изложены в отчетах ГНЦ «Южморгеология» и некоторых публикациях [Анохин, Мельников, 2013; Мельников и др., 2012].

Гайот Бугакова является крайним юго-восточным горным сооружением цепи Магеллановых гор (рис.). Своей субмеридионально-вытянутой формой он отличается от других гайотов, которые, в основном, изометричны и ориентированы субширотно. Вершинная поверхность горного сооружения построена двумя удлиненными пологими куполами, осложненными многочисленными вулканическими мезоформами. Гайот характеризуется низким батиметрическим положением бровки в интервале

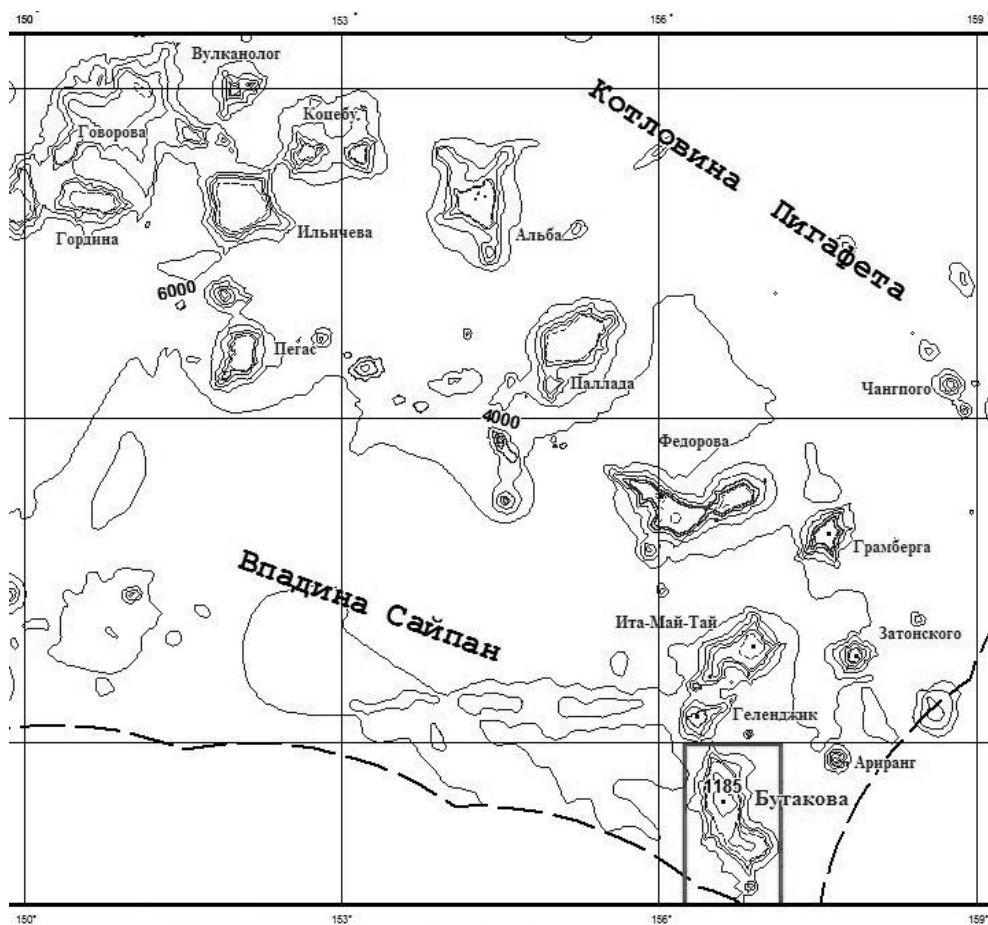


Рис. Положение гайота Бугакова среди гайотов Восточного звена Магеллановых гор.

глубин 2500–3000 м при средней глубине положения бровки других гайотов – 1400–1600 м. Склоны гайота имеют выпукло-вогнутый профиль с крутизной до 25° и более. Крутизна верхних участков западного и восточного склонов близка к 40° (в единичных случаях до 64°), что говорит об их сбросовом характере.

Основной объем горного сооружения, как и на Магеллановых горах в целом, сложен вулканитами раннего мела, представленными породами толеит-щелочно-базальтовой ассоциации гавайского типа. Мезо-кайнозойская осадочная шапка состоит из рифогенных и планктоногенных известняков, эдафогенных брекчий, а также вулканокластических образований. Отличительной чертой гайота Бутакова является хорошая обнаженность пород меловых комплексов. Частота встречаемости пород апт-туронского комплекса достигает 40 %, совместно с породами кампан-маастрихтского комплекса – более 60 %. Для сравнения, на остальных гайотах Магеллановых гор, напротив, обнаженность кайнозойских пород составляет до 70 %.

Вышеизложенное позволяет предполагать, что на формирование гайота Бутакова существенное влияние оказали постседиментационная вулканотектоническая активизация. Вероятно, она ответственна за глубокое положение вершины гайота, наличие многочисленных вулканических конусов и куполов на вершинном плато, сбросовый характер западных и восточных склонов, обнаженность наиболее древних вулканогенных и осадочных пород.

На гайоте Бутакова не просматривается концентрически-зональная структура оруденения, характерная для подводных сооружений Магеллановых гор, которая заключается в наличии рудного кольца, охватывающего вершину и бровку, и образовании рудных полос, опоясывающих участки склонов [Мельников, 2005]. Железо-марганцевое корковое оруденение здесь является преимущественно вершинным и занимает около 35 % его поверхности. Оно протягивается полосой северо-восточного простирания и приурочено к вулканическим постройкам. Вторая наиболее важная черта распределения корок – крайне ограниченное развитие оруденения на склонах. Корковые покровы сохранились лишь на бортах южного и северного отрогов, а также на небольших участках восточного и южного склонов в самых верхних их частях. Ниже бровки склона выходы горных пород свободны от корок и даже рудных налетов. В связи с тектоническими событиями мощные сбросы меридионального направления разрушили поверхности западного и восточного склонов вместе с развитыми на них покровами корок.

