

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ



Управление по недропользованию по Республике Бурятия
Геологический институт СО РАН
Бурятское отделение Российского минералогического общества РАН
Российский фонд фундаментальных исследований

МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Материалы II Всероссийской научно-практической конференции

Улан-Удэ
2011

УДК 553
ББК 26.34 кр

Ответственный редактор:

и.о. заведующего лабораторией Геологического института СО РАН,
канд. геол.-минерал. наук Е.В. КИСЛОВ

Рецензенты:

канд. тех. наук А.Н. ГУЛЯШИНОВ, д-р геол.-минерал. наук А.В. ТАТАРИНОВ

МИНЕРАГИНЕЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: материалы II Всероссийской научно-практической конференции Улан-Удэ, ИД «Экос», 2011 г. – 204 с.

В материалы Второй Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии» вошли доклады, посвященные состоянию и перспективам развития минерально-сырьевого комплекса, геодинамическим основам формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, методам минерагенических исследований, региональной металлогении, технологическим и геоэкологическим аспектам их освоения. Основное внимание уделено месторождениям благородных, цветных и редких металлов, строительного и камесамецветного сырья.

Издание может быть полезно специалистам в области рудообразования, петрологии, региональной геологии, аспирантам и студентам.

Поддержано грантом РФФИ 11-05-06075-г

ISBN 978-5-905013-08-9



УДК 553
ББК 26.34 кр
© Коллектив авторов
© ИД «Экос», 2011

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ)

Н.А. Аббасов

*Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан,
russina@mail.ru*

Медно-порфировая формация в северо-восточной части Малого Кавказа связана со средне-верхнеюрской коллизионной тектоно-магматической активизацией, характеризующейся проявлением совмещенного во времени и пространстве интенсивного кислого и основного вулканизма на более высоких горизонтах в обстановке интенсивного трещинообразования. Большинство медно-колчеданных и медно-порфировых месторождений [5] Шамкирского поднятия приурочены к долгоживущему Ордубад-Далидаг-Кедабекскому разлому (линеamentная зона) глубокого заложения север-северо-западного (субмеридионального) направления, пересекающему Предмалокавказскую, Сомхито-Агдамскую и Лок-Карабахскую (Сарыбабинское приподняtie) зоны, далее протягиваясь за пределы территории республики [4]. В интересующей нас Сомхито-Агдамской зоне по простиранию разлома с юга на север наблюдается смена серно-медно-колчеданного оруденения медно-порфировым, а затем и баритовым, что является отражением региональной металлогенической зональности. С другой стороны, приуроченность к разломной структуре производных подкорковых базальтовой и андезитовой магм, а также широкое участие в гидротермальных процессах бора, молибдена и меди, свидетельствует о глубинном характере этого разлома. Месторождения медно-порфировой формации, контролируемые зонами глубинных разломов, пространственно связаны с вулкано-тектоническими-структурами в приподнятых частях доюрского фундамента Шамхорского поднятия и Дашкесанского, Сарыбабинского приподнятий. Сложны они вулканическими и субвулканическими образованиями липаритов, липарито-дацитов, а также интрузиями гранитоидов. Рудовмещающими структурами являются кальдеры, вулканические купола, вулкано-тектонические депрессии, синвулканические кольцевые разломы, зоны дробления и трещиноватости. Выяснено, что в развитии процесса рудообразования и формирования руд немаловажное значение имело сочетание структурных, магматических и литологических факторов.

Структурными факторами, в пределах коллизионных зон благоприятными для локализации оруденения, считаются блоковые структуры и купола поднятий [3]. Особенно интенсивная минерализация наблюдается в апикальных частях складок, как на участках с максимальным напряжением на изгиб, где легче, чем в других участках складок, развиваются зоны дробления и трещиноватости, служившими хорошими рудоподводящими и рудораспределяющими каналами, а иногда и рудовмещающими структурами. Этим, собственно, и объясняется наличие в апикальной части Шамхорского антиклинория богатых рудных скоплений (медь, молибден и др.) по сравнению с соседней (к югу) Дашкесанской синклиналию. Проявление интенсивного оруденения заново наблюдается в Далидагском и Ордубадском поднятиях.

Таким образом, в пределах выделенного автором Ордубад-Далидаг-Кедабекского линеамента все месторождения и проявления меди, молибдена и других руд сосредоточены в пределах Шамхорской складки Далидагского и Ордубадского поднятия. На поверхности линеамент выражен в виде зон повышенной трещиноватости, проницаемости и четко контролирует размещение эндогенных руд на северо-востоке и юге Малого Кавказа. На северо-востоке вдоль линеамента в виде цепочек протягиваются средне-верхнеюрские интрузивные тела, вулканические центры и субвулканические образования. Наряду с Ордубад-Далидаг-Кедабекским линеаментом, контролирующим положение магматических пород и связанного с ними оруденения, развит ряд протяженных крупных внутриблоковых разломов северо-западного (общекавказского) и субширотного направлений. Локализация руд отмечается в структурах второго и третьего порядков, иногда на значительном удалении от основных разломов, игравших роль рудоподводящих каналов. Распределение оруденения в пределах рудоподводящих структур зависит от целого ряда факторов, в частности, от особенностей внутреннего строения разломных зон и их тектонической активности в период поступления рудоносных гидротерм, наличия вдоль них дополнительных нарушений и трещинных структур, ориентированных субпараллельно или перпендикулярно к главной структуре, узлов пересечения продольных разрывных и складчатых структур с поперечными глубинными разломами, металлогенической специализации пород и т.д.

Одним из важных обстоятельств, предопределяющих проявление оруденения, является возобновление тектонических движений в период внедрения малых интрузий гранитоидов (Хархарская кварц-диоритовая малая интрузия) и парагенетически связанных с ним постагматических гидротермальных растворов. О тектонической активности рудоподводящей структуры Ордубад-Далидаг-Кедабекский линеамент свидетельствует размещение вдоль нее существенно различных по возрасту раннеколлизионной плагииогранитовой (Атабек-Славянский), позднеколлизионной габбро-диорит-гранодиоритовой (Кедабекский и Шамхорчайский) и кварц-диоритовой (Хархарский малый интрузив) и орогенной гранодиорит-сиенит-диоритовой (Далидагский, возможно и Мегри-Ордубадский) магматических формаций, а также связанных с ними месторождений и проявлений эндогенных руд [1].

Выше было отмечено о приуроченности месторождений и проявлений медно-порфировой формации к узлам пересечения структур север-северо-западного (субмеридионального) направления с северо-восточными. Именно в таких участках образовались благоприятные условия для развития рудовмещающих структур и отложения руд. В качестве таковых автором в исследованной области выделяются (с севера на юг): 1. Масхит-Хархар-Атабекская серия разломов, создавшие благоприятные условия для формирования Хархарского и Карадагского медно-порфировых месторождений. 2. Маариф-Беюккишлакский разлом и оперяющие его сколовые нарушения, обуславливающие образование Маарифского и Беюккачинских медно-порфировых проявлений. 3. Кедабек-Шакарбекский разлом, приведший к образованию Кедабекского

медно-колчеданного месторождения. 4. В достаточной мере неизученные дизъюнктивные нарушения северо-западного направления (районы проявления Дашбулагской, Шамхорчайской и Калакендской интрузивных массивов), точнее участки их пересечения с субмеридиональным Ордубад-Далидаг-Кедабекским линеamentом.

Необходимо остановиться также на роли кольцевых структур, являющихся во многих случаях участками размещения относительно крупных месторождений [2]. Автором установлено, что сложный процесс формирования месторождений медно-порфировых руд северо-восточной части Малого Кавказа контролировался тесным взаимодействием кольцевых структур со структурами линейных нарушений разных систем. В металлогеническом отношении особенно интересны стыки кольцевых структур с рудоконтролирующими линейными разломными зонами - фрагментами Ордубад-Далидаг-Кедабекского линеамента. Наряду с региональными структурными критериями, определившими положение и размещение эндогенных месторождений в пространстве и во времени, немаловажная роль принадлежит также локальным структурам, контролирующим позицию рудных тел. В Шамхорском поднятии медная минерализация порфирирового типа развилась в обстановке оптимального трещинообразования, на фоне тектонической активизации Ордубад-Далидаг-Кедабекского линеамента в верхнеюрское время. Поступление рудоносных растворов полностью регенерировалось трещинным тектогенезом. Поэтому на месторождениях и проявлениях установлена прямая зависимость между содержанием меди и частотой развития трещин. Реальность этого тезиса была подтверждена данными изучения трещинной тектоники пород, слагающих площадь развития Хархарского месторождения. Здесь оруденение как известно, развито в плагиогранит-порфирах и приурочено к зонам интенсивного дробления и разноориентированной трещиноватости, на которые наложена эндогенная рудная минерализация.

На площади месторождения был произведен замер более 1000 трещин сетью 10 x 10 м. Для сравнительного анализа аналогичные исследования выполнялись и за пределами Хархарского месторождения в теле Атабек-Славянского интрузива. Замеры в каждой точке (с упором на временное отношение к оруденению) обрабатывались статистическим путем, в результате чего были составлены диаграмма изолиний плотности полюсов трещин, роза-диаграмма и выявлен ряд максимумов. Выявленные максимум трещин можно разделить на три большие группы: 1) северо-западные (субшириональные) (340-350° L70-80° СВ); 2) северо-восточные (5-20° L70-80° СЗ); 3. северо-западные (280-300° L70-80° СВ). Эти группы максимумов отчетливо отличаются на всех диаграммах, и каждая система почти не меняет своего направления. Выделены дорудные, интратрудные и пострудные трещины. Дорудные трещины в свою очередь подразделяются на прототектонические и тектонические. Первые характеризуются криволинейностью, малым протяжением (5-10 м) и шириной (0,2-1,0 см), апофизами, пересекающимися друг друга, образующими сетчатое строение. Все они выполнены кварцем, пиритом, халькопиритом, изредка молибденитом. Тектонические трещины по возрасту делятся на наиболее древние (200-300° L70-80° СВ) и относительно молодые (340-350° L70-80°; 5-10° L70-80° СЗ). Первые имеют длину 5-10 м, ширину 0,2-0,3 см, вторые длину более 20 м при ширине в среднем 0,2 см. По проведенным наблюдениям, по дорудным трещинам в начале продвигались гидротермальные растворы с низкими концентрациями кислорода при нарастающем парциальном давлении сероводорода, что привело к выделению пирита. После пирита осаждался молибденит, что, по всей вероятности, может быть объяснено изменением концентрации растворов, а также давления. В последующем наряду с молибденитом из растворов осаждался пирит поздней генерации. Халькопирит выделяется последним, и, в большинстве случаев, трещины, залеченные ими, пересекают пиритовые и молибденитовые прожилки. Наблюдаются также системы трещин с параметрами 280-800° L20-30° ЮЗ и СВ. Они являются пострудными трещинами, характеризующимися пологим падением (20-30°), значительно мощностью (1-3 и более см) и протяженностью. В них первичная руда практически отсутствует, но, в результате просачивания водных растворов окисленной руды через эти пологие трещины, наблюдается заполнение последних вторичными минералами, в частности, малахитом и азуритом. Наиболее развиты трещины субмеридионального (340-350°, 5-20°) направления. Совпадение направлений трещиноватости с общей структурой рудного поля, а последней с Ордубад-Далидаг-Кедабекским линеamentом, фиксируемое в пределах рудного поля и за его пределами, свидетельствует о том, что эти трещины являются рудоподводящими, а остальные трещины рудовмещающими. При этом устанавливается, что по мере удаления от рудоподводящей трещины постепенно уменьшается количество руды в них. Узлы же пересечения всех этих трещин являются обогащенными рудными минералами зоны.

1. Аббасов Н.А. Особенности образования и закономерности размещения медно-молибден-порфировых месторождений Ордубадского рудного района. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку, 2003.
2. Бабазаде В.М., Рамазанов В.Г., Масимов А.А. Медно-молибден-порфировые месторождения. Баку, 1990.
3. Заменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Москва, 2008.
4. Исмаил-Заде А.Д., Мустафаев Г.В., Рустамов М.И. Геология Азербайджана. т. III. Магматизм. Баку, 2001. 433 с.
5. Рустамов М.И. Геодинамика и магматизм Каспийско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса в фанерозое. Автор. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Баку, 2008.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Б.Н. Абрамов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита,
inrec.sbras@mail.ru

Под флюидно-эксплозивными образованиями (ФЭО) понимаются флюидно-эксплозивные тела, сложенные брекчиями, образованными в результате подземных взрывов, являющихся следствием скачкообразного перепада давления воды и газа [1]. В Восточном Забайкалье ФЭО развиты в рудных полях многих золоторудных, молибденовых и редкометалльных месторождений. Они отмечены на Дарасунском, Балейском, Илинском, Ключевском золоторудных, Жирекенском и Шахтаминском молибденовых, Шерловогорском олово-полиметаллическом месторождениях.

Установлено, что в Восточном Забайкалье большинство месторождений и рудопроявлений золота пространственно приурочены к Монголо-Охотской сuture [2]. Образование данной структуры произошло вследствие коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов [2, 3]. Коллизионные процессы, с которыми связаны магматизм и складкообразование, происходили в течение средней-поздней юры. При повышенной проницаемости Монголо-Охотской сuture в литосферу проникали мантийные рудоносные струи из астеносферного выступа [4]. Рудоносные интрузии, сформированные в результате коллизионных процессов, характеризовались повышенными содержаниями летучих компонентов. На это указывает широкое развитие в пределах рудных полей ФЭО и зон кварцево-турмалиновой минерализации [5]. На некоторых месторождениях ФЭО предшествуют продуктивной стадии золотого оруденения (Дарасунское месторождение), в некоторых месторождениях ФЭО сами являются носителями продуктивного золотого оруденения (Илинское, Дельмачикское месторождения). При этом отмечаются несколько этапов формирования ФЭО. Флюидно-эксплозивные образования тесно связаны с породами дайкового комплекса. Они развиты в одних и тех же структурах и имеют с дайками близкие интервалы образования (средняя – поздняя юра). Размещение подавляющей части месторождений и рудопроявлений золота мезозойского возраста парагенетически связано с малыми интрузиями того же возраста [6]. Из ФЭО самым крупным является Дельмачикское, с ним связано образование одноименного золоторудного месторождения. Рассмотрим особенности его геологического строения.

Дельмачикское золоторудное месторождение располагается в юго-восточной части Дарасунского рудного узла. В его пределах наиболее крупным эксплозивным образованием является Дельмачикская флюидно-эксплозивная структура.

Дельмачикское золоторудное месторождение располагается в юго-восточной части Дарасунского рудного узла. В его пределах наиболее крупным эксплозивным образованием является Дельмачикская флюидно-эксплозивная структура.

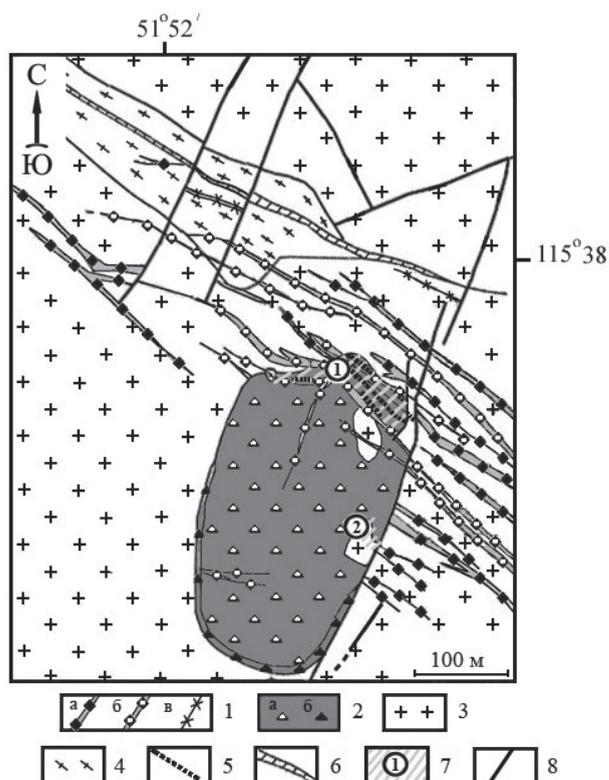


Рис. 1. Геологическая схема Дельмачикского золоторудного месторождения

1 – позднюрские дайки: а – гранит-порфиров, б – кварцевых порфиров, в – диоритовых порфиров; 2 – эксплозивные брекчии: а – центральных частей палеокальдеры, б – периферийной части палеокальдеры; 3 – раннепротерозойские гранитоиды; 4 – раннеархейские амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы; 5 – рудные тела; 6 – минерализованная зона «Антимонитовая»; 7 – штокерковые зоны: А – «Северо-Восточная», Б – «Центральная»; 8 – тектонические нарушения.

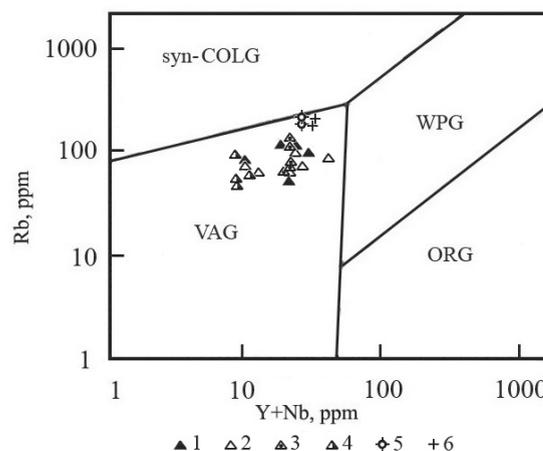


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb для гранитоидов.

Поля на диаграммах: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов. Дайки: 1 – диоритовых порфиров, 2 – гранит-порфиров, 3 – кварцевых порфиров. 4 – граниты P-T, 5 – эксплозивные брекчии, 6 – граниты удинского комплекса, 7 – граниты шахтаминского комплекса.

тура, которая вмещает одноименное золоторудное месторождение. Вмещающие породы здесь сложены докембрийскими гранитоидами, контакты с ними – интрузивные и тектонические, вертикальные и наклонные под углом 50-80° по направлению к центру кальдеры (рис. 1). Образование данной структуры связано с формированием Дельмачикского дайкового комплекса, имеющего северо-западное простирание, ширина которого достигает 1,6 км. Породы, слагающие дайковый комплекс, представлены гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, диорит-порфирами позднеюрского амуджиканского комплекса. Мощность даек колеблется от нескольких десятков сантиметров до 45 метров. Дайки диоритовых порфиритов сконцентрированы в северо-восточной части Дельмачикского дайкового комплекса. Они сопровождают минерализованную зону тектонических брекчий «Антимонитовую». В формировании пород дайкового комплекса наблюдается антидромная последовательность образования: гранит-порфиры → кварцевые порфиры → диоритовые порфириты. В пределах дайкового комплекса находится палеокальдера, сложенная взрывными брекчиями. Она имеет в плане эллипсообразную форму размерами 1750×1000 м, вытянутую в субмеридиональном направлении (рис. 1).