В пределах рудных залежей большие площади занимают корки с аномально высокими мощностями. Для корок гайотов Магеллановых гор характерен разрез из четырех слоев: I-1 (верхний палеоцен – нижний эоцен), I-2 (средний – верхний эоцен), II (миоцен) и III (плиоцен-четвертичный) [Мельников, 2005]. Частота встречаемости полного разреза на гайоте Бутакова составляет 26 %. Скважинами вскрыты корки мощностью до 21 см. Высокие значения параметра образуются за счет толщины нижних фосфатизированных слоев I-1 и I-2, достигающих 7.8 и 8.3 см, соответственно.

Химический состав рудных образований гайота Бутакова определен по результатам рядового опробования (табл.). Из таблицы видно, что средние содержания марганца, кобальта и никеля в корках Магеллановых гор снижаются с северо-запада (гайот Коцебу) на юго-восток, достигая минимума в корках гайота Бутакова. Содержания железа в этом же направлении, напротив, возрастают. Повышенная железистость корок отражается и на снижении марганцевого модуля, который изменяется в узком диапазоне. Концентрации фосфора в пределах Магеллановых гор распределены неравномерно:

Т а б л и ц а

**Средние содержания основных рудных компонентов
в корках разных гайотов Магеллановых гор, %**

Гайоты	Mn		Fe		Co		Ni		Cu		P ₂ O ₅		Mn/Fe	n
	C	V	C	V	C	V	C	V	C	V	C	V		
Бутакова	19.91	13	17.70	11	0.44	24	0.41	16	0.123	24	2.71	81	1.21	115
Геленджик	20.44	10	16.67	9	0.47	17	0.43	13	0.126	23	3.07	66	1.29	44
Ита-Май-Тай	21.45	11	16.79	9	0.50	19	0.44	14	0.133	27	2.30	73	1.31	108
Грамберга	21.42	9	16.05	11	0.54	18	0.49	12	0.109	35	2.61	67	1.34	72
Федорова	21.52	12	15.95	13	0.54	23	0.45	16	0.122	14	3.29	62	1.30	267
Паллада	21.54	11	16.30	10	0.55	20	0.48	17	0.120	26	2.20	67	1.30	129
Альба	21.35	12	16.68	11	0.57	19	0.45	18	0.120	26	2.10	62	1.22	188
Коцебу	22.25	17	16.01	11	0.59	21	0.49	23	0.126	28	2.33	62	1.34	60
Говорова	21.72	12	16.68	15	0.51	20	0.46	20	0.130	22	2.32	69	1.28	96

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на спектрофотометре СПЕКТР-5-3М атомно-абсорбционным методом по методике НСАМ № 155-хс под руководством П. И. Курилова в Центральной аналитической лаборатории НПП «ЮжморИнжГео». Чувствительность концентрации на 1 % поглощения для разных элементов составляет от 0.13 до 0.4 мгк/см³, что соответствует 0.1 %. С – среднее значение, V – вариации, n – величина выборки.

максимальные значения отмечены на гайотах Федорова и Геленджик, но для гайота Бутакова они велики.

Многоэлементный анализ методом ICP-MS выполнен по методике МП-24 в ВИМСе под руководством С. В. Кордюкова на квадрупольных масс-спектрометрах, обеспечивающих разрешение до 0.3 М, изотопическую чувствительность от 1·10⁻⁶ до 1·10⁻⁷ со стороны легкого иона и от 1·10⁻⁷ до 1·10⁻⁸ со стороны тяжелого. В корках гайотов Магеллановых гор содержания элементов значительно варьируют: 1) Cs, Ta и благородные металлы – < 1 г/т; 2) Li, Rb, Be, Sc, Se, Cd, Sn и Hf – от 1 до 10 г/т; 3) Nb, Sb, W, U, Th, Cl, Ga, Te и Bi – от 10 до 100 г/т; 4) V, Zn, Y, Mo, Zr, As, Tl – от 100 до 1000 г/т и 4) Pb, Sr, Ba – > 1 кг/т. Относительно других гайотов Магеллановых гор, минимальные значения химических элементов в корках гайота Бутакова характерны для большинства элементов: Pb, Sr, Zn, Mo, Zr, Nb, Sb, W, U, Th, Li, Rb, Be, Sc, Cr, Ga, Te, Hf, Ta, Tl, Bi. Концентрации Ba, As, Se, Cs, Ag, Pt, Cd и Sn сопоставимы и даже немного больше по сравнению с некоторыми другими гайотами.

РЗЭ в марганцевых корках присутствуют в следующих количествах: 1) Tb, Tm, Lu – <10 г/т; 2) Pr, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb – от 10 до 100 г/т; 3) Y, La, Nd, Ce – от 100 до 1000 г/т. Наблюдается устойчивое снижение суммы концентраций РЗЭ с северо-запада на юго-восток, причем средние содержания в корках падают почти вдвое – от 2020 г/т для гайота Говорова до 1037 г/т для гайота Бутакова [Мельников, Плетнев, 2009]. Поскольку почти половина значения суммы РЗЭ приходится на церий, его распределение такое же при минимальной концентрации в корках гайота Бутакова

601 г/т. Максимальные концентрации большей части редких земель отмечаются в корках гайотов западного звена Магеллановых гор, пониженные – восточного звена, а минимальные – в корках гайота Бутакова, замыкающего восточное звено с юга.

Отдельные слои также характеризуются особенностями химического состава. На гайоте Бутакова железистость повышается в слое I-2, тогда как в слое III она падает, возможно, за счет повышения концентраций марганца. Это приводит к тому, что значения марганцевого модуля в слое III выше, чем в слое I-2. Содержания марганца и кобальта максимальны в слое III и минимальны в слое I-2. Содержания кобальта и никеля сопоставимы в слоях I-1 и II, в слое I-2 никель преобладает над кобальтом, а в слое III – кобальт над никелем. Содержания обоих элементов во всех слоях повышены относительно меди, а в верхнем слое – существенно более высокие. Цинк характеризуется высокими концентрациями в слое I-1, минимальными – в слое I-2, максимальными – в слое II и пониженными – в слое III. Максимальные содержания циркония отмечаются в слое I-2. Распределение молибдена в корках гайота Бутакова сходно с таковым для других гайотов, но уровень его содержаний в верхних слоях выше, чем в нижних, с максимумом в слое III.

Таким образом, по результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1) геологическое строение и система оруденения гайота Бутакова отличаются от других гайотов Магеллановых гор, что связано с высокой интенсивностью вулканотектонической активизации, приведшей к частичному разрушению корковых покровов;

2) в корках гайота Бутакова отмечаются пониженные концентрации Mn, Co и Ni и повышенные содержания Fe по сравнению с железомарганцевыми корками других гайотов. С одной стороны, это свидетельствует об общем тренде распределения элементов в корках, с другой, характеризует высокую долю развития древних нижних фосфатизированных слоев;

3) максимальные концентрации большей части РЗЭ отмечаются в корках гайотов западного звена Магеллановых гор, пониженные – восточного звена, а минимальные – в корках гайота Бутакова, замыкающего восточное звено с юга.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 29/01/101-8.

Литература

- Анохин В. М., Мельников М. Е.* Морфоструктурные особенности гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 92–104.
- Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- Мельников М. Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
- Мельников М. Е., Плетнев С. П.* Распределение церия в скоплениях железомарганцевых корок различного ранга на Магеллановых горах (Тихий океан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 23–35.
- Мельников М. Е., Плетнев С. П., Седышева Т. Е. и др.* Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 78–97.

В. В. Иванов

*Государственный научный центр ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик
geolog_ivanov@mail.ru*

**Железомарганцевые конкреции рудной провинции
Кларион-Клиппертон и гайота Бутакова, Магеллановы горы,
Тихий океан: сходства и отличия
(научный руководитель Т. И. Лыгина)**

Железомарганцевые конкреции (далее, конкреции) являются новым типом океанических полезных ископаемых и представляют собой комплексную руду на марганец, никель, медь, кобальт и ряд попутно извлекаемых компонентов. В настоящее время продолжаются геологоразведочные работы в зоне Кларион-Клиппертон в пределах Российского разведочного района в Тихом океане, руды которого представлены конкрециями, богатыми марганцем, никелем и медью [Условия..., 1987]. В то же время здесь присутствуют многочисленные вулканические постройки, где развиты и конкреции, и корки. В районе Магеллановых гор проводятся оценочные работы железомарганцевого оруденения с высокими концентрациями кобальта коркового и конкреционного типа [Мельников, 2005]. Целью данной работы является выявление сходства и отличия конкреционного оруденения разновозрастных структур, расположенных в разных частях Тихого океана: вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон и подводных сооружений Магеллановых гор на примере гайота Бутакова. Подобные исследования ранее не проводились, и такой анализ выполнен впервые.

Планомерное изучение железомарганцевого оруденения в зоне Кларион-Клиппертон проводится силами ГНЦ «Южморгеология» с начала 1980-х гг., а на Магеллановых горах – с 2000 г. Систематическое исследование гайота Бутакова начато в 2004 г., вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон – в 2006 г. В обоих регионах на данных структурах выполнен комплекс геологоразведочных работ: многолучевое эхолотирование, геоакустическое и фототелевизионное профилирование, геологическое опробование с использованием скальных драг. В результате получен значительный объем информации, позволяющий сформировать представления о геологическом строении и происхождении структур и связанных с ними полезных ископаемых. Материал для настоящей работы собран автором в период полевых работ с 2009 по 2014 гг. в четырех рейсах на борту НИС «Геленджик» и «Южморгеология» и обработан статистически.

Гайот Бутакова является крайним юго-восточным горным сооружением цепи Магеллановых гор. Он имеет меридионально-вытянутую форму основания (по изобате 5000 м). Линейные размеры в этом контуре составляют 55 × 160 км. Бровка вершинной поверхности гайота расположена в интервале глубин 2500–3000 м. Вершинное плато сложено двумя удлиненными пологими куполами, осложненными вулканическими мезоформами в виде конусов и куполов. Гайот Бутакова сложен вулканитами (преимущественно базальтами) раннего мела и осадочными породами апта-турона, сантона-маастрихта, позднего палеоцена-эоцена, миоцена и неконсолированными осадками плиоцен-четвертичного возраста. Железомарганцевые корки гайота приурочены к привершинным выходам коренных пород и занимают около 35 % поверхности. Большая часть обнажений покрыта корками мощностью до 21 см, имеющими

четырёхслойный разрез (снизу вверх): I-1 – верхний палеоцен–нижний эоцен, I-2 – средний–верхний эоцен, II – миоцен, III – плиоцен–четвертичный [Мельников, 2005]. Локальные впадины вершинной поверхности часто полностью покрыты осадками, на которых развиты поля мелких конкреций. Среди конкреций преобладают конкреции нормального гранулометрического ряда (от 1 до 12 см).

Вулканы провинции Кларион-Клиппертон представляют собой более мелкие постройки центрального типа с плоскими или куполообразными вершинами, иногда с кратерами. Размеры основания самых крупных одиночных вулканов достигают 5 км, многовершинных вулканических массивов – 12 км в поперечнике. Основания построек расположены на глубинах от 4800 до 5000 м, их относительная высота составляет несколько сотен метров (до 700–800 м). На крутых склонах обнажаются подушечные лавы базальтового состава от верхов позднего эоцена до среднего миоцена. По материалам глубоководного бурения, возраст коренного ложа в районе работ близок к среднему эоцену. Базальты вулканических построек рассматриваются как продукт более поздних излияний по сравнению с этапом формирования базальтового фундамента [Лыгина, 2010]. На вершинах вулканов часто отмечается мощная (до 70–80 м) осадочная толща, сложенная карбонатными породами раннего-позднего олигоцена–раннего миоцена. Перекрывающие их поверхностные глины имеют плиоцен–четвертичный возраст. На магматических породах встречены двух- и трехслойные железомарганцевые корки мощностью до 10–12 см. Возраст средней части корки соответствует позднему миоцену [Лыгина, 2010]. На относительно пологих площадках-ступенях и вершинных поверхностях отмечаются осадки с небольшими по площади скоплениями мелких конкреций.