В взрывных брекчиях обломочный материал представлен угловатыми, реже сглаженными обломками гранитоидов, гнейсов, кварцевых и диоритовых порфиритов, составляющими до 80-85 % объема породы. Размер обломков в основной массе составляет несколько сантиметров. Цемент в брекчиях представлен тонкоперетертым кварцево-полевошпатовым материалом. Почти повсеместно цемент брекчий подвержен процессам турмалинизации. Брекchie, отмечаемые в периферической части палеокальдеры в виде полосы шириной 20-40 метров, отличаются большими размерами обломочного материала. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до метра. Среди взрывных брекчий располагаются два ксенолита раннепротерозойских гранитов. В.А. Шимановский, многие годы посвятивший изучению Дельмачикского месторождения, выделил пять стадий формирования брекчиевого тела. При этом более «поздние» брекchie были образованы за счет переработки и дезинтеграции «ранних» брекчий.

При проведении поисково-оценочных работ выявлено 11 рудных тел, значительная часть которых сосредоточена в минерализованной зоне «Антимонитовая», штокверковых зонах «Центральная» и «Северо-Восточная» (рис. 1). Метасоматические преобразования в взрывных брекчиях представлены зонами серицитизации, каолинизации, карбонатизации, эпидотизации, окварцевания. Предшествующими исследователями выделено два типа оруденения и шесть стадий минерализации. Первый тип распространен за пределами трубообразного брекчиевого тела и представлен золото-сульфидно-кварцевыми жилами мощностью до 30 см. Рудные тела локализованы в зонах расщеливания. Второй тип развит в пределах брекчиевого тела. Золотое оруденение локализуется в метасоматически измененных брекчиях с прожилково-крапленой минерализацией, реже – в зонах прожилкового окварцевания. Мощность рудных зон достигает 70 метров. Количество рудных минералов достигает 10-15%. Основными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, пирротин и халькопирит. Среднее содержание золота в рудных телах составляет 3,6 г/т.

Образование ФЭО в Восточном Забайкалье связывается с процессами коллизии Сибирского и Китайского континентов в мезозое. При этом в зонах глубинных нарушений или на небольшом удалении от них в части интрузивных образований происходили значимые процессы дифференциации магматических расплавов с локализацией газово-жидких, часто рудоносных, компонентов (в том числе и бора). В последующем при тектонических процессах или под давлением газово-жидких флюидов происходит нарушение сплошности пород с образованием зон взрывных брекчий [5]. Выявлено, что источниками бора в гранитоидах могут служить глубинные части литосферы [7] или верхние части мантии [8].

Флюидно-взрывные образования являются характерными составляющими мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. В структурном отношении они приурочены к дайковым зонам, развитым в пределах золоторудных полей. По форме выделений отмечаются воронкообразные и дайковые ФЭО. По времени образования относительно продуктивных стадий золотого оруденения выделяются дорудные, синрудные и пострудные ФЭО.

Сопоставление данных среднего содержания редких и рудных элементов ФЭО различных золоторудных месторождений указывает на близкие их концентрации. При этом ФЭО различных месторождений имеют свои отличительные особенности, объясняемые спецификой рудоносных интрузий. Так, рудоносные брекchie Дельмачикского и Ключевского месторождений характеризуются повышенными концентрациями Sb, Андрюшкинского месторождения – Zn, As и Pb (табл. 1). Эти отличия нашли отражение в корреляционных связях золота с другими элементами ФЭО рассматриваемых золоторудных месторождений. Петрохимические особенности пород дайкового комплекса и ФЭО указывают на их образование в островодужной обстановке (рис. 2).

Табл. 1

Средние содержания элементов-примесей в взрывных брекчиях золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, г/т

	Au	Zn	As	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Sb	Ba	La	Ce
Илинское месторождение														
Безрудные брекchie (n = 6)														
x	0.02	26	562	16	96	45	11	81	5,6	17	8	239	19	31
s	0.03	12	821	7	40	45	3	14	1,4	15	6	164	6	11
Рудоносные брекchie (n = 8)														
x	4.33	45	3003	27	112	152	16	95	8	9	46	387	23	44
s	5.83	14	3489	6	31	69	4	21	1,4	8	83	140	4	8

	Au	Zn	As	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Sb	Ba	La	Ce
Дельмачикское месторождение														
Эксплозивные брекчии (n = 9)														
x	0.21	42	276	85	223	7	120	4	7	18	534	26	46	
s	0.12	20	316	54	60	2	13	2	9	9	253	9	14	
Андрюшкинское месторождение														
Безрудные брекчии (n = 8)														
x	0.02	44	2906	34	131	410	22	220	8	8	9	595	35	56
s	0.03	20	6905	42	167	136	7	134	3	9	9	350	25	13
Рудоносные брекчии (n = 11)														
x	5.46	102	10445	2426	205	403	16	154	8	21	53	472	35	68
s	15.55	177	20644	4567	167	268	8	65	5	22	66	287	23	39
Ключевское месторождение														
Безрудные брекчии (n = 9)														
x	0.03	47	703	73	50	284	6	97	5	6	21	285	14	24
s	0.02	23	1008	65	40	98	2	12	1	3	10	260	8	15
Рудоносные брекчии (n = 6)														
x	6.74	53	3183	53	18	264	6	77	41	8	244	173	14	30
s	13.59	26	3995	35	16	57	2	21		7	439	143	16	32

Примечание: n – число анализов, x – среднее арифметическое, s – стандартное отклонение. Золото определялось сцинтилляционным, атомно-абсорбционным и пробирным методами в аналитических лабораториях ЗабНИИ (Чита) и ЛИ-ЦИМС (Чита), рудные и редкие элементы – рентген-флуоресцентным методом в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ, аналитик Жалсараев Б.Ж.).

Таким образом, образование ФЭО золоторудных месторождений Восточного Забайкалья тесно связано с коллизионными процессами, произошедшими на рубеже средней и поздней юры. Рудоносные интрузии, сформированные в результате коллизионных процессов, характеризовались повышенными содержаниями летучих компонентов. На это указывает широкое развитие в пределах рудных полей ФЭО и зон кварцево-турмалиновой минерализации. Приуроченность пород дайкового комплекса и ФЭО к одним и тем же структурам, единый временной интервал их образования указывают на единые процессы их формирования. ФЭО различных золоторудных месторождений характеризуются близкими содержаниями редких и рудных элементов. Повышенные концентрации Sb в рудоносных брекчиях Дельмачикского и Ключевского месторождений; Zn, As и Pb – Андрюшкинского месторождения указывают на специфику рудоносных интрузий. Петрохимические особенности пород дайкового комплекса и ФЭО рассматриваемых месторождений свидетельствует об образовании их в островодужной обстановке.

1. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.
2. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 104-112.
3. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Охотского региона // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 11. С. 1545-1562.
4. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2006. 291 с.
5. Таусон. Л.М. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитов. М: Наука, 1977. 280 с.
6. Бородаевская М.Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая. 1956. № 6. С. 70-91.
7. Изох Э.П. Интрузивные серии Верхнего Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и причины металлогенической специализации. Автор. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1966.
8. Кузьмин В.И., Добровольская Н.В, Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М.: Недра. 1979. 269 с.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРИЗНАК РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В.И. Алексеев

Санкт-Петербургский государственный горный университет, Санкт-Петербург,
wia59@mail.ru

Азиатско-Тихоокеанский регион представляет собой сложную в геологическом отношении территорию, сформированную в геодинамических обстановках орогенных поясов, островных дуг и кратонов, и насыщенную гранитными интрузиями, с которыми связаны многочисленные месторождения касситерит-(вольфрамит)-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Здесь сосредоточено 80 % запасов олова и вольфрама России [4]. Освоение региона требует развития прогнозно-минерогенических исследований, отправным пунктом которых является расчленение гранитоидных образований. Такой подход освещен в трудах многих известных отечественных геологов: Х.М. Абдуллаева (1955), В.С. Коптева-Дворникова (1955), А.Г. Бетехтина (1955), В.И. Смирнова (1957), Ю.Б. Марина (1976), Э.П. Изоха (1978), В.И. Коваленко (1982), В.В. Ляховича (1983), С.Ф. Усенко (1984), В.В. Онихимовского (1985), С.Ф. Лугова (1986), Ф.Г. Рейфа (1990) и других. При этом все они отмечали большую индикаторную роль акцессорных минералов в гранитах [7, 9].

Изучение акцессорных комплексов гранитоидных серий является особенно актуальным для мезозойских складчатых сооружений Востока России, где олово- и вольфрамоносные граниты представлены небольшими слабо эродированными телами, нередко ускользающими от внимания поисковиков даже при крупномасштабном картировании. Эти тела входят в состав крупных интрузивных и вулканоплутонических комплексов с субщелочными калиевыми гранитами (мяочанского, баджальского, линлинейского и др.), с которыми обычно связывают оруденение касситерит-(вольфрамит)-кварцевой и касситерит-силикатной формаций Тихоокеанского рудного пояса. При этом геохимические особенности лейкократовых членов гранитоидных серий настолько близки, что их вещественная прогнозно-металлогенетическая типизация вызывает затруднения [7, 10, 5, 4].

Нами установлены редкометалльные циннвальдитовые граниты и онгониты в наиболее богатых вольфрам-оловорудных районах – Куйвиеем-Пыркакайском и Баджало-Комсомольском. На первом этапе их исследования были решены задачи диагностики акцессорных минералов, их сравнения с минералами более ранних биотитовых гранитов. Установлен своеобразный акцессорный комплекс, одной из особенностей которого является широкое развитие вольфрамовых акцессорных минералов. К собственно вольфрамовым минералам относятся ферберит, шеелит и вольфрамооксиолит, являющиеся наиболее ранними и ассоциирующиеся с магматическими циннвальдитом и альбитом [1]. В тесном сростании с ними развиваются сложные редкоземельные тантало-ниобаты группы эвксенита с существенной примесью вольфрама, урана и тория: ишикаваит, самарскит-(Yb), кальциосамарскит (рис. 1). При этом в самих гранитоидах минеральных или структурных изменений не наблюдается, что свидетельствует о магматическом происхождении тантало-ниобатов.

Ферберит отличается примесью ниобия, скандия, титана и, что особенно интересно, рения – до 3,53 мас.% Re_2O_7 . Свообразие тантало-ниобатов заключается в наличии примесей мышьяка, висмута и свинца (табл. 1). Необычной является некоторая обогащенность ишикаваита и кальциосамарскита легкими REE. Содержание вольфрама в тантало-ниобатах колеблется от 6,76 до 29,72 мас.% WO_3 , достигая наибольших значений в ишикаваитах и вольфрамооксиолитах – в среднем, соответственно, 14,01 и 17,48 мас. %. Характерно, что содержание вольфрама особенно велико в низкоурановых разностях оксидов, в частности, в самарските-(Yb). Подобный акцессорный комплекс в литий-фтористых гранитах установлен впервые и требует генетической и минерогенетической интерпретации.

Современные данные свидетельствуют о ненасыщенности плюмазитовых гранитных расплавов вольфрамом [11]. Известно, что в ранних гранитоидах интрузивных серий вольфрам не накапливается, а в поздних субщелочных дифференциатах, особенно в онгонитах, концентрируется, но редко образует вольфрамит [6, 2]. Содержание минералов вольфрама в гранитах не связано прямо с его валовым содержанием, что указывает на большую роль его кристаллохимического

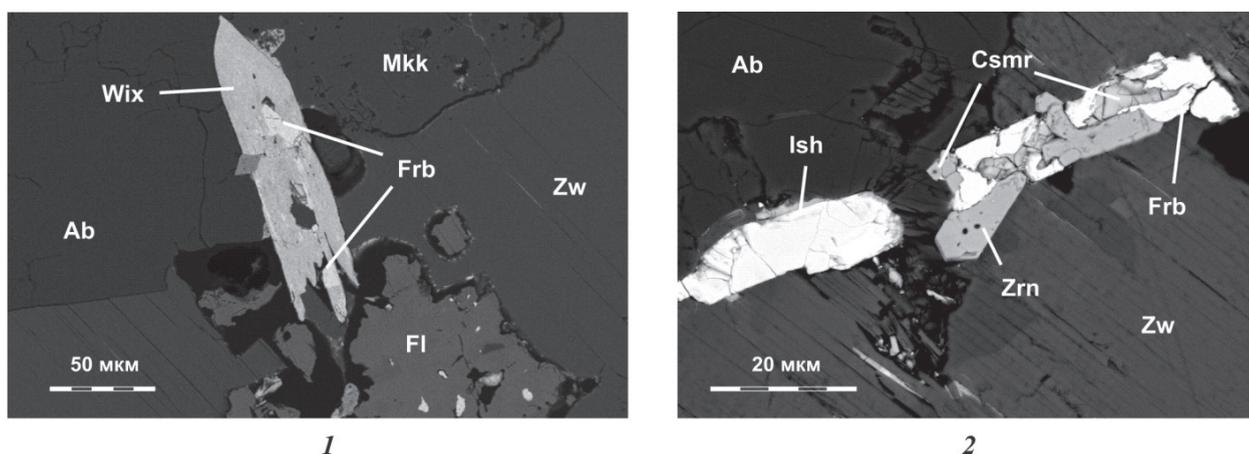


Рис. 1. Вольфрамовые минералы литий-фтористых гранитов Северо-Восточной Азии.

1 – вольфрамооксиолит (Wix) и ферберит (Frb) в циннвальдитовом граните Куйвиеем-Пыркакайского района, 2 – ишикаваит (Ish), ферберит и кальциосамарскит (Csmr) в онгоните Баджало-Комсомольского района. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

рассеяния. К достоверным случаям магматического вольфрамита можно отнести включения в гранитах Спокойнинского и Таптанайского месторождений в Забайкалье. Акцессорный вольфрамит описан в вольфрамоносных лейкогранитах Горного Алтая, Тувы, Урала, Северного Кавказа, Казахстана [8]. Но в целом примеры нахождения акцессорного вольфрамита в гранитах и пегматитах немногочисленны и ведущая роль в концентрации вольфрамитовой минерализации принадлежит грейzenам, скарнам и кварцевым жилам. Присутствие ниобия в гидротермальных вольфрамитах связывают обычно с включениями в них тантало-ниобатов.

Табл. 1

Представительные составы вольфрамсодержащих акцессорных минералов литий-фтористых гранитов Северо-Восточной Азии

Компонент	Чукотка				Приамурье			
	1	2	3	4	5	6	7	8
Si				0,14				
Ca			0,04	0,03			0,09	0,14
Sc	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04	0,01
Ti	0,02	0,09	0,02	0,06		0,05		0,02
Mn	0,17	0,11	0,02	0,06	0,26	0,15	0,05	0,03
Fe	0,72	0,53	0,18	0,39	0,71	0,58	0,06	0,40
As				0,04				0,06
Y							0,01	
Pb				0,02			0,03	
Bi			0,06	0,27				0,17
Th			0,06	0,10			0,04	0,13
U			0,34	0,04			0,24	0,07
REE							0,05	0,02
Nb	0,24	0,77	0,78	0,47	0,08	0,60	0,75	0,47
Ta		0,11	0,03			0,41	0,26	0,25
W	0,82	0,32	0,25	0,28	0,93	0,21	0,18	0,09
Sn			0,02					
P				0,13				0,23

Примечание. 1. Приведены формульные коэффициенты, рассчитанные на формулу ABO_4 , для минералов Куйвиевско-Пыркакайского (1–4) и Баджало-Комсомольского района (5–10): 1, 5 – ферберит, 2, 6 – вольфрамооксиолит, 3, 7 – ишикаваит, 4, 8 – кальциосамарскит.

Гидротермальная вольфрамовая минерализация широко распространена в Приамурье и Приохотье и приурочена к различным структурно-формационным зонам различного возраста – от архея до кайнозоя. Однако связь оруденения с интрузивным магматизмом не является однозначной [3]. Тем более важным выглядит открытие акцессорного комплекса вольфрамовых минералов в породах Нижнего Приамурья и Центральной Чукотки, так как преобладание минеральной формы вольфрама в гранитах свидетельствует об их возросшей в позднем мелу рудогенерирующей способности.

Находка вольфрамовых акцессорных минералов в онгонитах свидетельствует о накоплении вольфрама в поздних дифференциатах редкометальных гранитоидных серий и о перспективах вольфрамоносности Северо-Восточной Азии. Ферберит, вольфрамооксиолит и вольфрамовые тантало-ниобаты могут быть использованы в качестве региональных минералов-индикаторов редкометального магматизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ, государственный контракт № 14.740.11.0192.

1. Алексеев В.И., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М. Вольфрамооксиолит и ниобиевый ферберит из циннвальдитовых гранитов Чукотки // Записки РМО. 2010. Вып. 3. С. 72-85.

2. Баданина Е.В. Первые данные о содержании вольфрама в высокоспециализированных гранитоидных расплавах по данным изучения расплавных включений в кварце // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 6. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2008. С. 41-49.

3. Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Макеев Н.П. Вольфрамоносность Приамурья и Западного Приохотья // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 16-34.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 книгах. Под ред. чл.-корр. РАН А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

5. Григорьев С.И. Особенности вещественного состава позднемезозойских гранитоидов Баджальского и Комсомольского рудных районов, их петрогенезис и связь с оруденением // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 103-115.

6. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 260 с.

7. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., Наука, 1967. 383 с.

8. Ляхович В.В. Вольфрамоносные граниты. М.: Наука, 1989. 256 с.

9. Марин Ю. Б. Акцессорные минералы гранитоидных серий оловянных и молибденовых провинций // Записки РМО. 2004. Вып. 6. С. 1-7.

10. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 248 с.

11. Linnen R.L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites // Economic Geology. 1998. V. 93. P. 1013-1025.

ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА ПРИБАЙКАЛЯ И МОНГОЛИИ – ИНДИКАТОРЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В.С. Антипин¹, Д. Одгэрэл²

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, antipin@igc.irk.ru

²Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии, Улан-Батор, Монголия

Регионы Южного Прибайкалья (хребет Хамар-Дабан) и расположенные южнее территории Северной и Центральной Монголии характеризуются масштабным развитием фанерозойских гранитоидных пород, которые представлены различными геохимическими типами. В пределах Хамар-Дабанской магматической провинции, которая остается пока слабо исследованным регионом, преобладающим распространением пользуются: 1) *палингенные известково-щелочные гранитоиды* (раннепалеозойский Солзанский массив); 2) *гранитоиды субщелочного ряда*, представленные серией от мондиоритов до монзонитов, кварцевых сиенитов и лейкогранитов (позднепалеозойские Переемнинский и Хонзуртайский массивы) и 3) *редкометалльные Li-F гранитоиды* (позднепалеозойские Харагульский, Биту-Джидинский и Уругудеевский массивы) [1]. В регионах Монголии палеозойские и мезозойские гранитоиды характеризуются еще более значительным разнообразием вещественных типов с широкими вариациями кремнекислотности, щелочности и геохимических характеристик этих пород. В исследуемых провинциях Центральной Азии редкометалльный гранитоидный магматизм проявлен в широком возрастном интервале (продолжительностью около 190 млн. лет): от позднего карбона до мела. При этом редкометалльные Li-F граниты залегают в различных структурно-формационных зонах, среди докембрийских и каледонских метаморфических толщ.

Редкометалльно-гранитные системы с участием интрузивных гранитов и их субвулканических аналогов (эльваны, онгониты) известны во многих регионах мира (США, Китай, Финляндия, Казахстан и др.). Классической провинцией редкометалльных гранитоидов с участием эльванов является Корнуолл (Англия). Это яркий пример тесной взаимосвязи близких по времени формирования позднепалеозойских гранитных батолитов, дайкового субвулканического пояса и ассоциирующего оруденения (Sn, W, Cu, Mo). Последнее обычно приурочено к проявлениям флюидно-интрузивных брекчий, либо зонам турмалинизации, и часто занимает с дайками эльванов одну и ту же систему трещин.

Редкометалльные Li-F граниты в ассоциации с онгонитами были впервые установлены в Монголии, и с этими породами генетически связаны Li, Rb, Ta, Nb, Sn, W месторождения и рудопроявления. Как правило, эти рудоносные породы образуют интрузивно-субвулканические комплексы (интрузивно-дайковые пояса) с близкими геохимическими особенностями.

Позднепалеозойский редкометалльный магматизм Хамар-Дабанской провинции Прибайкалья среди докембрийских метаморфических толщ объединяется в Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс гранитоидов. В состав пояса входят многофазные интрузии редкометалльных гранитов (Харагульская, Биту-Джидинская и Уругудеевская) с площадью выхода пород около 10 км² и возрастом их формирования от 311 до 321 млн. лет. Ранние фазы интрузий образованы биотитовыми обычно флюоритсодержащими гранитами, которые на позднем этапе сменяются редкометалльными топазсодержащими амазонит-альбитовыми гранитами. В Биту-Джидинском массиве, расположенном на границе Прибайкалья и Монголии, флюоритсодержащими породами представлены некоторые разновидности третьей фазы и пегматоидные амазонит-альбитовые граниты. В субвулканической фации Хамар-Дабана более мощные дайки монзонит-порфиоров, гранит-порфиоров и эльванов сменяются онгонитами, топазовыми порфиритами и топазитами, которые иногда служат цементом в эруптивных и флюидно-эксплозивных рудоносных брекчиях.

Согласно новым данным, время внедрения I-ой инициальной фазы гранитоидов Биту-Джидинской интрузии соответствует позднему карбону (C₂) и составляет 311±10 млн. лет. Эти данные делают возможным отнесение изученного массива к ранее выделенной Уругудей-Харагульской возрастной группе массивов Li-F типа [2].

Эволюция редкометалльно-гранитного магматизма для многофазных Харагульской и Уругудеевской интрузий в направлении от ранних биотитовых к поздним редкометалльным гранитам характеризуется повышением кремнекислотности и заметным ростом Na₂O, тогда как уровень содержаний FeO_{общ.}, CaO и K₂O снижается. Эти закономерности типичны для редкометалльных Li-F гранитов и выражаются также в возрастании в указанном направлении концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta и Pb с одновременным снижением содержаний Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. Биотитовые флюоритсодержащие граниты ранних фаз в наибольшей мере обогащены легкими лантаноидами, а уровень их нормированных содержаний приблизительно в 100 раз превышает хондритовый. В поздних топазсодержащих гранитах содержания легких РЗЭ довольно резко снижаются как для Харагульского, так и Уругудеевского массивов. В то же время содержания тяжелых редких земель несколько возрастают, что приводит к

уменьшению величины La/Yb отношения в этом направлении от 3,7 в биотитовых гранитах до 0,83 в альбит-лепидолитовых разновидностях. Общей геохимической особенностью для всех исследуемых гранитов является наличие довольно глубокого европиевого минимума, свидетельствующего о значительной дифференцированности магм редкометалльных гранитов. Те же закономерности в распределении редких элементов, но более отчетливые были установлены для субвулканических фаций редкометалльных гранитоидов Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса.

Интрузивно-субвулканические породы рассматриваемой редкометалльной провинции Прибайкалья характеризуются раз-

уменьшению величины La/Yb отношения в этом направлении от 3,7 в биотитовых гранитах до 0,83 в альбит-лепидолитовых разновидностях. Общей геохимической особенностью для всех исследуемых гранитов является наличие довольно глубокого европиевого минимума, свидетельствующего о значительной дифференцированности магм редкометалльных гранитов. Те же закономерности в распределении редких элементов, но более отчетливые были установлены для субвулканических фаций редкометалльных гранитоидов Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса.

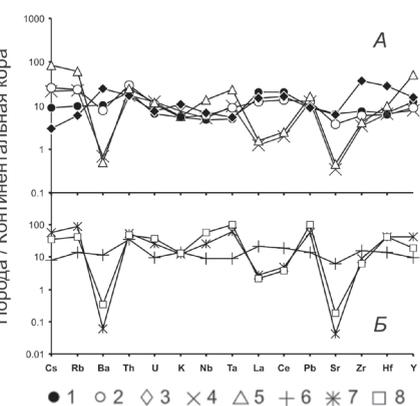


Рис.1. Спайдердиаграмма распределения элементов в породах Абдар-Хоштулинской интрузивно-дайковой серии (нормировано по среднему составу континентальной коры, Тэйлор, Мак-Леннон, 1988). Хоштулинский массив (А): 1 - порфировидные граниты 1-й фазы, 2 - граниты 2-й фазы, 3 - сиениты, 4 - породы дайкового пояса, 5 - онгониты г. Цох-ула. Абдарский массив (Б): 6 - лейкограниты, 7 - амазонит-альбитовые граниты, 8 - пегматоидные амазонит-альбитовые граниты.

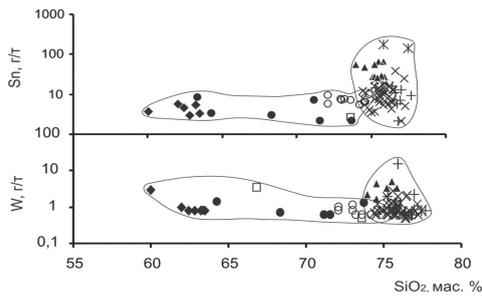


Рис. 2. Соотношение между Sn, W (r/t) и SiO₂ (мас. %) в гранитоидах Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии. Обозначения на рис. 1.

гранитоидов батолита и плюмазитовых редкометалльных Li-F гранитов позднепалеозойского магматизма. Из анализа новых приведенных геохимических данных по гранитоидам Прибайкалья следует, что редкометалльные Li-F граниты не образуются только за счет процессов палингенеза, а для их возникновения необходимы специфические условия, обуславливающие значительное концентрирование характерных редких элементов.

Топаз- и криолитсодержащие лейкограниты и онгониты являются продуктом глубокой дифференциации коровых гранитных магм, что приводит к широким и закономерным вариациям содержаний многих элементов и, в связи с их концентрированием, определяет генетическую связь с этими гранитами Sn, Ta, Li и W минерализации. Широкий спектр составов магматических пород в пределах Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса от субщелочных до плюмазитовых и Li-F гранитов, развитие здесь эльван-онгонитового магматизма и глубокая дифференцированность остаточных магм обуславливает перспективность этого геохимического типа пород в отношении редкометалльной минерализации, генетически связанной с позднекарбонным внутриплитным магматизмом.

На основании геолого-минералогических и геохимических данных среди пород Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии Монголии выделены следующие геохимические типы гранитоидов: 1) палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда; 2) гранитоиды щелочного ряда; 3) плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (Li-F граниты). Установлено два тренда геохимической эволюции в пределах исследуемой серии, которые соответствуют двум этапам ее формирования. На раннем этапе становления Абдар-Хошутулинской серии образовались гранитоиды с геохимическими характеристиками палингенного корового происхождения в ассоциации с глубинным магматизмом субщелочного и щелочного состава. На заключительном этапе геохимической эволюции формировались субвулканические дайки и Абдарский массив редкометалльных Li-F гранитов, обогащенные многими литофильными элементами, когда значительную роль играли процессы магматической и флюидно-магматической дифференциации (рис.1) [3].

На примере Sn, W рассмотрено поведение рудных элементов при формировании гранитоидов Абдар-Хошутулинской серии (рис. 2). В гранитоидах раннего этапа формирования Хошутулинского массива установлены крайне низкие содержания Sn и W, которые являются типичными для нерудоносных гранитоидных пород. Совсем иная картина распределения Sn и W наблюдается в породах дайкового пояса и гранитах Абдарской интрузии, в которых наблюдается резкое повышение концентраций Sn и W. При этом наиболее высокие содержания обоих элементов определены в онгонитах Цох-улы, которые обогащаются Sn до 50 г/т и более. За пределами дайкового пояса максимальное обогащение Sn свойственно амазонит-альбитовым гранитам Абдарского массива, где оно достигает 140-180 г/т. При таких содержаниях в этих редкометалльных гранитах встречается касситерит, что является характерной особенностью оловоносных гранитов.

Интрузивно-дайковые серии в ареалах развития фанерозойского гранитоидного магматизма характеризуются широкими вариациями геологического возраста, геохимических особенностей пород и являются важным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия, дифференциации гранитоидных магм, а также ассоциирующего с магматизмом редкометалльного оруденения.

В пределах изученных редкометалльных интрузивно-дайковых поясов проявлен уникальный по своим геохимическим особенностям магматизм в виде редкометалльных гранитоидов, эльванов и онгонитов с аномальными концентрациями и распределением F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb, характеризующих их ультраредкометалльную специализацию. Эльвановый магматизм является прямым индикатором вклада мантийного источника (высококальциевых водных флюидов мантийного генезиса) в формирование остаточных редкометалльных кислых расплавов. Полученные геохимические данные указывают на потенциальную возможность концентрирования редких и рудных компонентов в процессе длительной эволюции интрузивно-субвулканических комплексов. Интрузивно-дайковые пояса Южной Сибири и Монголии могут быть индикаторами развития рудно-магматических систем, в которых проявлена редкометалльная минерализация.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515_a и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-9.3.

1. Антипин В.С. Внутриплитный редкометалльно-гранитный магматизм и его связь с процессами батолитообразования и формирования дайковых поясов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск. 2005. С.13-16.

2. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Антипин В.С., Дриль С.И. Биту-Джидинский массив (Южное Прибайкалье): геохимическая эволюция и потенциальная рудоносность многофазной интрузии гранитоидов Li-F типа // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы Всероссийской научной конференции. Т. 2. Иркутск. 2007. С. 181-185.

3. Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вестник ИРГТУ. 2009. №1 (34). С.58-68.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ БУРАЛ-САРЬДАГ И ЧЕРЕМШАНСКОЕ

Д.Ц. Аюржанаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, dulmazhap@mail.ru

В последнее время появился ряд работ по Бурал-Сарьдагскому месторождению кремнеземного сырья [1, 4, 6, 7], показывающих как генетическое сходство, так и различие с Черемшанским месторождением высокочистых кварцитов.

Бурал-Сарьдагское месторождение кварцитов находится в юго-восточной части Восточного Саяна в вершине р. Хойто-Гаргана - правого притока р. Оки. В геологическом строении месторождения принимают участие архей-нижнепротерозойские образования фундамента Гарганской глыбы, представленные гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами и мигматитами (2,3-2,4 млрд. лет). Чехол глыбы сложен верхнерифейскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты, которые являются продуктивными на высокочистые кварциты. Интрузии сумсунурского комплекса плагиогранитов верхнерифейского возраста (790 млн. лет) распространены к юго-западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг (Гарганский плутон). Продуктивные тела суперкварцитов и микрокварцитов локализируются, в привершинной части хребта, имеют субпластовую, вытянутую в плане форму [7] (рис.1).

По мнению А.М. Федорова [7], микрокварциты и «суперкварциты» могли быть сформированы в ходе термально-метасоматических преобразований первичных кремнисто-карбонатных пород иркутской свиты под воздействием теплового поля продвигающегося по ним в результате обдукции офиолитового покрова. Высокий градиент Р-Т условий приводил к мобилизации собственной флюидной составляющей исходных кремнистых пород и ее миграции по разломным и ослабленным зонам в область пониженных температур и давлений. Образовавшиеся в результате длительных геологических процессов осветленные кварциты и сверхчистые «суперкварциты» являются главными промышленными объектами месторождения.

Черемшанское месторождение кремнеземного сырья находится в Западном Забайкалье в 80 км от г. Улан-Удэ. Месторождение представляет собой пласт кварцитов мощностью 20-50 м, прослеженный с юга на север на расстояние 8 км среди осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя, состоящей из итанцинской (PR2it) силикатной и бурлинской (PR2bl) существенно карбонатной свит (рис. 2). Установлено, что тело кварцитов возникло в результате метасоматического окварцевания песчаников при метаморфизме карбонатно-силикатной толщи. Окварцевание происходило инфильтрационно по типу кислотного выщелачивания, а длительное очищение кварцитов - диффузионно в тонкодисперсных капиллярно-пористых системах, где большое значение в процессе имела энергия поверхностей раздела раствор - твердая фаза. Процессы обоснованы термодинамикой капиллярно-пористых систем [8].

В формировании Бурал-Сарьдагского месторождения А.И. Непомнящих и др. [6] выделил 3 этапа, которые подходят и для Черемшанского месторождения.

Первый этап – вулканогенное, осадочное и терригенное накопление мощной кварценозной толщи в рифее-венде, формирование терригенных кварцевых песков, вулканогенно- и хемогенно-осадочных кремнисто-карбонатных отложений. На это указывает следующие факты:

1. пластовый (слоистый) характер залегания,
2. наличие углеродистого вещества (органогенных реликтов), практически никогда не встречающиеся во вторичных кварцитах по вулканитам,
3. пластовые тела кремневидных микрокварцитов (на Черемшанке серых кварцитов) являются закономерной составной частью кремнисто-карбонатной толщи иркутской свиты (на Черемшанке итанцинской свиты). Они постепенно переходят в углисто-серицит-кремнистые сланцы со стороны подошвы, и в кремнистые доломиты – в кровле. В первом случае это связано с изменением относительных количеств алюмосиликатной и кремнистой составляющих в исходных осадках, во втором – карбонатной и кремнистой.

Второй этап - диагенез осадков и региональный метаморфизм карбонатных и кремнистых пород, кварцевых песчаников и алевролитов и превращение их в кварциты и кварцито-песчаники в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Третий этап - метасоматическая переработка и доочистка кварцитов и кварцевых песчаников.

Доочистка кварцитов с образованием особо чистых микрокварцитов и суперкварцитов на Бурал-Сарьдагском и Черемшанском месторождениях кремнеземного сырья происходила уже различным способом.

Так, на месторождении Бурал-Сарьдаг, по данным А.М. Федорова [7], доочистка кварцитов происходила путем собирательной перекристаллизации с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зерен кварца. Участки кремнистой толщи, находящиеся в удалении от тектонического контакта, подверглись меньшему термическому воздействию, вследствие чего они испытали перекристаллизацию в меньшей степени. Снижение степени преобразования кварцитов при удалении от плоскости надвига подтверждает отделение флюидов из самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов, как и отсутствие привноса чужеродного вещества. Осветление кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь пигментирующего углистого вещества.

В то же время на Черемшанском месторождении окварцевание происходило инфильтрационно по типу кислотного выщелачивания, а длительное очищение кварцитов - диффузионно в тонкодисперсных капиллярно-пористых системах, где большое значение в процессе имела энергия поверхностей раздела раствор - твердая фаза. Процесс инфильтрационно-диффузионного очищения кварцитов заключается в следующем. Отторгающиеся примеси скапливаются в межзерновом пространстве и постепенно выносятся за пределы пласта в окружающие породы инфильтрационным путем. Ин-

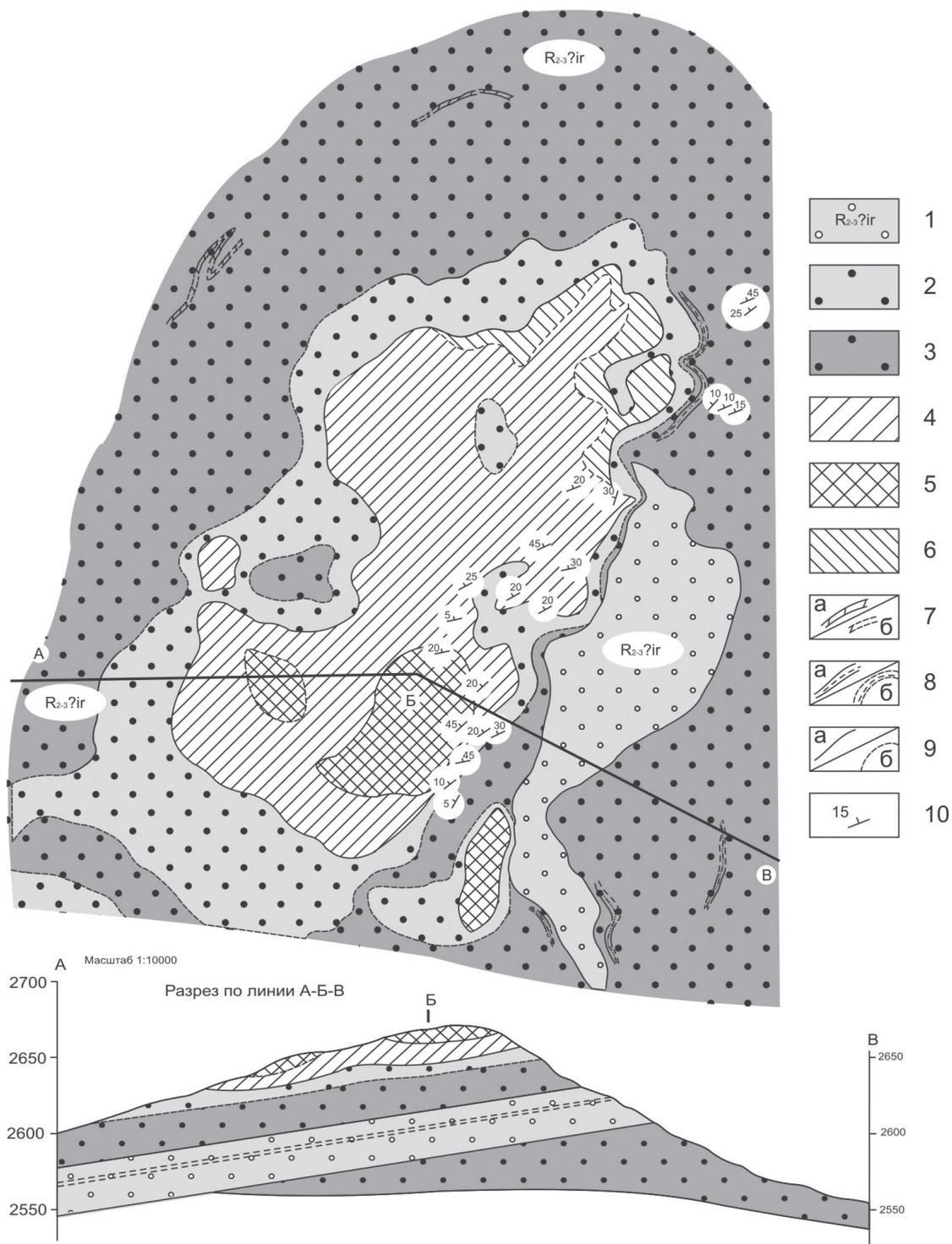


Рис.1. Геологическая схема месторождения Бурал-Сарьдаг (по материалам В.П. Табинаева, А.М. Рогачева, С.Д. Цуцара, А.М. Федорова).
 1 - иркутская свита (R2-3): песчаники, алевролиты, гравелиты субаркозового, полимиктового состава; горизонты, линзы красноцветных псаммитовых доломитов, песчаников и углеродисто-глинистых сланцев; 2-3 - иркутская свита: кварциты и микрокварциты различного состава; горизонты, линзы, желваки окремненных, часто мергелистых доломитов; 2 – черные, кремневидные микрокварциты с прослоями доломитов и мраморов, тонкие (до первых мм) прожилки и линзы перекристаллизованного кварца; 3 – серые и светло-серые микрокварциты; 4-6 – метасоматиты: 4 - светло-серые мелкозернистые кварциты; 5 – «суперкварциты»; 6 – «песчаные» кварциты – продукты выветривания метасоматических кварцитовых образований; 7-8 – маркирующие горизонты и линзы, а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – доломиты окремненные, глинистые до мергелей; 8 – углеродисто-глинистые сланцы; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания.