Конкреции гайота Бутакова размером не более 12 см с преобладанием мелкой фракции имеют эллипсоидальную, сферическую, реже таблитчатую, угловатую форму, в единичных случаях присутствуют сростковые индивиды. В составе ядер отмечаются известняки, базальты и вулканокластические породы, реже – обломки рудных образований (рис. а). Рудные оболочки имеют массивную или тонкослоистую текстуру и радиально-столбчатую структуру. Содержания Fe, Mn и Co в конкрециях значительно ниже, чем в корках (табл.). Содержания Ni и Cu, а также значения марганцевого модуля (Mn/Fe) сопоставимы между собой.

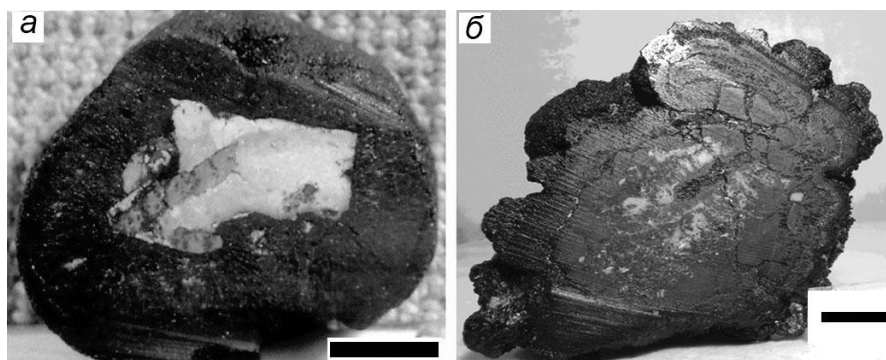


Рис. 1. Железомарганцевые конкреции гайота Бутакова с известняком в ядре (а) и вулканической постройки зоны Кларион-Клиппертон с уплотненной глиной в ядре (б). Масштаб линейки 1 см.

Т а б л и ц а

**Средние содержания основных рудных компонентов
в конкрециях и корках, %**

Тип оруденения	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Mn/Fe
Конкреции гайота Бутакова	15.51	18.95	0.46	0.44	0.120	1.23
Корки гайота Бутакова	17.70	19.91	0.44	0.41	0.123	1.21
Конкреции вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон	8.98	24.78	0.28	1.09	0.763	2.87
Корки вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон	13.34	22.37	0.31	0.74	0.49	2.09
ЖМК разновидности С, наиболее типичные для месторождения Российского разведочного района	5.78	30.60	0.23	1.43	1.190	5.38

Примечание. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории НПП «ЮжморИнжГео» под руководством П. И. Курилова. Определение компонентов проводилось по методике НСАМ № 155-хс атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре СПЕКТР-5-3М. Чувствительность концентрации на 1 % поглощения для разных элементов составляет от 0.13 до 0.4 мг/см³, что соответствует 0.1 %.

Конкреции вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон размером не более 8 см с преобладанием фракций до 4 см характеризуются неправильными, а также сростковыми и сфероидальными, реже – эллипсоидальными формами. Для них так же, как и для конкреций гайота Бутакова, характерна гладкая поверхность и отсутствие экваториального пояса. Преобладают ядра нерудного состава (обломки базальтов или осадочных пород), иногда в ядрах отмечаются фрагменты более древних рудных образований (рис. б). Конкреции характеризуются концентрически-зональным строением с массивной или тонкослоистой текстурой и дендритовой, столбчатой, ламинарной структурами. Конкреции вулканических построек имеют более железистый состав и обогащены Со, по сравнению с типичными конкрециями Российского разведочного района, которые относятся к марганцовистому типу с повышенными содержаниями Ni и Cu. Значение Mn/Fe в конкрециях, типичных для месторождения Российского разведочного района, практически вдвое превышает этот показатель для конкреций вулканических построек. В то же время, последние являются менее железистыми по сравнению с корками, поднятыми на этих же вулканах. По сравнению же с гайотом Бутакова, и конкреции, и корки с вулканических холмов зоны Кларион-Клиппертон обогащены Mn, Ni и Cu и обеднены Fe и Co.

Таким образом, конкреции гайота Бутакова Магеллановых гор (СЗ часть Тихого океана) и вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон (приэкваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана, Российский разведочный район) локализованы в пределах разновозрастных океанических структур и в разных фациально-генетических обстановках. Гайот представляет собой древнее вулканическое сооружение, развивающееся с раннемелового периода и пережившее этапы воздымания над поверхностью океана, эрозии и последующего

погружения до глубины около 2500 м (выше критической глубины карбонатакопления). Вулканические постройки зоны Клариян-Клиппертон сформировались не раньше среднего эоцена, в течение всего периода существования находились ниже уровня поверхности океана, хотя претерпели в раннем-среднем миоцене этап погружения (некоторые ниже уровня критической глубины карбонатакопления). В настоящее время они находятся на разных батиметрических уровнях: выше и ниже критической глубины карбонатакопления и между лизоклином и критической глубиной карбонатакопления на глубинах от 4300 до 4800 м.

Изученные типы конкреций сходны по своим морфологическим и структурно-текстурным характеристикам, но отличаются особенностями химического состава. Сходство конкреций гайота Бутакова и вулканических построек центральной части зоны Клариян-Клиппертон обусловлено близостью некоторых условий осадконакопления: низких скоростей отложения осадков, формирования конкреций на маломощных осадках при отсутствии процессов диагенеза и в обстановке интенсивного гальмиролиза базальтовых пород, высвобождающего рудные компоненты в водную толщу.