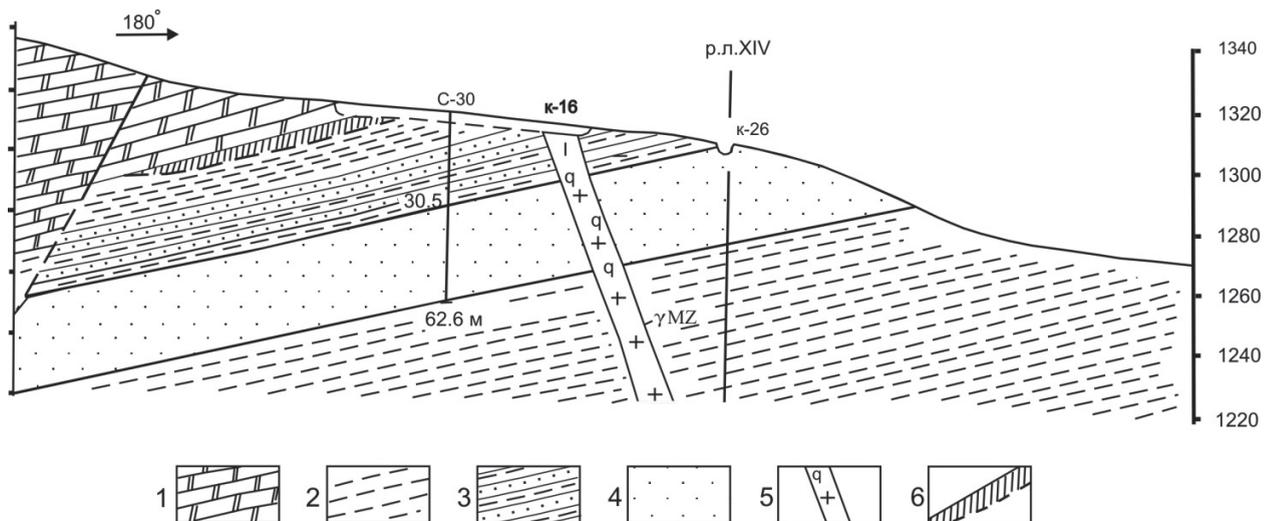


Рис. 2. Разрез по линии XIV.

1 – карбонатные породы (доломиты, известняки), 2 – углисто-кварц-серицитовые сланцы и филлиты, 3 – переслаивание кварцевых песчаников, серицитовых кварцитов, углисто-кварц-серицитовых сланцев, 4 – кварциты, 5 – дайка плагиогранит- порфира, 6 – графитосодержащие, графитовые сланцы.

фильтрационный вынос железа наблюдается также в виде скоплений бурых гидроксидов на фронтах фильтрации остановившегося порового раствора. При неравномерной скорости фильтрации растворов образуются заливы опережающих фронтов и обособляются острова, в которых присутствует застойный поровый раствор в виде адсорбционных пленок на поверхности зерен. В эти острова по пленочным растворам диффундирует из инфильтрационной зоны кремнезем, вытесняя оттуда примеси, в частности, железо и другие элементы, присутствующее там в преобладающих количествах. Это фиксируется в виде бурых оторочек, состоящих из гидроокислов железа по периферии островов. В диффузионных островах происходит наиболее полное очищение кварцитов от примесей. В некоторых островах встречаются мелкие бурые «оспины». Это неполное очищение. В них более крупные кристаллики кварца в виде микродруз среди пленок гидроокислов железа. Местами периферийные оторочки в мелких островках сходятся, образуя округлые бурые стяжения [8].

Следовательно, при очищении кварцитов Черемшанского месторождения был вынос примесей и привнос кремнезема, происходило окварцевание по осадочным породам. А если на месторождении Бурал-Сарьдаг была перекристаллизация без привноса кремнезема, должны были бы образоваться каверны выщелачивания, пустоты, а не сливные кварциты. Поэтому, исходя из определения вторичных кварцитов (ВК - существенно кварцевые породы, состоящие главным образом из кварца (50-100%), образованные путем метасоматического окварцевания исходных пород разного состава), правильной было бы отнести их ко вторичными кварцитами, как мы отнесли Черемшанские высокочистые кварциты. Но вторичные кварциты, сформированные в результате кремнистого выщелачивания магматических пород кислого состава [2, 5], как правило, имеют зональность, в которой монокварцевые зоны - лишь одна из разновидностей вторичных кварцитов.

1. Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н. Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценосного района (Восточный Саян) // Кварц. Кремнезем. Материалы Междунар. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 185-187.

2. Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С.332-452.

3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

4. Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, №2. С. 219.

5. Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Изд-во Недр, 1968.

6. Непомнящих А.И., Воробьев Е.И., Спиридонов А.М. Геолого-геохимические исследования кварцевого сырья месторождения Бурал-Сарьдак. Отчет. Иркутск, 2001.

7. Федоров А.М. Генезис и условия формирования месторождения сверхчистых кварцитов Бурал-Сарьдаг // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: матер. Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. С. 181-184.

8. Царев Д.И., Хрусталева В.К., Гальченко В.И., Дугарова Д.Ц. Новые генетические данные о генезисе Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49, №4. С. 334-345.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ НА ТЕРРИТОРИИ ВИТИМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

П.С. Бабаянц, Т.Ю. Лаврова, А.А. Трусов
ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, bab@aerogeo.ru

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика» в 2007-2010 гг. выполнена комплексная (магнитная, спектрометрическая, аэроэлектроразведка методом ДИП-А) аэрогеофизическая съемка на территории листов N-49-XII, XVI-XVIII, XXII-XXIV (Витимский горнорудный район). Съемка масштаба 1:50 000 была выполнена на общей площади 34 000 кв. км, кроме того проектом предусматривалась детализация масштаба 1:10 000 на четырех участках (Хойготский, Троицкий, Талойский, Байтахский) общей площадью 6 800 кв. км. Целевым назначением работ являлось создание геофизической основы для обеспечения геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 и оценка перспектив территории на золото и уран. По результатам работ получены следующие основные методические и геологические результаты.

Впервые в отечественной и мировой практике в состав комплекса методов обеспечения аэрогеофизической основы геологосъёмочных работ был включен электроразведочный канал, что позволило существенно повысить общегеологическую и прогнозную эффективность комплекса. По результатам выполненных работ получены геофизические материалы, качество которых отвечает самым жестким современным требованиям.

Была выполнена альтернативная обработка данных аэрогамма-спектрометрии (помимо стандартной методики, основанной на использовании данных о скоростях счета в дифференциальных окнах) с применением методики, базирующейся на вычислении площадей фотопиков. Указанная методика позволила существенно улучшить качество исходных карт компонент поля радиоактивности, в первую очередь – карт содержаний урана. По результатам специально отработанного на разных высотах контрольного маршрута был выполнен анализ влияния высоты точек наблюдения на результаты аэрогамма-спектрометрии. Выполненный анализ показал, что оптимальной высотой аэрогамма-спектрометрической съемки (для масштаба 1:50 000) является 125-150 м, при этом данные сохраняют кондиционность при увеличении высоты полета до 200 м, а возможно – и более.

Интерпретация комплексных аэрогеофизических данных по площади работ в целом и по каждому из детальных участков осуществлялась в два этапа. На первом этапе выполнялась общая геофизическая интерпретация данных, базирующаяся на использовании методов и технологий, не учитывающих (или учитывающих ограниченно) априорную геолого-геофизическую информацию. При этом, наряду с результатами комплексной аэрогеофизической съемки, дополнительно использовались данные Государственной гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 (в виде матриц значений гравитационного поля в редукции Буге в условном уровне с размером ячейки 2×2 км), полученные в установленном порядке. На втором этапе выполнялась целевая интерпретация данных, в каждом случае направленная на решение конкретной геологической задачи.

В рамках первого этапа интерпретации выполнено физико-математическое моделирование потенциальных полей (гравитационного и магнитного), в ходе которого были оценены глубины верхних кромок аномальных объектов; рассчитаны модели распределения эффективных избыточных свойств (плотности и намагниченности) пород верхней части разреза; выполнено объемное моделирование потенциальных полей с получением 3D-моделей распределения эффективных параметров; закартированы наиболее ярко проявленные тектонические нарушения. Для отдельных, наиболее интенсивных и контрастно проявленных аномалий магнитного поля, а также по опорным геологическим разрезам, была выполнена количественная интерпретация с определением характеристик аномальных объектов.

Для общей интерпретации данных аэроэлектроразведки ДИП-А использовались вычисленные в процессе камеральной обработки значения эффективных сопротивлений, рассматривающиеся как карты первичных полей ДИП. Для оценки характера изменений электрической проводимости разреза по глубине с использованием аппарата регрессионного анализа были вычислены приведенные сопротивления для частот 130, 520 и 2080 Гц, характеризующие электрические свойства разреза на глубине скин-слоя. С использованием вычисленных значений мощностей скин-слоя в качестве эффективных глубин, к которым относятся сопротивления на соответствующих частотах, были синтезированы геоэлектрические разрезы вдоль линии съёмочных маршрутов с учетом топографии, отдельно по исходным и приведенным значениям эффективных сопротивлений. Для целей геологического картирования верхней части разреза было выполнено формальное районирование изучаемых площадей по типам геоэлектрического разреза.

С целью определения закономерностей распределения естественных радионуклидов в самой верхней части разреза и установления их связи с особенностями геологического строения и ландшафтно-географическими условиями был выполнен комплексный анализ аэрогамма-спектрометрических данных на базе вероятностно-статистических методов с целью радиогеохимического районирования территории и последующего выявления признаков рудной минерализации. Для выделения комплексных аномалий выполнялся корреляционный анализ с использованием специализированного пакета программ «DOMED» и «DOSTA», разработанный в ГНПП «Аэрогеофизика». Для выявления общих закономерностей распределения естественных радиоактивных элементов на уровне современного эрозионного среза использовалась также технология АРК (АэроРадиогеохимическое Картирование), разработанная специалистами ВИРГ - Рудгеофизика.

Для более полного и достоверного решения поставленных геологических задач использованы целевые технологии и алгоритмы, направленные каждый раз на решение конкретной прикладной задачи. Спектр использованных методов включал как относительно простые алгоритмы, связанные с вычислением целевых трансформаций физических полей и

простейших комбинаций изучаемых параметров, так и достаточно сложные технологии, направленные на прогнозирование перспективных объектов.

В рамках целевой интерпретации выполнено картирование и изучение внутреннего строения эрозионно-тектонических впадин. Общий контур структур был выделен по карте эффективных проводимостей на частоте 520 Гц, как наиболее информативной, с пороговым значением 2×10^{-3} См \times м. Оси погребенных палеодолин неогеновой речной системы внутри контуров эрозионно-тектонических впадин были закартированы на основе морфологического анализа карт приведенных сопротивлений. Выявлены палеодолины второго и третьего порядка, внутри которых закартированы уступы древних террас и уточнено положение оси стволовой Аталангинской палеодолины, рекомендованной под поисковое изучение на урановое оруденение, дифференцированы локализующиеся под покровом базальтов рыхлые отложения, выполняющие палеодолины озерно-речной сети неогеновых бассейнов. Для оценки морфологии дна впадин была выполнена попытка редуцирования из исходного магнитного поля влияния базальтовых покровов, после чего по всей площади аэрогеофизической съемки была выполнена оценка глубин особых точек магнитного поля с помощью технологии ROMGAS.

Выполнено картирование и дифференциация интрузивных тел, зон контактового метасоматоза и дайковых комплексов различных этапов тектономагматической активизации. При картировании интрузивных пород применялась система эталонов и эталонных участков, на которых разрабатывался геофизический образ пород, затем полученные геофизические образы использовались для выделения аналогичных образований на всей территории исследования. При этом среди гранитов второй фазы витимканского комплекса выделяется целый ряд образований, которые отличаются по радиогеохимическим характеристикам. Возможно, эти образования сформировались под воздействием более поздних наложенных процессов, но их выделение позволяет иначе взглянуть на связь уранового и золотого оруденения с магматизмом. Картирование площадей распространения кайнозойских базальтов, в том числе в контурах выявленных ранее эрозионно-тектонических впадин, успешно осуществлено с использованием метода пространственного пересечения заданных интервалов выбранного набора признаков, в состав которого включены матрица горизонтального градиента рельефа; результаты фильтрации интегральным фильтром (окно 1 км) локальной составляющей аномального магнитного поля (характеризует степень изменчивости поля); мощность дозы суммарного гамма излучения; эффективные сопротивления на частоте 520 Гц.

Картирование стратифицированных образований выполнено по схеме, аналогичной картированию интрузивных комплексов, с использованием исходных геофизических полей, их трансформант и результатов моделирования (объемная модель эффективной намагниченности, плотностная модель, модели приведенных электрических сопротивлений на различных частотах и др.), с привлечением априорной геологической информации. В частности, комплексные аэрогеофизические данные указывают на возможность более тонкого расчленения образований суванихинской свиты. Этими же данными не подтверждается возможность того, что (по материалам предшественников) ороченская свита является аналогом давыкшинской карбонатной свиты. Также по аэрогеофизическим данным породы якушинской свиты отличаются от образований икатской и пановской свит.

По матрицам аномальных полей и их трансформант, матрицам распределения эффективных физических свойств выполнено картирование, ранжирование и оценка минерагенической специализации основных тектонических нарушений. Были уточнены положение и внутреннее строение известных ранее Турка-Джилиндинской и Ундино-Витимской зон главных разломов, ограничивающих выделенную нами Усой-Витимскую зону наложенных мезо-кайнозойских структур. По комплексу аэрогеофизических данных закартирован магистральный разлом этой зоны, ранее выделявшийся фрагментарно по северному борту Мало-Амалатской впадины, совпадая с Шаманским разломом, с положением которого пространственно совпадают крупные урановорудные поля (Хиагдинское, Имское). В пределах Больше-Амалатской впадины указанный разлом протягивается по оси Байсыханского поднятия (в районе Хиагдинского рудного поля), где оперяющие его разломы второго порядка трассируют оси палеодолин (Хойготской, Аталангинской, Амалатской). В центральной части площади наблюдается смещение магистрального разлома нарушением северо-западного простирания. Отмечено пространственное совпадение магистрального разлома с границей Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона.

С целью оценки перспектив территории на золото и уран выполнен прогноз оруденения наиболее значимых для площади работ генетических типов. Выделение потенциально перспективных площадей осуществлялось с использованием двух альтернативных подходов. В соответствии с первым из них, на основе анализа результатов комплексной интерпретации аэрогеофизических данных с привлечением априорной геолого-геофизической информации выполнялась идентификация в явной форме основных критериев и признаков локализации оруденения в геофизических полях, их трансформантах, моделях распределения эффективных параметров и их комбинациях. Такой подход использовался главным образом для прогноза уранового оруденения, в первую очередь – гидрогенного типа. В рамках второго подхода осуществлялся формальный прогноз оруденения по комплексу аэрогеофизических данных с использованием алгоритмов распознавания с обучением на эталонных объектах (для золотого оруденения).

Прогноз уранового оруденения осуществлялся на основе выявления предпосылок его локализации, находящихся отражение в геофизических полях, их трансформантах и результатах моделирования. В частности, для месторождений гидрогенного палеодолинного типа выделены и оконтурены мезозойско-кайнозойские впадины, в том числе и погребенные под кайнозойскими вулканогенно-осадочными образованиями; закартированы контуры экранящих оруденение базальтовых покровов, обеспечивающих сохранность урановых залежей; под покровом базальтов по данным электроразведки ДИП закартированы узкие дендритовидные зоны повышенной проводимости, трассирующие погребенные под базальтами палеодолины озерно-речной сети неогеновых бассейнов; выделены и дифференцированы по

составу рыхлые отложения, выполняющие погребенные палеодолины, в существенно песчаных разностях которых размещаются известные месторождения и проявления урана гидрогенного типа; дифференцированы по составу многочисленные массивы гранитоидов, оперяющие эрозионные впадины, выявлены интрузии высокорadioактивных и радио-геохимически специализированных гранитоидов в непосредственной близости к урановорудным залежам гидрогенного типа, как потенциальный источник рудного вещества; по данным аэрогамма-спектрометрии в границах базальтового покрова выделены локальные аномалии урана, пространственно совпадающие с аномалиями повышенной плотности линейментов, полученных при обработке космических снимков, имеющие поисковое индикационное значение. Выделение перспективных площадей осуществлялось по принципу пространственного совмещения максимального числа благоприятных факторов прогноза.

По результатам выполненных работ на исследуемую площадь составлены структурная схема и прогнозно-геофизическая карта на золото и уран масштаба 1:200 000 с выявленными геофизическими методами новыми закономерностями размещения месторождений золота и урана.

Результаты, полученные при подготовке построенной прогнозно-геофизической карты, были использованы для выбора участков детализации для аэрогеофизической съемки масштаба 1:10 000, с целью уточнения геологического строения площади, а также уточнения, подтверждения и выявления новых закономерностей размещения золотого и уранового оруденения и выбора участков для проведения наземных детальных поисковых работ.

По результатам аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 выделено семь площадей для дальнейшего изучения, четыре из них были изучены детальными аэрогеофизическими работами (участки Талойский, Троицкий, Хойготский, Байтахский), дополнительно предложены три перспективных площади: для проведения наземных поисково-оценочных работ на коренное золото с оценкой специализации на золото отложений давкшинской свиты в пределах Турка-Джилиндинской главной зоны разломов (Холинская площадь); для проведения наземных прогнозно-поисковых работ на уран (Тилимская площадь); для проведения детальных аэрогеофизических работ масштаба 1:10 000 (Каптургинская площадь). По результатам детальной съемки составлены прогнозно-геофизические карты на золото и уран масштаба 1:50 000 на четыре детальных участка, с выявленными геофизическими методами новыми закономерностями размещения месторождений золота и урана.

Выделены участки, рекомендованные к проведению наземных прогнозно-ревизионных, детальных поисковых и поисково-оценочных работ (восемь перспективных площадей и восемь локальных участков), в том числе семь площадей и пять участков в пределах Хойготского участка детализации.

ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ – СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е.А. Бажин, Д.Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа; bazhin_evgeniy@mail.ru

подавляющее большинство габбро-гипербазитовых массивов Урала традиционно относятся либо к дунит-гарцбургитовой (хромитоносной), либо верлит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формациям. Представители первой из них наибольшим развитием пользуются на Полярном и Южном Урале, а второй – на Среднем и Северном. В то же время в последние годы появились факты, свидетельствующие, что в пределах единых массивов возможно совмещение формаций. В этой связи возникла острая необходимость вновь вернуться к проблеме рудоносности габбро-гипербазитовых массивов, расположенных на границе Среднего и Южного Урала. Большинство исследователей она проводится по пережуму зеленокаменной полосы в месте смены Магнитогорской мегазоны Тагильской, приблизительно на широте города Кыштыма [1].

Целью настоящей работы является выяснение формационной принадлежности и палеогеодинамических условий формирования гипербазитов зоны сочленения Южного и Среднего Урала.

Наиболее крупными массивами рассматриваемой зоны являются Уфалейский, Сугомакский, Карабашский и Таловский. Практически все они отнесены к сакмарскому комплексу среднеордовикского возраста и лишь Таловский массив выделен в отдельный одноименный позднеордовикский комплекс.

Уфалейский массив преимущественно сложен серпентинитами антигоритового и β -лизардит-хризотилового состава, породы центральных его частей практически повсеместно сохранили реликтовые структуры гарцбургитов и дунитов.

Сугомакский массив представляет собой серию сжатых плоских линз восточного падения и полностью сложен антигоритовыми серпентинитами без реликтов первичных пород. Карабашский массив также сильно вытянут в меридиональном направлении, он сложен антигорит-хризотиловыми серпентинитами.

Таловский массив имеет в плане линзовидную форму. Дуниты и гарцбургиты восточной части массива полностью превращены в лизардитовые, хризотиловые и антигоритовые серпентиниты, среди которых преобладают апогарцбургитовые серпентиниты. В западной части массива присутствуют как полностью серпентинизированные разности, так и практически свежие дуниты и гарцбургиты. Верлиты и клинопироксениты максимальным распространением пользуются в центральной части.

Ультрабазиты всех изученных нами массивов характеризуются стандартным для офиолитовых комплексов составом: высокими содержаниями Mg, Ni и Cr и низкими – TiO₂, Na₂O, K₂O, CaO, Al₂O₃. В альпинотипных гипербазитах Тагило-Магнитогорской мегазоны нормативный диопсид почти отсутствует, содержания нормативного энстатита изменяется в пределах 10-25%, что говорит о преимущественно дунит-гарцбургитовом составе массивов.

Распределение редкоземельных элементов в ультрабазитах Уфалейского, Сугомакского и Карабашского массивов характеризуется преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими при минимальных хондрит-нормированных значениях для средних лантаноидов (Nd, Sm, Gd). Форма кривых распределения РЗЭ таким образом приближается к W-образному типу, часто встречающемуся в истощенных гипербазитах офиолитовой ассоциации. В ультрабазитах Таловского массива наряду с упомянутым выше характером распределения РЗЭ отмечен субхондритовый тип, что говорит о присутствии здесь наряду с сильно истощенными реститами слабо деплетированных перидотитов.

Кроме того, состав первичных акцессорных хромшпинелидов в апогарцбургитовых серпентинитах показывает, что для массивов Тагило-Магнитогорской мегазоны характерны высокохромистые хромшпинелиды, что свидетельствует о значительной степени деплетирования.

Изучение хромшпинелидов показало, что для всех рассматриваемых массивов характерно наличие двух четко выраженных трендов состава хромшпинелидов. Первый направлен от хромпикотита к хромиту с большим или меньшим уклоном в сторону Fe³⁺, что вообще характерно для мантийных реститов. Второй тренд метаморфический, он направлен от хрома в сторону трехвалентного железа.

подавляющее большинство хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов Таловского массива попадает в поля алюмохромитов, субферрихромитов, субферриалюмо-хромитов и ферриалюмохромитов, образуя рой точек на треугольнике Н.В. Павлова, перекрывающий как область деплетированных реститов, так и железистых хромшпинелидов платиноносной ассоциации.

Первичные акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов Карабашского и Уфалейского массива представлены преимущественно алюмохромитами. Среди изученных образцов Сугомакского массива преобладают метаморфические шпинелиды ряда хроммагнетит-магнетит. При этом единичные анализы не метаморфизованных шпинелей свидетельствуют о принадлежности их к алюмохромиту и хромпикотиту.

На диаграмме хромистость – магнезиальность практически все анализы хромшпинелидов из массивов Тагило-Магнитогорской мегазоны попадают в поле шпинелей из перидотитов глубоководных желобов.

При изучении метаморфических преобразований ультрабазитов наиболее интересные данные были получены методом термического анализа. Основным параметром для сравнения серпентинитов являлось средневзвешенное значения эндо-термического эффекта, которое рассчитывалось по формуле:

$$\Sigma \Delta F = (C1 * \Delta 1 + C2 * \Delta 2 + \dots + CN * \Delta N) / (\Sigma СП / 100)$$

где $\Sigma \Delta F$ – суммарный средневзвешенный эффект, $\Sigma СП$ – степень серпентинизации пород, C1, 2 ... N – содержание фазы

1, 2, ... N; $\Delta 1, 2 \dots N$ – величина эндотермического эффекта фазы 1, 2 ... N (в °С).

Наиболее жесткие РТ-условия соответствовали образованию тектонических пластин, слагающих Сугомакский массив (>740°С антигоритовая фация). К северу и югу, в направлении Уфалейского и Карабашского массивов, величина стресса и температуры постепенно снижались, но к югу наблюдается новое повышение рассматриваемых параметров в породах Таловского массива.

Полученные данные говорят о неравномерном характере коллизионных процессов в рассматриваемом регионе на Урале в позднепалеозойское время.

Выводы:

Геологическая позиция и внутреннее строение Таловского габбро-гипербазитового массива, а также составы хромшпинелидов позволяют высказать предположение о первично океанической, а затем – надсубдукционной обстановке его формирования. Вероятно, ультрабазиты дунит-гарцбургитового матрикса представляют собой вещество «мантийного клина», прорванного многочисленными инъекциями верлит-клинопироксенит-габбрового состава.

Уфалейский, Сугомакский и Карабашский массивы представляют собой фрагменты верхней мантии, претерпевшие процессы деплетирования последовательно под срединно-океаническим хребтом и в преддуговом бассейне, завершив свою «высокотемпературную историю» вблизи глубоководного желоба. Для Карабашского массива формирование возможно и в задуговом бассейне.

1. Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е. // Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов. М.: Наука, 1998. С. 73-92.

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ НАЗАРОВСКОГО ЗОЛОТО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Э.Б. Базаров¹, Е.В. Кислов²

¹ОАО «Озерный ГОК», Улан-Удэ, erdem@metropol.ru
²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Назаровское золото-сульфидно-цинковое месторождение находится в Еравнинском районе Бурятии в 70 км на северо-восток от районного центра п. Сосново-Озерское, в 170 км от железнодорожной станции Могзон, 35 км от трассы Улан-Удэ – Романовка – Чита и в 4 км от Озерное свинцово-цинкового месторождения. Месторождение открыто в 1967 г.

История изучения. До 1960 г. на территории Озернинского рудного узла проводились лишь маршрутные исследования и мелкомасштабные геологические съемки (Беличенко и др., 1958, Суслеников, 1957, Тарифулин, 1957). В 1960 г. Индолинской партией (Тарасов, 1961) были выявлены магнетитовые рудные поля на участках Магнетитовом, Гематитовом и других. Организованной для поисков железорудных месторождений Еравнинской комплексной геолого-геофизической партией проведена площадная магнитомерическая съемка масштаба 1:25000 с детализацией отдельных участков до 1:10000 и 1:5000 (Лебедев и др., 1962). Выявлены Озерное (Ветров, 1964; Борисова, 1964) и Ульзутуйское (Зеленый, 1964) колчеданно-полиметаллические; Гематитовое, Магнетитовое, Гурвунурское и Аришинское железорудные (Тарасов, 1962; Дуденков, 1963; Ветров, 1964), магнетит-халькопирит-баритовые Туркульское и Гундуйское (Борисова, 1964; Ветров, 1964) месторождения. Затем было детально разведано Озерное месторождение, запасы утверждены в ГКЗ СССР (Тарасова, 1969, 1971, 1995); проведены поисковые и разведочные работы на бор в пределах Магнетитового месторождения железных руд (Цыденова, 1979; Виноградов, 1975); выявлено бор-магнетитовое месторождение Солонго; оценены Ульзутуйское колчеданно-полиметаллическое (Ткаченко, 1970; Гусаревич, 1970; Багадаев, 1965; Зоричева, 1976) Звездное магнетит-цинковое (Панов, 1967; Мартос, 1972; Зоричева, 1978), Аришинское медно-магнетитовое (Зоричева, 1976), Туркульское и Гундуйское магнетит-халькопирит-баритовое (Бренчалов, 1978; Зоричева, 1978; Жарников, 1980), Гурвунурское и Северо-Гурвунурское апатит-магнетитовые (Пласкеев, 1972; Бренчалов, 1978) месторождения, ряд рудопоявлений. Одновременно проводились геолого-съемочные работы, вся площадь Озерного рудного района покрыта геологической съемкой масштаба 1:50000.

В 1966-67 гг. на Гематитовом участке Еравнинской партией (Нефедьев, Силюнский, 1969) был проведен комплекс геолого-геофизических работ, в результате которого было открыто Назаровское цинковое месторождение, рассматриваемое как резервный объект Озерного месторождения. В 1967-69 гг. на месторождении проводились поисковые (Ткаченко, 1970), а в 1969-73 гг. поисково-оценочные работы (Русин, 1972, 1973). В 1977-79 гг. в колчеданно-цинковых рудах Назаровского месторождения было установлено присутствие золота (Дорошкевич, 1979). В 1992 г. малым предприятием «Геолог» Селенгинской геолого-разведочной экспедиции был выполнен небольшой объем буровых работ на верхних горизонтах Назаровского месторождения с пересчетом запасов (Дорошкевич, 1993).

В 1976-77 гг. были начаты поисковые работы на золото на всей площади Озернинского рудного узла, проведена разбраковка территории площадью 1100 км² по потокам рассеяния в донных отложениях водотоков в масштабе 1:100000 (Дорошкевич, 1979); на большей части рудного узла, на площади около 150 км², проведено специализированное на золото гидрохимическое опробование в масштабе 1:100000 (Ефремов, 1977). В 1977-89 гг. перспективная площадь (около 250 км²), практически вся территория рудного узла, была изучена литогеохимической съемкой по вторичным ореолам по сети 200×20 м (Дорошкевич, 1979, 1984, 1990). В результате в юго-восточной части Озернинского рудного узла выделена площадь, перспективная на выявление золотого оруднения скарновой формации («назаровский» тип) и золото-сульфидно-кварцевой формации жильно-прожилково-вкрапленных и минерализованных зон в осадочно-вулканогенных толщах. В 1999 г. были поставлены работы на россыпное золото. С 2001 г. проводятся работы по оценке золотоносности кор выветривания. Буровые работы привели к выявлению россыпной золотоносности в аллювиальных отложениях речных долин и переотложенных корях выветривания в северо-западном борту Еравнинской впадины. В 2004-2007 гг. геологоразведочные работы, выполняемые недропользователями, привели к открытию промышленных россыпей золота в современных пролювиально-аллювиальных и аллювиальных отложениях долин ручьев Лев. Сурхэбт, Гундуй и правых притоков ручья Ульзутуй (Зеленый, 2005; Миронов, 2007).

Назаровское месторождение расположено на площади Озернинского рудного узла. Приурочено к зоне Назаровского разлома и экзоконтакту массива палеозойских гранодиоритов, прорывающих нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования.

На месторождении ранее было разведано 6 рудных тел. Рудные тела расположены среди известняков и туфов. Форма рудных тел линзо-, пластообразная, осложненная пережимами и раздувами; в плане и на разрезах рудные тела изгибаются. Падение рудных тел - крутое (47-78°) юго-восточное. Размеры рудных тел по простиранию изменяются от 40 до 830 м. По падению рудные тела оконтурены, кроме рудных тел №№1, 3 и 5. Размеры по падению изменяются от 80 до 450 м. Мощность рудных тел колеблется от 0,56 до 26,73 м и изменяется в среднем по месторождению от 5,7 м при бортовом содержании цинка 1% до 4,1 м при бортовом содержании цинка 3%. Распределение золота в рудных телах неравномерное, содержания колеблются в широких пределах и достигают местами десятков грамм на тонну. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, пирротин.

По выполненному в 2002 г. ООО «Геолог» пересчету БурТКЗ 9 апреля 2002 г. протоколом №18 утвердила следующие запасы: цинк по С₁ - 170,5 тыс. т при среднем содержании 7,0%, по С₂ - 214 тыс. т, 7,9%. По С₂: золото - 7518 кг, 1,5 г/т; серебро - 270,4 т, 52,4 г/т; сера - 579 тыс. т, 11,2%. Лицензия УДЭ №01220 БЭ на разведку и добычу золото-сульфидно-

цинковых руд Назаровского месторождения выдана ООО «Назаровское» (группа компаний «Метрополь») в октябре 2005 г. на срок до 2025 г. С 2007 г. ведутся детальные геолого-разведочные работы, в результате которых на месторождении впервые прослежена зона окисления.

Зона окисления, имеющая промышленное значение прослежена над всеми рудными телами за исключением рудного тела №5 на протяжении 1800 м. Зона характеризуется повышенными содержаниями золота (до 100 г/т) и серебра (до 200 г/т). Зона окисления развита не только по первичным золото-серебряно-полиметаллическим рудам, но и в разной степени захватывает вмещающие породы. Более интенсивно в площадном плане она развита по вулканогенным и эффузивным породам, менее – по карбонатным, при этом часто сохраняется реликтовый текстурно-структурный рисунок первичных пород. Образования зоны окисления перекрываются чехлом плотных глинистых делювиальных отложений мощностью 3-5 м. Глубина распространения зоны окисления крайне неравномерна – от 3-35 м над рудным телом №3 до 50 м над рудным телом №1.

Границы зоны окисления с вмещающими породами часто нечеткие, постепенные, «размытые», тогда как переход окисленных руд к первичным рудам отчетливо фиксируется по внешнему виду (окраска, физические свойства, состав пород). В зоне окисления интенсивно и повсеместно развиты гидроксиды железа и марганца, кварц в форме шестоватых кристаллов и неправильных агрегатов, хлорит, гидрослюды.

Наиболее изучена зона окисления в северной части месторождения над рудным телом №3 (значительный объем бурения, траншея, расчистка полигона размером 100×50 м). Из этой части разреза (профиль 8.15) были отобраны технологические пробы NAZ-501 (скважина 501), NAZ-2010BB, NAZ-2010-O (канавы и скважины). Из этих руд изучался гравиконцентрат (проба NC001), полученный при обогащении 2 т руды.

В зоне окисления по содержанию золота выделяются бедные (менее 2 г/т) и богатые руды. Бедные руды по данным технологических исследований относятся к окисленным рудам золото-полиметаллического убогосульфидного типа с содержанием в среднем золота 1,5 г/т, цинка – 3,1%, меди – 0,347%, серебра – 20,2 г/т. Основные породообразующие минералы - гидрослюды, смешаннослойные образования, кварц. Породы часто дезинтегрированные до сыпучих, землистых масс охристо-желтого до темно-бурого, черного цвета, железисто-глинистого состава. Нередко породы имеют брекчиевидный облик с обломками (6-20 мм) обохренных окварцованных пористых пород - слюдисто-кварцевых метасоматитов по вулканитам.

Породы зоны окисления часто сохраняют структурный рисунок первичных пород и руд (прожилково-вкрапленный, вкрапленный, брекчиевидный). Иногда в них отмечаются натечные формы гетита, лазурита, малахита. Рудные минералы (пирит, галенит, сфалерит) замещены вторичными минералами и иногда сохраняются в виде реликтов в железисто-глинистой церуссит-лимонитовой массе, нередко цементирующей обломки окисленных руд. Все породы зоны окисления дезинтегрированные, переходящие в алеврито-песчано-древяный материал. Гидроксиды железа придают породам охристо-бурюю, желтую, темно-бурюю окраску, а вторичные минералы марганца – черную, образуют налеты, колломорфные формы, сажистые массы.

Богатые золотом породы зоны окисления в результате технологических исследований отнесены к окисленным рудам золото-серебряно-кварцевого убогосульфидного типа со средними содержаниями золота – 25,2 г/т, серебра – 207,1 г/т. Сложены они преимущественно кварцем голубовато-серого цвета, насыщенного порами и пустотами до облика «сухарей» с примесью глинистого материала и гидроксидов железа.

Текстура пород неоднородная, в основном кавернозная, участками пятнистая, неяснополосчатая. Цвет пород меняется от светло-серого до темно-бурого, преобладают светлые тона. Гидроксиды железа развиваются по трещинам, выполняют поры, образуют землястые выделения. Реже отмечаются гидроксиды марганца черного цвета в виде стекловатых корочек и сажистых масс. Основная масса пород состоит из разнозернистого кварцевого агрегата и тонкочешуйчатой гидрослюды. Размеры зерен кварца от 0,02 до 0,2 мм, выделяются аморфные скрытокристаллические выделения кремнезема совместно с гидроокислами железа.

Богатая руда четко фиксируется в зоне окисления (более светлые и крепкие породы), прослеживается визуально, имеет вид «маркера». Богатые руды прослежены до 300 м по простиранию, в основном над рудным телом №3, с изменением мощности от 1,5 до 3,8 м и содержанием золота от 10 до 90 г/т. Над рудным телом №1 они прослежены по простиранию на 150 м с содержанием золота от 10 до 30 г/т. Изучение богатых руд по скважине 501 в интервале 5-12 м показало присутствие в рудах обломочного материала (5-15 мм) и рыхлого тонкообломочного оглиненного материала (менее 1 мм).

Золото распределено крайне неравномерно, большее его количество (76%) обнаружено в тонкой части, по составу (проба NAZ-501) преимущественно полевошпатовой (65-69%), обломочная часть представлена кварцем. Содержание золота во фракции -1 мм составило 113,2 г/т, серебра 213,38 г/т. В обломочной части содержание золота – 12,62 г/т, серебра – 7,71 г/т.