Различия в составе конкреций двух типов структур связаны с их различным положением в батиметрической и литофациальной зональности океана, как вертикальной, так и субширотной. Конкреции гайота залегают на глубинах около 2500–3000 м (выше карбонатного лизоклина), а конкреции вулканических холмов зоны Клариян-Клиппертон – на больших глубинах, приближенных и зачастую превышающих критическую глубину карбонатакопления (от 4300 до 4800 м). Формирование конкреций гайотов Магеллановых гор происходит в зоне накопления миоцеллагических глинистых и биогенных известковых фораминиферовых осадков [Геология..., 1979]. Уникальность конкреций зоны Клариян-Клиппертон связана с их формированием в зоне активного биогенного кремнеаккумуляции, что отражается в относительной обогащенности Mn, Ni и Cu рудных образований всех типов, в том числе корок и конкреций вулканических построек.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов № 17/01/101-23, № 19/01/101-32, № 38/01/101-3.

Литература

Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. Сер. Океанология / Под ред. П. Л. Безрукова. М.: Наука, 1979. 409 с.

Лыгина Т. И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.

Мельников М. Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.

Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана / Под ред. О. Д. Корсакова. Л.: Недра, 1987. 259 с.

М. Н. Кошелева, В. С. Кузнецов
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
voronezhpodkl@inbox.ru

Акцессорные минералы межрудных сланцев Лебединского железорудного месторождения КМА

В пределах Курского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) широко развиты породы железисто-кремнистой формации. Они слагают сложные по морфологии и внутреннему строению зоны полосовидных аномалий северо-западного простирания, пространственно сопряженные с Белгородско-Михайловским и Орловско-Тимским комагититсодержащими зеленокаменными поясами позднеархейского заложения. В центральной части восточной зоны располагается Старооскольский рудный район с обрабатываемым Лебединским железорудным месторождением [Орлов, 2001].

Лебединское месторождение находится в центральной части Старооскольского рудного узла и приурочено к южному замыканию Тим-Ястребовской синклинойной структуры. В геологическом строении месторождения принимает участие докембрийский комплекс дислоцированных пород и перекрывающие его отложения фанерозоя. Архейские породы присутствуют в бортах месторождения и представлены александровской (амфиболиты, амфиболовые сланцы) и лебединской (кварц-слюдяные сланцы, метаморфизованные кварцевые порфиры и туфосланцы) свитами михайловской серии. Курская серия нижнего протерозоя включает нижнюю (стойленскую – песчаниково-сланцевую) и верхнюю (коробковскую – железорудную) свиты. Коробковская свита представлена двумя подсвитами железистых кварцитов и двумя сланцевыми подсвитами. Нижняя сланцевая подсвита развита в юго-восточной части месторождения и сложена темно-серыми кварц-биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, нередко с графитом (до 3–5 %). Мощность подсвиты на месторождении, в среднем, составляет 60 м. Главные породобразующие минералы сланцев представлены кварцем и слюдами. В качестве второстепенных и акцессорных минералов выступают мусковит, амфиболы, карбонаты, гранат, турмалин, хлорит. Верхняя сланцевая подсвита незначительно развита в северо-западной части месторождения в пределах узких ядер пережатых синклиналей и сложена кварц-слюдяными и гранат-биотитовыми малоуглеродистыми сланцами, иногда с пиритом, пирротином и турмалином. Общая мощность коробковской свиты составляет около 600 м [Орлов, 2001].

Изучение акцессорных минералов в метаосадочных толщах докембрия является важной задачей, которая в комплексе с другими методами исследования вещества может помочь в решении целого ряда задач геологии докембрия, таких как корреляция стратифицированных толщ, уточнение генезиса и палеофациальных условий накопления осадков, вопросов минерагении.

В настоящей работе приводится характеристика акцессорных минералов сланцев нижней сланцевой подсвиты коробковской свиты ($PR_1^1kr_2$) курской серии. В ряде работ [Плаксенко и др., 1975; Ильяш, 1977] подробно описаны акцессорные минералы в различных стратиграфических подразделениях докембрия Курского блока ВКМ. Вместе с тем, исследования сланцев коробковской свиты выполнены ограниченно. В работах предшественников указывается на практически полное отсутствие в сланцах коробковской свиты акцессорных минералов, особенно кластогенных, среди которых обнаружены только единичные зерна ильменита [Ильяш, 1977].

К тому же за прошедшие десятилетия в ходе разработки железорудных карьеров появилась возможность изучения гораздо более представительного разреза интересных пород, а также более точных исследований химического состава минералов с применением микрорентгеноспектрального анализа.

В пределах карьера Лебединского месторождения была отобрана крупнообъемная проба сланцев весом ~7 кг. Породы были издроблены в щековой дробилке до крупности менее 1 мм, а затем подвергнуты гравитационному обогащению на концентраторном вибростоле. Полученный концентрат был очищен в тяжелой жидкости (бромформ), и из него выделена магнитная фракция. Полученные минеральные фракции изучались под бинокляром с отбором минеральных зерен для проведения микрорентгеноспектральных исследований.

Межрудные сланцы характеризуются разнообразием аксессуарных минералов, особенно сульфидов. Пирит резко доминирует среди минералов тяжелой фракции, его содержание достигает 60–65 %. Для пирита характерны идиоморфные кристаллы размером до 150 мкм (рис. 1а). Встречаются сростки пирита со сфалеритом. Содержание пирротина составляет 30–35 %, и для него характерны сростки с халькопиритом (рис. 1г). В составе пирротина отмечена примесь Ni (0.25 мас. %). Остальные сульфиды обнаружены в виде единичных зерен. Галенит представлен отдельными мельчайшими кристаллами (см. рис. 1а). Сфалерит встречается как в виде отдельных трещиноватых кристаллов (рис. 1б), так и в виде сростков с пиритом. Химический состав сфалерита характеризуется значительными вариациями (мас. %) Cd (0.79–12.03) и Fe (7.99–9.18), присутствием Cu (0.34) и Ni (0.23). Также в составе тяжелой фракции диагностированы кристаллы арсенопирита размером до 40 мкм (рис. 1в). Химический состав арсенопирита близок к стехиометрическому.