Для богатых руд зоны окисления, в отличие от бедных, характерно практически отсутствие цинка (0,1%). Серебро и серебросодержащие минералы в руде были обнаружены минералогическим анализом в виде единичных зерен акантита и аргентита, тогда как серебра в рудах от 5 до 200 г/т, поэтому в дальнейшем необходимо продолжить его изучение. Основная масса серебра сосредоточена в легкой фракции (~87%), поэтому серебро в рудах практически не гравитируется.

Золото в зоне окисления, как в бедных, так и богатых рудах присутствует в самородном виде. Цвет золота меняется от ярко-золотистого до зеленовато-желтого, как и пробность от 455 до 867 (умеренновысокопробное до относительно низкопробного). Поверхность золотин чистая, шероховатая, мелкобугорчатая, иногда в ней отмечаются отпечатки вмещающих минералов, встречаются сростки с кварцем и пленки гидроксидов железа. При микроскопическом изучении выявлена тонкая вкрапленность (1-10 мкм) золота в кварце. Форма золотин неправильная комковатая, пластинчатая с отростками и пережимами, относится по морфогенетической характеристике к трещинно-прожилковому, цементному, интерстициальному.

ным типам.

Гранулометрия золота изучалась на материалах продуктов гравитации (в концентратах). Было выявлено крайне неравномерное распределение золота как в количественном, так и качественном (по размерности) отношениях. В бедных рудах (технологическая проба Иргиредмет) на долю крупного (1,0+0,25 мм) золота приходится около 9%, мелкого – 61%, а доля тонкого и тонкодисперсного золота (от 3 до 25 мкм) составляет 30%. В богатых рудах разными пробами (технологическая проба Иргиредмет и малая технологическая проба РАЦ, изучение гравиконцентрата от 2 тонн – проба С001 РАЦ) были получены разные данные по доле крупного золота от 14,6% (Иргиредмет) до 85,6% (РАЦ). Размер золотин меняется от микронных до 1×1,7 мм. В рудах, где преобладает крупное золото, гравитацией получено извлечение 83,09% (РАЦ проба NAZ-501), а при 14,6% крупного золота извлечение его составило 46,95% (Иргиредмет).

Неоднородность минерального состава руд зоны окисления и неравномерность распределения золота по классам крупности говорят о двух минералогических типах руд с различными технологическими свойствами - легкообогатимые и упорные к обогащению. Из бедных руд (окисленные золото-полиметаллические убогосульфидные, где нерудная часть представлена гидрослюдой, хлоритом, глиной, кварцем) гравитацией извлечено 31,48% золота, из богатых (более крепкие, светлые породы) – 48,2 %.

Дальнейшая флотация хвостов гравитации (гравитационно-флотационная схема) позволила повысить извлечение до 92-94%, а цианированием хвостов гравитации (гравитационно-цианистая схема) получено сквозное извлечение золота 86-98%.

Прямым цианированием из бедных руд извлекается золота 85,7%, а из богатых 99,1%. При цианировании смешанной руды (85% бедной + 15% богатой) извлечение драгметалла составило 94%, проведенные тестовые исследования по кучному выщелачиванию позволили извлечь золота до 77%.

Учитывая вышеизложенное, с целью определения оптимальной технологической схемы переработки различных типов руд, рекомендуется при опытно-промышленной эксплуатации руд зоны окисления провести крупнообъемное валовое опробование, которое однозначно позволит определиться с целесообразностью проведения гравитационного обогащения в «голове» технологического процесса.

Учитывая результаты проведенных технологических исследований и технико-экономическую оценку освоения месторождения, для переработки первичных золото-цинковых руд рекомендуется использование комбинированной флотационной схемы с цианированием коллективного концентрата и селективной флотацией кеков цианирования, обеспечивающей получение товарной продукции в виде лигатурного золота и кондиционных цинковых и медных концентратов марки КЦ-2 и КМ-1.

Из предложенных вариантов переработки руд окисленной зоны наиболее рациональным представляется вариант фабричной технологии с использованием гравитационно-цианистой технологии извлечения благородных металлов, при этом эффективность использования процессов гравитации должна быть определена при валовом опробовании окисленной зоны Назаровского месторождения. Использование технологии кучного выщелачивания, как менее затратного технологического процесса, может применяться при объемах руды, обеспечивающих оптимальную производительность в течение 2-3 лет. При этом фабричной технологии извлечения золота позволит наиболее эффективно перейти на переработку первичных руд.

Все рассматриваемые варианты технологических схем переработки как первичных, так и окисленных руд обеспечивают экологическую безопасность, поскольку в процессе используется внутризаводской водооборот, обезвреживание цианосодержащих стоков проводится гипохлоритным способом, выданы рекомендации по способам укладки отвальных хвостов.

Таким образом, в пределах месторождения выделяется два типа руд - первичные руды золото-полиметаллического сульфидного типа с содержанием сульфидных минералов более 30 % и впервые выделенные руды зоны окисления золото-полиметаллического убогосульфидного типа.

Первичная руда представлена слюдисто-гидрослюдистыми породообразующими минералами и кварцем. Основными полезными компонентами являются золото и цинк, а серебро, медь, кадмий, висмут и сера извлекаются попутно.

Окисленная зона представлена в основной массе гидрослюдами, смешаннослойными образованиями и кварцем. Ценным компонентом является золото, серебро и цинк извлекаются попутно. При прослеживании зоны окисления выявлены богатые и бедные по содержанию ценного компонента руды, отличающиеся как по минералогическому составу, так и по технологическим свойствам.

Вовлечение запасов окисленных руд в эксплуатацию на начальном этапе освоения значительно улучшает экономические показатели разработки месторождения. Назаровское месторождение представляется перспективным объектом для его геологического изучения и дальнейшего промышленного освоения.

ФОРМИРОВАНИЕ МИГМАТИТОВ И ГНЕЙСОВ СОТНИКОВСКОГО КАМЕННОГО КАРЬЕРА (ОШУРКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИТА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.А. Батуева, Д.И. Царев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, anbatueva@mail.ru, dmtsarev@mail.ru,

Сотниковский Каменный карьер расположен в 2 км южнее Ошурковского месторождения апатита. Он представлен выходами слоеподобных гнейсов и мигматитов, которые пересечены дайками гранитных пегматитов (рис. 1).

По мнению С.В. Костромина и др. [2] гнейсы и мигматиты относились к метаморфическим породам итанцинской свиты. С.В. Костромин и др. [2] писали: «...наибольшим развитием породы этой свиты пользуются в бассейне р. Еловка, руч. Гремячий, падей Матюшкина, Ошуркова, Уточкина, Сотниково, где они слагают разобщенные ксенолиты размером от сотен метров до 6,5 км² среди гранитоидов того же возраста, либо интрузируются сиенитами Куналейского интрузивного комплекса и представлены гнейсами, инъекционными гнейсами, доломитами, конгломератами» [2]. По нашим фактическим данным, ошурковские гнейсы и мигматиты сформировались не за счет осадочных пород, как итанцинские, а за счет ошурковских габброидов, то есть это не пара-, а ортогнейсы и мигматиты, о чем свидетельствуют останцы ошурковских габбро среди гнейсов и мигматитов Сотниковского каменного карьера.

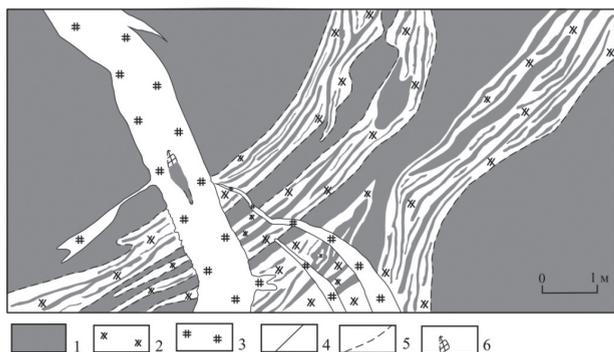


Рис.1. Роговикоподобные амфибол-биотитовые гнейсы и биотит-полевошпатовые мигматиты, напоминающие слоеподобные тела альбитовых сиенитов, пересеченные дайкой гранитных пегматитов.

1 – ороговикованные амфибол-биотитовые гнейсы; 2 – крупнозернистые сиенитовидные альбит-олигоклаз-биотитовые мигматиты; 3 – дайки гранитных пегматитов с апофизами в гнейсы; 4 – четкие границы разновидностей горных пород; 5 – нечеткие границы пород; 6 – метасоматические реликтовые тени гнейсов.

Гнейсы и мигматиты совместно с метасоматическими сиенитами явились средой гранитизации ошурковских габброидов и обогащения их перемещенным фосфором до промышленных концентраций.

Гнейсы имеют темно-серый цвет со слабой светлой полосчатостью за счет метасоматического проникновения и осаждения в них альбит-олигоклаза и калиевого полевого шпата. Цвет изменяется в зависимости от количества принесенного полевошпатового материала, доходящего до альбитовых слоеподобных тел. Структура породы гранобластовая, лепидограбобластовая и, реже, порфиробластовая.

Минеральный состав гнейсов: плагиоклаз (табл. 1), калиевый полевой шпат (КПШ, табл. 2), кварц, биотит, роговая обманка (табл. 3), пироксен (редок). Акцессорные минералы: апатит, титанит, магнетит, титаномагнетит, реже циркон.

Табл. 1.

Химический состав плагиоклазов из гнейсов Сотниковского карьера

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	62,55	61,85	65,79	65,87	68,22	68,87	65,7	66,51	65,64	64,05	65,38
TiO ₂											
Al ₂ O ₃	22,48	22,5	20,77	20,88	21,71	20,41	20,73	21,07	20,69	22,13	22,35
Cr ₂ O ₃		0,85									
FeOобщ			0,6							0,55	
CaO	3,88	4,09	2,11	1,78	2,04	0,92	1,64	2,08	2,15	3,53	3,48
Na ₂ O	8,88	8,99	9,8	10,53	11,08	11,07	10,49	10,34	10,03	9,22	9,6
K ₂ O	0,36	0,36				0,23		0,27			
Total**	98,16	98,64	99,07	99,05	103,06	101,49	98,55	100,27	98,51	99,48	100,81

Табл. 2.

Химический состав калиевого полевого шпата из гнейсов Сотниковского карьера

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	62,7	63,73	63,67	65,53	65,16	63,07	64,5	64,31	64,46	62,55	61,51
Al ₂ O ₃	18,35	17,67	18,04	18,31	18,35	18,38	18,44	17,93	18,71	19,01	18,57
Na ₂ O	0,66		0,92	0,77	0,75	1,32	1,33	0,74	0,98	0,71	0,84
K ₂ O	16,19	17,38	16,64	16,86	16,59	15,5	15,86	16,62	16,59	15,8	15,01

BaO	0,98				0,7	0,86			0,76	3,03	3,56
Total**	98,88	98,78	99,26	101,47	101,56	99,14	100,14	99,61	101,5	101,11	99,49

Табл. 3.

Химический состав роговой обманки из гнейсов Сотниковского карьера

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,05	44,56	43,3	43,41	43,47	44,41	42,17	42,7	53,51	42,49	43,09
TiO ₂	0,9	0,47	1,42	1,18	0,67	0,78	1,08	1,38	0,88	1,17	1,23
Al ₂ O ₃	9,33	9,3	7,94	7,78	8,73	8,31	9,54	9,43	12,11	10,09	10,83
FeO*	15,9	16,12	19,5	20,35	19,98	19,14	20,58	20,64	20,57	20,4	22,15
MnO	0,7	0,54	0,66	0,76	0,58	0,65	0,48	0,79	0,62	0,61	0,71
MgO	11,96	11,62	9,57	9,5	9,88	10,03	8,97	9,2	11,72	9,04	8,79
CaO	11,7	12,05	11,04	10,52	11,05	11,22	11,54	11,92	11,87	11,6	11,77
Na ₂ O	1,66	1,17	1,95	1,91	2,14	1,47	1,36	1,31	2,18	1,55	1,77
K ₂ O	1,39	1,23	1,6	1,36	1,43	1,39	1,49	1,53	1,2	1,29	1,65
Cl		0,21	0,24	0,3	0,33	0,25	0,37	0,34			0,32
Total**	98,59	97,27	97,22	97,09	98,27	97,66	97,59	99,24	114,67	98,23	102,3

Примечание. ** - сумма включает BaO, SrO, так как их содержание незначительно. Определение составов минералов проводилось на электронном микроскопе LEO-1430VP (ГИН СО РАН, Улан-Удэ).

Мигматиты представляют собой горные породы, состоящие из двух различных минеральных фаз: палеосомы и неосомы [3]. Палеосома – фаза, заимствованная от древних пород, неосома – фаза, формирующаяся позднее магматическими инъекциями или метасоматическими лентами. В формировании мигматитов решающее участие принимают флюиды, изменяющие метасоматически и палео- и неосомы. Палеосома отличается от неосомы тем, что она более меланократовая, чем неосома, палеосома часто называется меланосомой, а неосома – лейкосомой.

Минералогический состав палеосомы: плагиоклаз, КПШ, кварц (не всегда), биотит, роговая обманка, пироксен (почти полностью замещен роговой обманкой). Акцессорные минералы: апатит, титанит, магнетит, титаномagnetит. Неосома состоит из плагиоклаза (альбит-олигоклаз), КПШ, кварца, биотита, роговой обманки (в меньшем количестве), из акцессорных присутствуют: апатит, магнетит, титаномagnetит, титанит.

Химический состав гнейсов и мигматитов в большей степени зависит от исходных пород, которые на изучаемом участке представлены мезократовыми габбро. Состав пород приведен в табл. 4.

На основе данных силикатного анализа построена диаграмма классификации магматических горных пород по соотношению суммы щелочей Na₂O+K₂O и кремнекислоты SiO₂ (рис. 2). Фигуративные точки составов гнейсов попадают в поле основных и средних субщелочных пород, точки составов мигматитов попадают в поле субщелочных гранитов. Также на диаграмму были нанесены средние составы гранитов I и II фаз по Н.Н. Егоровой [1], в которых

граниты I фазы совпадают со субщелочными породами, а граниты II фазы попадают в поле субщелочных гранитов. В целом для гнейсов и мигматитов характерно повышенное содержание щелочей до 8%. Содержание кремнезёма в гнейсах колеблется от 43 до 57%, в мигматитах 70-75%.

Для определения места гнейсов при гранитизации габброидов на основе средних содержаний пород составлена метасоматическая колонка габбро → гнейс, мигматит → граниты I фазы → граниты II фазы. В габбро происходил привнос щелочей, кремнезёма и вынос практически всех компонентов. Высокая щелочность в гнейсах и мигматитах, примерно соответствующая гранитам, обязана высокой концентрации сильных оснований в замещаемых ошурковских габбро (Са, Mg), которые вызывают отраженную щелочность по Д. С. Коржинскому [4]. Таким образом, гнейсы и мигматиты Сотниковского каменного карьера являются не парапородами, как считали предыдущие исследователи, а ортопородами, возникшими не до ошурковских габброидов, а после них, что доказывает более древний возраст ошурковских апатитоносных габброидов по отношению ко всем другим породам месторождения и уточняет генезис апатитового месторождения.

1. Егорова Н.Н. Петрографические исследования диоритовых и сениито-диоритовых пород Ошурковского месторождения (Бурятская АССР) // Отчет Минералого-петрографической лаборатории БГУ за 1969. Улан-Удэ, 1969. 99с.
2. Костромин С.В., Казаков В.В., Костромин Л.Н. Ошурковское месторождение апатита. Результаты детальной разведки с подсчетом запасов на 1.12.1969 г. // Отчет о работах Ошурковской ГРП за 1962-1969г., т.1. Улан-Удэ, 1969. 482 с.
3. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е 2-е, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 73-79.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, 104 с.

Табл. 4. Химический состав пород Сотниковского карьера

№		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	п.п.п	Сумма	CO ₂
1	Гнейс	50,30	2,92	14,50	4,13	5,14	0,10	3,92	7,02	4,63	3,32	2,00	1,59	99,57	<0,22
2	Гнейс	51,90	2,10	16,10	3,36	4,18	0,08	3,50	5,93	4,53	3,92	1,19	1,82	98,61	0,57
3	Гнейс	51,90	2,13	16,10	3,75	5,63	0,19	3,79	6,72	4,60	2,37	1,49	1,18	99,85	<0,22
4	Гнейс	56,70	1,17	18,60	3,22	3,08	0,09	2,27	6,00	5,09	2,46	0,43	1,24	100,35	<0,22
5	Гнейс	49,80	2,58	14,40	3,06	5,06	0,10	4,78	7,31	3,59	3,71	2,31	1,62	98,32	<0,22
6	Гнейс	55,40	1,48	18,30	2,95	3,47	0,10	2,43	6,42	6,00	1,30	0,90	1,08	99,83	<0,22
7	Гнейс	48,90	2,42	16,00	4,57	6,25	0,18	4,00	7,62	4,59	2,42	1,63	1,49	100,07	0,35
8	Гнейс	47,70	2,93	16,30	4,11	6,29	0,18	4,48	7,35	4,24	2,62	1,60	1,52	99,32	<0,22
9	Гнейс	51,60	1,39	17,60	3,06	5,32	0,13	4,48	6,22	4,94	2,75	0,80	1,49	99,78	<0,22
10	Гнейс	53,90	1,26	17,00	2,99	4,66	0,13	4,10	6,05	5,00	2,76	0,71	1,46	100,02	<0,22
11	Гнейс	43,30	3,45	12,40	4,03	6,69	0,10	9,74	10,67	3,18	2,00	1,40	2,52	99,48	0,79
12	Гнейс	50,20	1,20	17,50	2,86	6,60	0,16	4,68	7,42	4,32	2,52	0,45	1,39	99,30	<0,22
13	Габбро	47,50	0,90	4,80	3,19	4,13	0,15	9,10	18,96	1,86	1,18	3,42	3,72	98,91	0,35
14	Гнейс	50,80	2,59	16,80	4,28	5,32	0,23	3,60	5,48	4,45	3,29	1,23	1,37	99,44	0,35
15	Гнейс	56,40	1,22	16,10	2,34	2,68	0,09	1,95	5,48	3,92	4,65	0,73	2,78	98,34	1,45
16	Гнейс	52,20	2,09	16,70	3,37	5,23	0,09	3,40	5,61	4,73	3,21	1,14	1,16	98,93	0,35
17	Гнейс	54,70	1,85	16,30	3,50	4,35	0,08	3,00	5,74	5,00	3,25	0,95	1,12	99,84	0,35
18	Мигматит	73,30	0,32	13,90	0,97	0,83	0,02	0,31	1,42	4,72	3,61	0,10	0,43	99,93	<0,22
19	Мигматит	74,70	0,25	12,90	1,20	0,48	0,03	0,30	0,89	3,71	4,97	0,04	0,53	100,00	0,35
20	Мезогаббро	48,60	3,04	13,10	2,72	5,28	0,09	4,81	6,43	3,13	7,00	3,24	0,98	98,42	<0,22
21	Мезогаббро	48,10	2,18	14,05	2,35	5,26	0,10	5,41	9,03	3,54	3,77	2,33	3,92	100,0	0,42
22	Мезогаббро	48,10	2,64	14,21	4,40	4,34	0,10	3,97	8,71	3,77	4,14	3,04	1,99	99,41	1,00
23	Мезогаббро	46,10	2,59	12,58	3,27	6,22	0,10	6,28	11,57	3,29	2,43	2,50	2,75	99,68	0,80
24	Граниты I фазы	61,14	1,23	17,72	2,56	2,37	0,12	1,97	2,80	4,69	4,47	0,36	0,60	100,3	
25	Граниты II фазы	69,89	0,52	14,58	1,50	1,08	0,04	1,08	1,74	3,68	4,80	0,26	0,49	100,06	

Примечание: 1-23 – анализы проводились в лаборатории ГИН СО РАН. 24-25 – средние составы гранитов I и II фаз (по данным Н.Н. Егоровой). В некоторых породах значение суммы меньше 99%, это является следствием повышенного содержания Sr, Ba в пробах (по данным рентгено-флюорисцентного анализа).