Оксиды представлены ильменитом и рутилом. Ильменит встречается в виде отдельных зерен и сростков с апатитом (рис. 1д). Рутил представлен сглаженно-угловатыми кристаллами размером 60–100 мкм со структурой распада (рис. 1е). Их химические составы приведены в таблице.

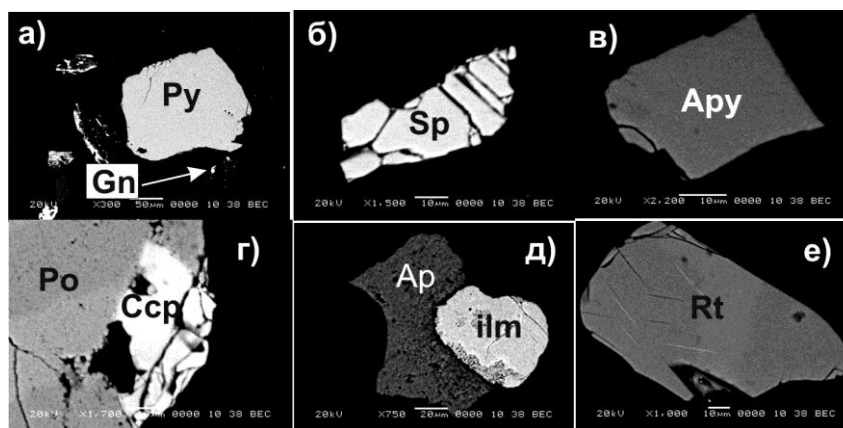


Рис. 1. Аксессуарные рудные минералы сланцев курской серии Лебединского месторождения.

Py – пирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Apy – арсенопирит, Po – пирротин, Csp – халькопирит, Ap – апатит, ilm – ильменит, Rt – рутил. Здесь и на рис. 2, снимки получены с помощью РЭМ Jeol 6380 LV с энергодисперсионной приставкой INCA 250, аналитик С. М. Пилогин.

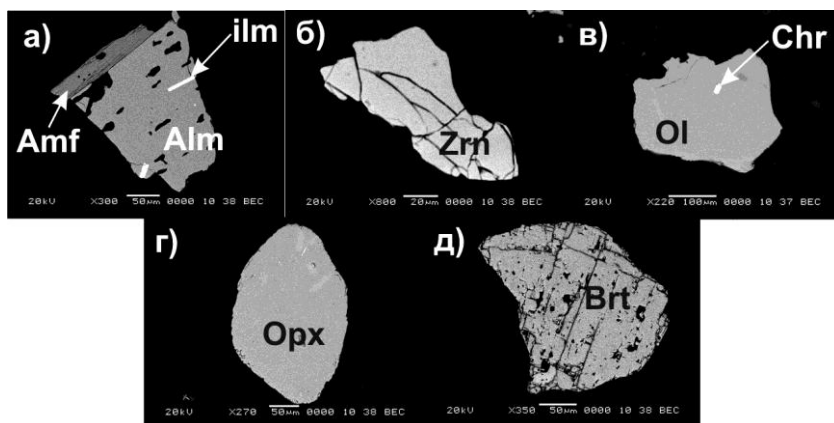


Рис. 2. Акцессорные силикаты и сульфаты сланцев курской серии Лебединского месторождения.

Amf – амфибол, Alm – альмандин, Ilm – ильменит, Zrn – циркон, Ol – оливин, Chr – хромит, Opх – ортопироксен, Brt – барит.

Гранат образует угловатые кристаллы, часто в сростании с железистым амфиболом (рис. 2а). Минерал содержит многочисленные включения кварца, ильменита, единичные вкрапления циркона. По химическому составу он соответствует альмандину (см. табл.).

При просмотре тяжелой фракции обнаружены два трещиноватых обломка кристаллов циркона размером до 80 мкм (рис. 2б). В их химическом составе отмечается значительная примесь HfO_2 (см. табл.).

Т а б л и ц а

Химический состав акцессорных минералов из межрудных сланцев Лебединского месторождения (мас. %)

Минерал	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZrO ₂	HfO ₂	Сум- ма
Ильменит	0.00	0.34	0.41	0.17	62.88	0.70	0.00	0.89	34.62	0.00	0.00	100.01
Рутил	0.00	0.00	0.85	0.00	97.51	1.19	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	100.00
Альмандин	1.51	21.25	39.01	2.98	0.00	0.00	0.00	0.00	38.44	0.00	0.00	103.19
Циркон	0.00	0.00	32.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	64.47	0.77	97.87
	0.00	0.00	32.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	65.39	1.44	99.48
Оливин	32.64	0.00	37.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	28.98	0.00	0.00	100.00
Гиперстен	32.95	1.36	58.72	1.82	0.00	0.00	0.64	0.00	9.98	0.00	0.00	105.47
Хромшпинелид	2.03	12.93	0.69	0.00	2.13	3.91	28.01	0.00	48.16	0.00	0.00	97.86

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энергодисперсионной приставкой INCA 250, аналитик С. М. Пилюгин.

В составе сланцев электронно-микроскопическими исследованиями диагностированы оливин и ромбический пироксен. Оливин представлен зерном угловатой формы с включением хромшпинелида (рис. 2в, табл.). Окатанное зерно ромбического пироксена характеризуется наличием структуры распада (рис. 2г). По химическому составу минерал соответствует гиперстену (см. табл.).

Помимо вышеописанных минералов в виде единичных зерен встречаются барит (рис. 2д), сидерит, эпидот, магнезиальная роговая обманка. Апатит встречен в сростках с ильменитом (см. рис. 1д), а также образует мелкие включения (до 20 мкм) в силикатных минералах.

В результате проведенных исследований расширен спектр акцессорных минералов в межрудных сланцах коробковской свиты курской серии. Среди сульфидных минералов, кроме пирита, пирротина и халькопирита, дополнительно выявлены галенит, сфалерит и арсенопирит. Впервые в указанных породах диагностированы цирконы, аллотигенные оливин и пироксены, а также установлены рутил, барит, апатит, генезис которых требует проведения дополнительных исследований. Присутствие акцессорных минералов, особенно аллотигенных, характерных для пород как кислото-, так и основного-ультраосновного состава указывает на полигенную природу исходного субстрата для сланцев курской серии. Данный факт может свидетельствовать о наличии пород разного петрографического состава в областях размыва. Полученные результаты станут основой для дальнейших минералогических исследований в соседствующих стратиграфических подразделениях курской серии с целью сравнения видового состава акцессорных минералов, а также для выявления генезиса сланцев курской серии КМА.

Литература

Ильин В. В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА // В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антиклизы. Воронеж: ВГУ, 1977. С. 30–43.

Орлов В. П. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.

Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильин В. В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антиклизы. Воронеж: ВГУ, 1975. С. 3–22.

А. В. Кичева, А. И. Чернышов

*Национальный исследовательский Томский государственный университет,
г. Томск
1990.15.10@mail.ru*

Особенности минералогического состава ультрамафитов и хромититов Эргакского массива (северо-восточная часть Западного Саяна)

Объектом изучения является Эргакский ультрамафитовый массив, расположенный в крайней северо-восточной части Западного Саяна и являющийся фрагментом Куртушибинского офиолитового пояса [Петрология..., 1977]. Цель исследования – выявление особенностей минералогического состава гарцбургитов,

дунитов, оливинитов и хромититов. Исследования выполнялись с использованием каменного материала, любезно предоставленного М. Ю. Подлипским (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

Петрографическая характеристика. Под микроскопом гарцбургиты и дуниты характеризуются деформационными микроструктурами: мезогранулярной и порфиroleйстовой [Чернышов, 2001; Кичеева, Чернышов, 2014]. В мезогранулярной структуре зерна оливина и энстатита имеют размер до 4–5 мм с субизометричной, слабо удлинённой формой и субпараллельной ориентацией (рис. а). В оливине постоянно отмечаются признаки пластического деформирования в виде неоднородного погасания и полос пластического излома. Зерна энстатита в гарцбургитах менее деформированы, для них характерно слабовыраженное волнистое погасание.

В порфиroleйстовой структуре порфирокластовые зерна оливина размером до 3 мм отличаются линзовидной формой и имеют строгую предпочтительную ориентировку, отражающую направление интенсивного пластического течения в гарцбургитах и дунитах (рис. б). Зерна сильно деформированы – в них отмечается резкое неоднородное волнистое погасание и многочисленные полосы пластического излома. Мелкие рекристаллизованные зерна оливина размером обычно менее 1 мм имеют субизометричную форму. Их образование связано с процессами синтетектонической рекристаллизации.

Оливиниты отличаются от дунитов и гарцбургитов отсутствием пластических деформаций. Выделяется две микроструктуры оливинитов – гранобластовая и лейстовая. Гранобластовая структура отличается наличием субизометричных, трапециевидных

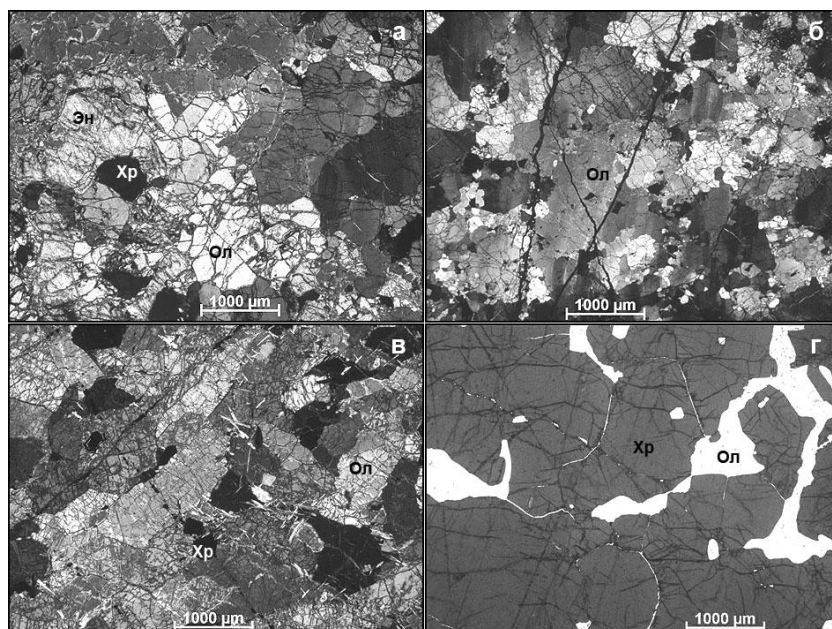


Рис. Микроструктуры ультрамафитов и хромититов Эргакского массива: а) гарцбургит мезогранулярный (обр. 4076), б) дунит порфирокластовый (обр. Эр-220), в) оливинит лейстовый (обр. Эр-268), г) хромитит сливной (обр. Эр-203). Ол – оливин, Хр – хромшпинелид. Фото: а–в – с анализатором, г – без анализатора.

зерен. Границы зерен обычно прямолинейны, размер зерен колеблется от 1 до 5 мм. В лейстовых оливинитах зерна размером менее 3 мм имеют удлинённую форму, вытягиваются субпараллельно и отражают направление директивности (рис. в). Оливин в оливинитах отличается наличием однородного погасания.

Хромититы сложены преимущественно зернами хромшпинелидов при подчиненной роли серпентинизированного оливина (менее 25 %) (рис. г). Зерна хромшпинелидов размером до 3 мм обычно имеют субизометричную форму. Они окрашены в красно-бурый цвет, а по периферии – в черный, вследствие замещения магнетитом. Оливин встречается в виде мелких зерен, заполняющих межзерновое пространство хромшпинелидов.