ЦИПИКАНСКАЯ ЗОЛОТОНОСНАЯ ЗОНА КУРБА-ВИТИМСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

В.Г. Батышев, Л.И. Яловик, А.В. Татаринов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatarinov@gin.bscnet.ru

В междуречье Ципикан-Кавыктыкон геофизическими работами (Попов, Соляников, 1980) выделена узкая, шириной 350 м и протяженностью более 5 км аномальная зона магнитного поля северо-западного простирания, наполовину трассируемая золотоносной долиной ключа Прокопий-Казанский (рис.). В ее пределах находится месторождение золота Горное [1], для которого проведена оценка ресурсов по категории P1+P2 и частично разведаны запасы по категории C2 (средние содержания Au 4,1-14,5 г/т). По данным поисковых работ золоторудная зона месторождения, которую мы назвали Прокопий-Казанской, имеет мощность 130-140 м. Она прослежена по простиранию на 350 м. Глубина распространения оруденения с содержанием Au \geq 5 г/т достигает 100 м. Золоторудная зона локализована на границе апоамфиболитовых динамосланцев и милонитов с полосчатыми кальцифироподобными силикатно-карбонатными породами. Она представлена зоной жильно-прожилкового окварцевания, характеризующейся неравномерным распределением кварцевого материала. Сгущения прожилков (более 20% на площадь) обладают небольшой мощностью (до первых метров). Они пространственно сближены, хотя и неравномерно размещены в пределах золоторудной зоны. Мощность метаморфогенных гранобластовой структуры прожилков от долей мм до первых см, жильных тел до 2-х м. Жилы и прожилки кварца иногда содержат самородное золото в виде мелкой вкрапленности. Размеры отдельных золотин достигают 1 мм. Золото ассоциирует с сульфидами, представленными пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. В зальбандах продуктивных жил и прожилков встречены обособления, сложенные актинолитом, альбитом, пиритом, чешуйками хлорита и флогопита. По трещинам же отмечаются плочные марказит-пиритовые агрегаты.

На поверхности рудная зона месторождения Горное вскрыта по простиранию расчисткой 100×20 м. Здесь крутопадающие прожилки кварца мощностью от 1-3 до 5-20 залегают как в апоамфиболитовых динамосланцах, так и полосчатых силикат-карбонатных динамометаморфитах. Ширина отдельных зон окварцевания и вкрапленности сульфидных минералов достигает 1,1 м. В тонкополосчатых обуглероженных силикатно-карбонатных динамометаморфитах обнаружена жила кварца, мощностью около 2 м.

Рудоносные биотит-полевошпат-кварцевые динамосланцы гранобластовой и пойкилобластовой структуры в качестве аксессуарных минералов содержат желто-зеленый турмалин, гранат, эпидот, сфен, циркон, апатит, сульфиды (преимущественно пирит). Для них характерно наличие углеродистого вещества (до 5-7%), являющегося признаком высокой продуктивности кварцевых жил, залегающих в обуглероженных разновидностях пород динамометаморфического комплекса.

При отработке россыпей Большой Кавыктыкон и его притоков Прокопий-Казанский, Безымянка в плотиках была вскрыта рудная зона с прожилково-вкрапленной минерализацией, локализованной на границе силикат-карбонатных динамосланцев с амфиболовыми, которая имеет одинаковый или близкий состав и сходное строение с изученным отрезком этой зоны на месторождении Горном.

В среднем течении ручья Прокопий-Казанский фрагмент этой зоны характеризуется развитием ареалов биотита, хлорита, серицита, сопровождающихся тонковкрапленной пирит-пирроотиновой минерализацией. Отмечено развитие марказита в милонитах, присутствие прожилков анкерита и кальцита с сульфидной минерализацией.

В среднем течении ручья Большой Кавыктыкон в полотно карьера при отработке россыпи золота вскрыта толща милонитов с прожилковой кварцевой минерализацией. В зоне гипергенеза эти породы интенсивно лимонитизированы. Севернее, ниже по течению в 50-100 м ближе к борту карьера вскрыт ряд сближенных метаморфизованных даек основного состава, мощностью от 2 до 10 метров, прослеженных по простиранию на 20-30 м. Породы дайкового комплекса предварительно отнесены к пикрит-базальтовой серии, претерпевшим динамометаморфизм, на что указывает развитие прожилкового окварцевания, обуглероживание

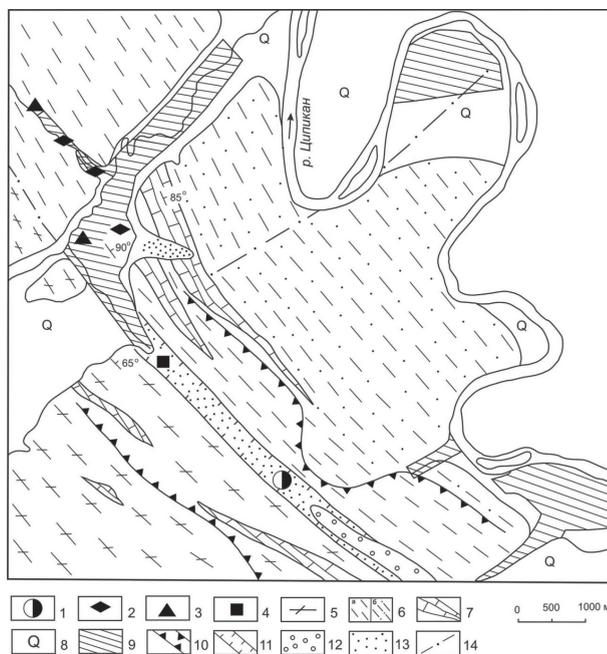


Рис. Схема золотоносности Кавыктыкон-Ципиканской площади Ципиканского узла (использованы материалы М.Ф. Шелковникова, 2003). 1 - золоторудное месторождение Горное; 2 - выходы даек метаморфизованных базальтовых коматиитов (?); 3 - выходы метаморфизованных кварцевых жил и прожилков; 4 - амфиболиты и амфиболовые сланцы суванихинской свиты; 5 - динамосланцы (а - силикат-карбонатные, б - слюдисто-полевошпат-амфиболовые); 6 - мраморы суванихинской свиты; 7 - аллювиальные отложения; 8 - золотоносные россыпи; 9 - геохимическая аномалия Au; 10 - границы рудоконтролирующей тектонической зоны, выделенные по геолого-геофизическим данным; 11 - золотоносные неоген-четвертичные отложения; 12 - площадь распространения старых отработок россыпного золота; 13 - предполагаемые тектонические нарушения.

зальбандов кварцевых прожилков, наличие прожилков актинолит-асбеста. Дайки крутопадающие, прорывают вмещающие динамосланцы вкрест простирания, имеют мелкозернистую структуру и массивную текстуру.

В галечных отвалах в среднем течении ручья Большой Кавыктыкон обнаружены единичные валуны предположительно базальтовых метакоматиитов с порфиробластовой структурой. Плотик в этом районе не вскрыт.

В устьевой части ручья Безымянка вскрыта секущая дайка метаморфизованных базальтовых коматиитов видимой мощностью до 15 м, по простиранию прослеживается через весь полигон и вскрыта в правом и левом бортах карьера, в полотно перекрыта техногенными отложениями.

Выше по течению ручья Безымянка также вскрывается дайка аналогичных пород с мелкими кварцевыми прожилками. В северном направлении она раздваивается. Мощность дайки изменяется от 4 до 7 метров.

В среднем течении этого ручья вскрыта кора выветривания по метаморфизованному ультрабазит-базитовым вулканитам, представляющая собой плотную очень вязкую глину зеленовато-серого цвета, прослеженную по долине на 100 м ниже коренного выхода этих пород, представляющего собой тело размером 30х30 м с шаровой отдельностью. В центре каждого шара наблюдаются менее измененные породы со спинифекс-структурой. Вмещающие породы представлены гранатосодержащими динамосланцами, переслаивающимися с силикат-карбонатными их разновидностями. Упомянутое шарообразное тело приурочено к границе этих двух петротипов динамометаморфитов. Выше в 40-50 метрах от тела ультрабазит-базитового состава встречены валуны таких же пород. Перекрывающие делювиальные отложения интенсивно ожелезнены. Местами лимонит цементирует обломки пород. Эти отложения золотоносны. Они содержат частицы золота, которые характеризуются средней окатанностью и покрыты рубашкой из гидроокислов железа.

Таким образом, изучение плотиков золотоносных россыпей, приуроченных к Ципиканской тектонической зоне, показало, что приуроченная к ней золотоносная зона продолжается в северо-западном направлении более, чем на 6 км. Она является источником золота для отработанных россыпей элювиально-аллювиального генезиса. По мере удаления от месторождения Горное, состав и строение Ципиканской золотоносной и Прокопьев-Казанский золоторудной зон усложняются за счет появления пород дайковой серии ультрабазит-базитового состава пикрит-коматиит-базальтовой ассоциации.

Работами ВостСибНИИГГиМСа (Токарев и др., 2004) в пределах Ципиканской золотоносной зоны прогнозируется еще одна, субпараллельная Прокопий-Казанской, рудная зона, прослеженная на 5 км при мощности от 10-20 до 30-40 м. Повышенные содержания Au (0,1-0,4 г/т) отмечены в плотиках россыпей ряда водотоков (Кавыктыкон, Щеголь, Соловей, Жеребцовский). Зона сложена серицит-хлоритовыми динамосланцами, по-видимому, возникшими по вулканитам ультрабазит-базитового состава. Линейные параметры (6×0,35 км) изученной рудоносной структуры, признаки ее высокой продуктивности позволяют рассматривать эту зону как один из наиболее перспективных объектов Баунтовского района Бурятии для поисков крупных по масштабам месторождений золота.

1. Золото Бурятии. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. Кн. 1. 464 с.

МАГМАТИЗМ ШАХТАМИНСКОГО МО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ЕГО ИСТОЧНИКИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

А.П. Берзина¹, А.Н. Берзина¹, В.О. Гимон¹, Р.Ш. Крымский², П.А. Серов³

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, berap@igm.nsc.ru

²ВСЕГЕИ, ЦИИ, Санкт-Петербург

³Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы

Пространственно и во времени Cu-Mo-порфировые месторождения тесно ассоциируют с мелкими телами (штоками, дайками) порфиров, формирующихся на завершающем этапе магматизма в областях многократного проявления разновозрастной интрузивной и/или эффузивной деятельности. Области развития рудной минерализации выделяются как магматические центры длительной активности [1]. Степень изученности магматизма и взаимосвязи отдельных его проявлений во многом определяет решение вопроса об условиях становления и эволюции Cu-Mo-порфировых рудно-магматических систем. Однако сущность этой связи остается во многом неясной. По-разному оценивается рудогенерирующая роль отдельных магматических проявлений. Некоторые исследователи эту роль отводят плутонам или батолитам, вмещающим порфировые комплексы и оруденение, другие же – промежуточным очагам (камерам), продуцирующим порфировый комплекс с оруденением и локализованным на больших глубинах относительно плутонов, вмещающих порфиры [4]. С целью выяснения взаимосвязи разновозрастных магматических образований Шахтаминского месторождения были проведены исследования с применением современных геохимических методов, результаты которых обсуждаются в настоящей работе.

Шахтаминское месторождение расположено в Приаргунской структурно-формационной зоне Монголо-Охотского орогенного пояса. Оно локализовано в тектонической зоне северо-восточного простираения, контролирующей массивы мезозойских (J_2 - J_3) гранитоидов (рис. 1), а также штоки и многочисленные дайки позднеюрского возраста. Проявление мезозойского магматизма связывают [2] с частичным плавлением сильно утолщенной земной коры или воздействием на нее горячих пятен, перекрытых мощной континентальной литосферой.

Большая часть рудного района сложена средне-верхнеюрскими (шахтаминскими) и палеозойскими гранитоидами (рис. 2). Месторождение локализовано в Шахтаминском массиве (135 км²), включающем породы разного состава от монцодиоритов до лейкогранитов, среди которых доминируют кварцевые монциты. В пределах массива и вмещающих его пород широко распространены мелкие тела и дайки порфирового комплекса, расположенные в полосе субширотного простираения. Некоторые исследователи относят их к заключительной фазе шахтаминского комплекса. В.И. Сотников и др. [4] выделяют их в самостоятельный магматический порфировый комплекс. С шахтаминским комплексом ассоциирует рассеянная вкрапленность молибденита в пегматоидных выделениях. Основное молибденовое оруденение проявилось после внедре-

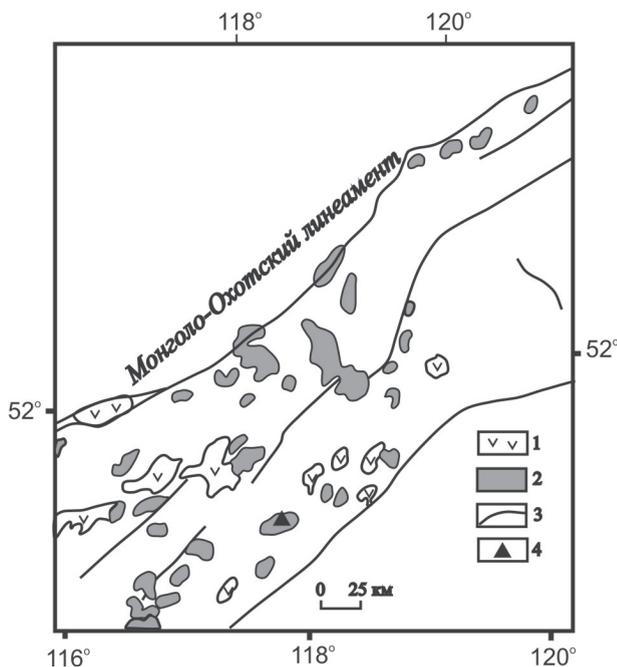


Рис. 1. Ареалы средне-позднеюрского магматизма на юго-востоке Восточного Забайкалья по [3]) и местоположение Шахтаминского месторождения.

Магматизм: 1 – эффузивный, 2 – интрузивный.
3 – разломы. 4 – Шахтаминское месторождение.

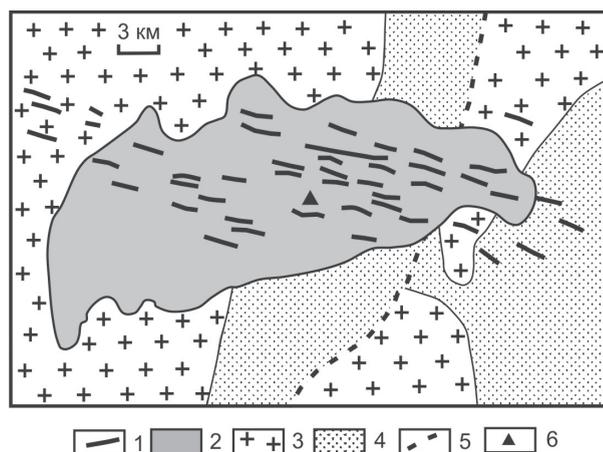


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Шахтаминского месторождения.

- 1 – дайки рудоносного порфирового комплекса,
- 2 – Шахтаминский массив гранитоидов,
- 3 – палеозойские гранитоиды,
- 4 – юрские терригенные отложения,
- 5 – разломы,
- 6 – Шахтаминское месторождение

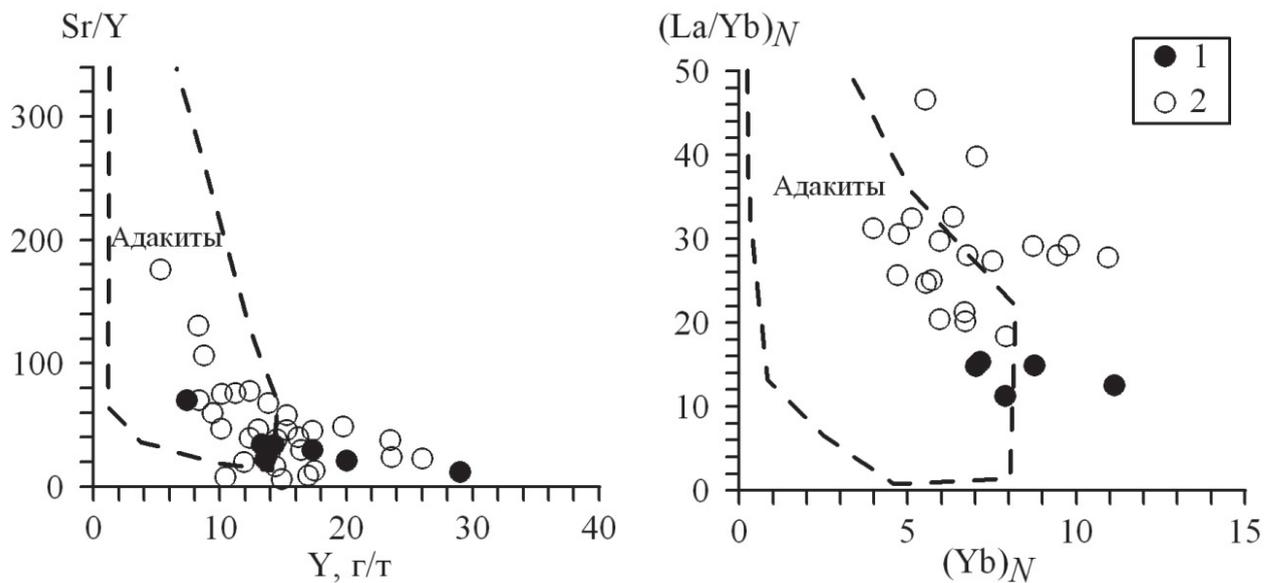


Рис.3. Диаграммы Sr/Y – Y и (La/Yb)_N - Yb_N (нормировано по хондриту [10]) для магматических пород Шахтаминского месторождения. Магматические комплексы: 1 – шахтаминский, 2 – порфиновый рудоносный. Поля адакитов по [9].

ния даек и штоков порфинового комплекса. Оруденение представлено серией кварцевых жил близширотного простирания и прожилковой минерализацией штокверкового типа.