Особенности химического состава минералов. Оливин в гарцбургитах и дунитах имеет близкий химический состав и соответствует форстериту, при этом отмечается слабая тенденция к уменьшению железистости от гарцбургитов к дунитам (табл.). Состав оливина в оливинитах заметно отличается низкой железистостью

Т а б л и ц а

Химический состав оливина и хромшпинелидов из ультрамафитов (мас. %)

Образец	Гарцбургит			Дунит			Оливинит		Хромитит
	Эр 53	Эр 206	4076	Эч 394а	Эр 204	Эр 220	Эр 250	Эр 268	Эр 203
	Оливин								
SiO ₂	41.60	40.40	40.66	42.13	41.65	41.63	41.90	43.24	41.97
FeO	7.67	9.65	7.62	5.62	6.20	7.96	1.82	0.78	6.03
NiO	0.43	0.42	0.36	0.47	0.42	0.31	н.о.	н.о.	1.14
MgO	50.30	48.90	49.79	51.54	51.32	49.95	48.88	55.98	50.4
Сумма	100.00	99.36	98.41	99.76	99.57	99.85	92.59	100.00	99.54
Fa	7.89	9.96	7.90	5.77	6.34	8.20	2.00	0.78	6.29
	Хромшпинелид								
SiO ₂	3.97	0.63	0.55	0.74	0.63	0.64	0.55	0.62	0.59
Al ₂ O ₃	22.30	47.22	43.85	9.54	13.70	40.52	5.94	6.12	10.18
Cr ₂ O ₃	45.16	21.24	24.87	62.40	55.70	27.25	62.20	64.87	60.22
FeO _{общ}	18.83	12.36	12.93	17.20	18.30	14.43	22.36	16.17	14.47
MgO	11.24	18.43	17.99	9.70	11.15	16.28	8.42	11.69	14.46
Сумма	101.50	99.87	100.17	99.58	99.48	99.10	99.46	99.47	99.92
Fe ₂ O ₃	1.33	2.77	0.52	0.00	1.61	1.33	2.77	1.50	3.40
FeO	17.63	9.86	12.46	18.34	16.85	13.23	19.86	14.82	11.41
F'	46.85	23.04	27.96	51.52	45.87	31.32	57.03	41.56	30.70
Cr'	57.62	23.23	27.57	81.44	73.17	31.10	87.54	87.67	79.85
Mg'	37.38	59.87	58.19	36.06	37.86	53.01	27.35	41.96	49.99
Al'	33.06	68.98	63.81	13.26	19.74	59.79	8.72	8.62	14.46
F''	1.58	2.77	0.54	0.00	1.98	1.42	3.56	1.89	4.11
Температуры метаморфизма, рассчитанные по [Fabries, 1979]									
T° C	584	792	716	681	721	671	525	478	936

Примечание. Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Томский государственный университет, на РЭМ VEGA II LMU, совмещенном со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy350) и волновой (Oxford INCA Wave) дисперсий. Fa(%) = Fe/(Fe + Mg) × 100, F' = Fe⁺²/(Fe⁺² + Mg) × 100, Cr' = Cr/(Cr + Al) × 100, Mg' = Mg/(Mg + Fe) × 100, Al' = Al/(Al + Cr) × 100, F'' = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Cr + Al) × 100; н.о. – компонент не обнаружен.

и отсутствием NiO. Оливин в хромититах отличается от дунитов и гарцбургитов уменьшением железистости и высокими концентрациями NiO.

Хромшпинелиды в гарцбургитах и дунитах характеризуются значительной вариацией Cr_2O_3 и Al_2O_3 при ограниченной – FeO и MgO и очень низкими содержаниями Fe_2O_3 (см. табл. 1). Среди них можно выделить два типа: 1) высокомагнезиально-глиноземистый и низкохромистый и 2) высокожелезисто-глиноземистый и высокохромистый. Для первого типа в гарцбургитах характерны температуры метаморфизма 720–790 °С, в дунитах – 670 °С. Второй тип хромшпинелидов в гарцбургитах отличается меньшей температурой метаморфизма (580 °С), однако в дунитах температуры метаморфизма остаются близкими (680–720 °С). Хромшпинелиды из оливинитов близки по составу второму типу таковых в дунитах, однако отличаются более высокой хромистостью, низкой глиноземистостью и пониженными температурами метаморфизма (470–525 °С). Хромшпинелиды из хромититов также близки к хромшпинелидам второго типа из дунитов, они характеризуются меньшей железистостью, большей магнезиальностью и максимальными температурами метаморфизма (940 °С).

Выводы. Полученные данные свидетельствуют о неоднородной степени пластических деформаций ультрамафитов и хромититов Эргакского массива, что отражается как в их микроструктурах, так и в составе минералов. Наиболее информативными минералами являются хромшпинелиды, состав которых становится чутким индикатором условий деформаций и метаморфизма [Irvine, 1967]. «Первичными» по составу, очевидно, являются хромшпинелиды первого типа в дунитах и гарцбургитах, отражающие метаморфические процессы в исходном субстрате перидотитов верхней мантии. Второй тип хромшпинелидов, вероятно, отражает синектонические неоднородные пластические деформации дунитов и гарцбургитов, которые происходили в процессе перемещения ультрамафитов в верхние части земной коры при значительных вариациях температур. На этом этапе происходили процессы десерпентинизации с образованием оливинитов без признаков пластических деформаций, которые отличаются минимальными температурами образования. Хромититы, очевидно, формировались в синектонических условиях, обусловленных метаморфической сегрегацией хромшпинелидов в рудные тела в процессе высокотемпературного пластического течения.

Литература

Кичеева А. В., Чернышов А. И. Петроструктурные исследования пластически деформированных гарцбургитов и дунитов Эргакского массива (Западный Саян) // *Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 191–194.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна / Под ред. Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Fabries I. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. Vol. 69. No. 4. P. 329–336.

Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 2 // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1967. Vol. 4. P. 71–103.