Возраст шахтаминских гранитоидов согласно последним определениям составляет 193 ± 3.7 (Rb-Sr) и 167 ± 1.6 (Ar-Ar) млн. лет. Порфировому комплексу соответствуют датировки 155-148 (Rb-Sr) и 159-151 (Ar-Ar) млн. лет [6]. При значительном разрыве во времени шахтаминские и порфировые образования по ряду петрогеохимических характеристик близки.

Породы шахтаминского комплекса относятся к высоко-К известково-щелочной серии. С ростом содержания SiO₂ (с 58.90 до 69.50 мас. %) уменьшаются количества MgO (с 7.50 до 2.25 мас. %) и увеличивается сумма Na₂O+K₂O (с 5.51 до 8.68 мас. %). Содержания K₂O и отношения K₂O/Na₂O – высокие (соответственно 1.78-4.74 и 0.8-1.5 мас.%). Породы согласно значениям A/CNK (<1.1) относятся к I-типу. Они характеризуются относительно высокими содержаниями Sr (359-514 ppm), низкими количествами Y (13.3-20 ppm) и Yb (1.1-1.8 ppm), повышенными отношениями (La/Yb)_N, варьирующими в диапазоне 11-15. На основании приведенных характеристик выделяются две группы пород. Составы одной группы расположены в поле адакитов (рис. 3), а другой выходят за его пределы. Из этого следует, что шахтаминский комплекс включает образования I-типа, существенно различающиеся по геохимическим характеристикам, а, следовательно, и по составу формирующих их расплавов.

Порфиновый комплекс представлен дайками диорит-, монцодиорит-, кварцевых монцонит- и гранит-порфиров, по составу отвечающих высоко-К известково-щелочной и шошонитовой сериям. Содержания оксидов (мас.%) в породах относительно шахтаминского комплекса варьируют в широких диапазонах: SiO₂ (53.36-75.65), MgO (9.26-0.23), Na₂O+K₂O (5.43-9.44), K₂O (2.64-5.97). Породам соответствуют значения A/CNK, не превышающие 1.1. Относительно предшествующего комплекса среди порфиров возрастает роль образований с геохимическими характеристиками адакитов, при этом отмечаются более высокие содержания Sr (409-962 ppm), низкие количества Y и Yb (соответственно 8.7-17.5 и 0.8-1.8 ppm) и высокие отношения (La/Yb)_N со значениями в диапазоне 18-40.

Геохимические характеристики адакитов позволяют связывать их формирование с частичным плавлением гранатсодержащего источника (например, гранатсодержащего амфиболита) с гранатом (10-30%) в рестите [9]. Высокие отношения Rb/Sr (0.1-0.5) и низкие Nb/U (0.7-3.5) допускают участие в плавлении нижнекорового источника. Высокие содержания K₂O в породах указывают на присутствие калиевой фазы (флогопита или K-содержащего амфибола) в протолите. Отношения Rb/Sr (>0.1) и Ba/Rb (<20) в породах согласуются [7] с доминированием в составе протолита флогопита.

Мультикомпонентная диаграмма (рис. 4) наиболее примитивных образований шахтаминского и порфинового комплексов демонстрирует снижение нормированных по мантии содержаний элементов от LILE к LREE, MREE, HFSE и HREE, что допускает участие в формировании нижней коры мантии, метасоматизированной при субдукции. С учетом отрицательной аномалии Ba предполагается доминирующая роль в преобразовании мантии расплавов относительно флюидов, поступающих из слэба [8].

Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьируют в породах шахтаминского комплекса в диапазоне 0.7071-0.7074 и порфинового комплекса в диапазоне 0.7074-0.7078 [5]. Отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd соответственно составляют: в шахтаминских монцодиоритах и гранитах 0.10815 и 0.08737, в монцодиоритовых порфиритах и гранит-порфирах – 0.10066 и 0.09766. Значения ε_{Nd}(T) шахтаминских монцодиоритов (-0.7) и гранитов (-2.6) существенно отличаются от ε_{Nd}(T) монцодиоритовых порфиринов (+2.1) и гранит-порфиров (+2.1). Неодимовые модельные возрасты относительно деплетированной мантии шахтаминских гранитоидов (1-1.2 млрд. лет) и монцонит- и гранит-порфиров (0.8 млрд. лет) принимаются как минимальные оценки возраста протолита.

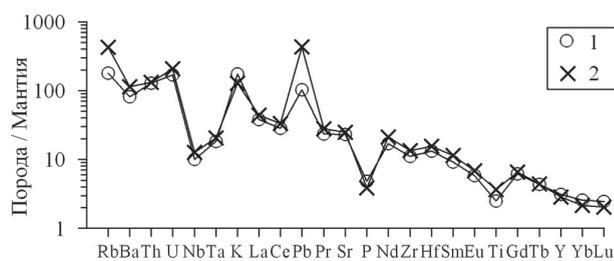


Рис. 4. Мультиэлементные спектры для пород Шахтаминского месторождения

1 – монцодиориты шахтаминского комплекса, 2 – монцодиоритовые порфириды рудоносного комплекса. Нормировано по [10].

лентных мощности коры >66 км) и температуре 1075°C [11]. При этом состав источника должен быть более кислым по сравнению с обычными адакитами. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7071-0.7078) и T_{Nd} (DM) от ~0.8 до 1,2 млрд. лет в целом для пород шахтаминского и порфирикового комплексов позволяют предполагать, что источником магмы была докембрийская преимущественно метаматматическая континентальная кора. По-видимому, породы с геохимическими характеристиками К-адакитов кристаллизовались из расплава, сформировавшегося, согласно модели [12] для адакитов Тибета, в процессе частичного плавления нижней коры при ее деляминации в мантию, вызванной утолщением коры в процессе коллизии. Магматические образования с геохимическими характеристиками обычных пород I-типа являются, очевидно, продуктами кристаллизации расплавов, формировавшихся на более высоких уровнях литосферы.

Широкое распространение пород повышенной основности ($\text{SiO}_2 < 60$ мас.%), значения Mg# (0.5-0.7), содержаний Ni, Cr, V (соответственно до 270, 779, 150 ppm) в гранитоидах дают основания для предположения об участии мантии в магнообразовании на этапах становления шахтаминского и порфирикового комплексов. В породах порфирикового комплекса относительно шахтаминского отмечаются повышенная роль мафических пород, увеличение значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, снижение отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, что предполагает возрастание мантийной составляющей в порфириковом комплексе относительно шахтаминского.

Близкие петрогеохимические характеристики пород шахтаминского и порфирикового комплексов свидетельствуют об общности источников магм, путей транспорта и направленности эволюции расплавов, из которых они формировались. Все это позволяет рассматривать магматические образования двух комплексов как производные общей длительно функционировавшей магматической системы, продуцировавшей на завершающем этапе молибденовое оруденение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00323).

1. Берзина А.П., Сотников В.И. Магматические центры с Cu-Mo-порфириковым оруденением Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1605-1618. ||
2. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса // Советская геология. 1977. № 11. С. 52-58.
3. Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1500000. Под ред. Г.Я. Абрамовича, Г.Л. Митрофанова, Г.В. Полякова, П.М. Хренова. Москва: Мингео СССР, 1988.
4. Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 232-240.
5. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др. Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлах // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 8. С. 1112-1123.
6. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Травин А.А. и др. Возрастная последовательность проявления магматизма в Шахтаминском рудном узле, Восточное Забайкалье (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr) // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 2. С. 242-244.
7. Jiang Y.-H., Jiang S.-Y., Ling H.-F., Dai B.-Z. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphiry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints // Earth Planet Sci. Lett. 2006. Vol. 241. P. 617-623.
8. Kelemen P.B., Høghøj K., Greene A.R. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.): Elsevier Ltd. 2007. Vol. 2. P. 593-659.
9. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411-429.
10. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253.
11. Xiao L., Clements J.D. Origin of potassic (C-type) adakitic magmas: experimental and field constraints // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 399-414.
12. Xiao L., Zhang H.F., Clemens J.D et al. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution // Lithos. 2007. Vol. 96. P. 436-452.

Отношения изотопов свинца в полевых шпатах из пород двух комплексов близки и варьируют в относительно узких диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.51-15.74 и 15.58-15.59), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.57-15.60 и 15.57-15.61), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.27-38.44 и 38.35-38.50) соответственно в шахтаминском и порфириковом комплексе. Эти данные свидетельствуют об однородном изотопном составе источников или общего источника при формировании магматических комплексов.

Породы Шахтаминского месторождения с геохимическими характеристиками адакитов по содержанию K_2O и отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ аналогичны К-адакитам в Тибете [12]. Экспериментальные исследования показали, что образование расплавов, соответствующих по составу К-адакитам, происходит при давлениях >20 кбар (эквивалентных мощности коры >66 км) и температуре 1075°C [11]. При этом состав источника должен быть более кислым по сравнению с обычными адакитами. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7071-0.7078) и T_{Nd} (DM) от ~0.8 до 1,2 млрд. лет в целом для пород шахтаминского и порфирикового комплексов позволяют предполагать, что источником магмы была докембрийская преимущественно метаматматическая континентальная кора. По-видимому, породы с геохимическими характеристиками К-адакитов кристаллизовались из расплава, сформировавшегося, согласно модели [12] для адакитов Тибета, в процессе частичного плавления нижней коры при ее деляминации в мантию, вызванной утолщением коры в процессе коллизии. Магматические образования с геохимическими характеристиками обычных пород I-типа являются, очевидно, продуктами кристаллизации расплавов, формировавшихся на более высоких уровнях литосферы.

КОРУНДОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА

С.Ю. Буравлева, В.А. Пахомова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, s_buravleva@yahoo.com

В ходе целенаправленных полевых работ на россыпном месторождении золота Сутара (ЕАО) найдены многочисленные кристаллы корундов, а также установлены коренные выходы корундовых пород – марундитов и корундовых плагиоклазитов.

Район исследований является частью Малохинганского террейна, входящего в состав Буреинского супертеррейна [1]. Фундамент его сложен метаморфическими образованиями, фрагментарные выходы которых присутствуют среди разновозрастных гранитоидов. Породы представлены: раннекембрийскими глинистыми сланцами и известняками, ордовикскими интрузиями двуслюдяных турмалинсодержащих лейкогранитов, средне-, позднекарбовыми гранодиоритами и гранитами, слагающими Сутарский массив, а также дайками пегматитов, меловыми песчаниками и алевролитами, олигоцен-миоценовыми, плиоцен-четвертичными рыхлыми отложениями (рис. 1).

Первые сведения о наличии зерен серого, непрозрачного корунда в аллювии ручьев в районе прииска Сутара были получены Ивлиевым при оценке района на олово в 1937 г. Позже, в 1940-1941 гг. при гидравлических работах, непосредственно у поселка прииска, были обнаружены крупные, иногда хорошо окатанные глыбы корундовых пород, по весу достигающие 15-20 кг. В последующие годы проводились поисковые работы на благородный корунд. Новых находок корунда на Малом Хингане они не выявили [2].

Материалами для исследования послужили геологические образцы, отобранные сотрудниками геммологической лаборатории ДВГИ ДВО РАН в процессе полевых исследований.

В пределах Сутарской площади установлены коренные выходы корундовых пород – марундитов и корундовых плагиоклазитов, а в бассейне ручьев Петровский, Михайло-Архангельский, обнаружены кристаллы корундов и их фрагменты размером до 3 см.

Россыпные корунды имеют фиолетово-синий, серовато-синий, синий, пурпурный цвет. У некоторых камней наблюдается сильный плеохроизм. Встречены прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные корунды. Окраска часто зональная, пятнистая. В корундах минеральные включения представлены монацитом, цирконом, ксенотимом, рутилом, шпинелью. Включения шпинели и рутила приурочены к зонам роста, что говорит об их сингенетичности с корундом (рис. 2).

В корундах встречается рутил неправильной формы и в виде тонких иголок различной длины, скрещивающихся в трех различных направлениях под углами 60/120°. Количественный анализ выполнен для рутилов округлой формы размером более 30 мкм с помощью четырехканального микроанализатора JXA-8100. Из-за малой толщины (1-2 мкм) для тонкоиглового рутила удалось выполнить только качественный анализ, поскольку при проведении микрозондового анализа захват матрицы корунда был неизбежен.

Шпинель образует кристаллы неправильной формы размером до 60 мкм. Наличие в анализе титана связано с захватом этого элемента из расположенного рядом рутила. Часть магния замещена железом и цинком. Циркон присутствует в виде бесцветных кристаллов призматической формы размером от 10 до 30 мкм.

Крупные включения ксенотима размером до 100 мкм имеют округлую форму и пространственно ассоциируют с кристаллами монацита, размером до 20 мкм.

Зоны роста корунда пересекаются шлейфообразными скоплениями флюидных включений, возникшими при залечивании

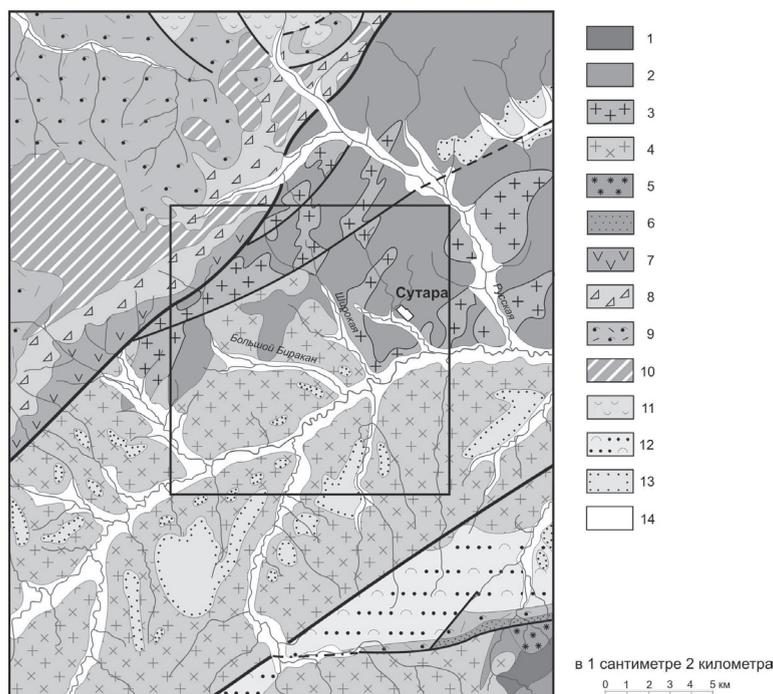


Рис 1. Карта района исследования. 1 - известняки, иногда доломитистые, 2 - алевролиты, глинистые сланцы, песчаники и известняки, 3 - двуслюдяные турмалинсодержащие лейкограниты, 4 - гранодиориты, граниты и дайки пегматитов, 5 - субщелочные лейкограниты, 6 - песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями каменных углей, 7 - андезиты, их лавобрекчии и туфы, 8 - туфы и туффиты риолитов, 9 - игнимбриты риолитов, 10 - дайки игнимбритов, 11 - лавы и туфы риолитов, 12 - песчаники, туфопесчаники, 13 - пески, глины, галечники, 14 - аллювиальные валунно-галечные отложения, глины, илы.

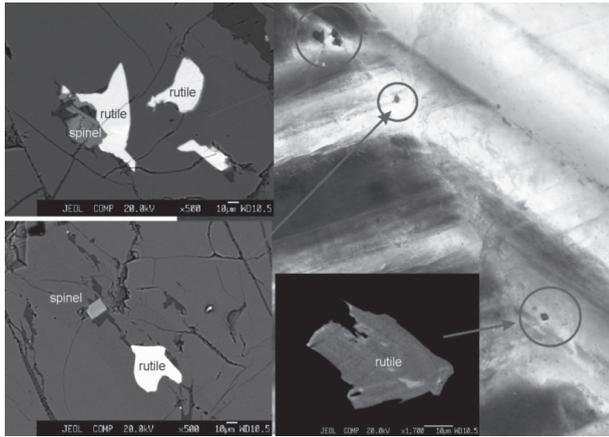


Рис. 2. Минеральные включения, сингенетичные корунду.

жутки между кристаллами корунда. Кроме корундов, в марундитах обнаружены такие минералы, как апатиты и цирконы. Корунд присутствует в количестве 70-90% и представлен прекрасными образцовыми, дипирамидальными и ромбоэдрическими кристаллами, типичными для марундитов и корундовых плагиоклазитов. В корунде обнаружены включения рутила и шпинели. Апатиты представляют собой крупные кристаллы, диаметром до 300 мкм, содержащие минеральные включения ксенотима и монацита. В составе маргарита в виде примесей присутствуют Na, K, Mg, Cr, Fe. Цирконы, размером до 50 мкм, присутствуют в марундите в виде кристаллов призматической и округлой формы.

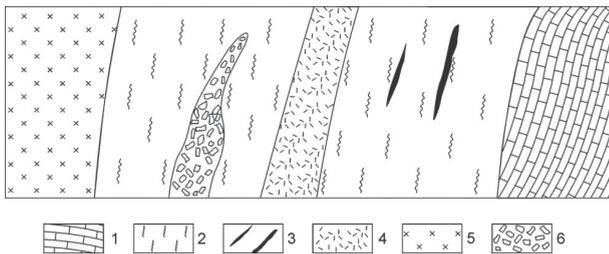


Рис. 3. Схема разреза (ключ Половинка). 1 – мраморы, 2 – серпентиниты (офикальциты), 3 – форстеритовые породы, 4 – микродиориты, 5 – аляскиты, 6 – корундовые плагиоклазиты.

трещин и, очевидно, являющихся вторичными. По составу обычно преобладают жидкие или газовые углекислотные. Многочисленные углекислотные включения являются индикатором метасоматических процессов, происходивших при образовании корундов.

Жила корундового плагиоклазита, мощностью до 60 см, секущая карбонатные породы, содержит корунд в виде отдельных вкрапленников серо-зеленого цвета (рис. 3).

Установлено, что корундовая минерализация приурочена к участкам развития карбонатных пород и кристаллических сланцев, прорванных аляскитовыми гранитами. Карбонатные породы в контактах с гранитами превращены в офикальциты и серпентиниты. Пегматитовые жилы, развитые в контактовой части гранитов с карбонатными породами, несут корундовую минерализацию (рис. 4).

По своему минералогическому составу корундовые руды (марундиты) представлены маргаритом, диаспором, рутилом, вермикулитом и мусковитом, заполняющими проме-

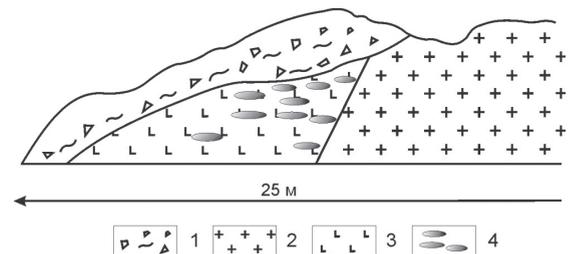


Рис. 4. 1 – карбонатные породы, 2 – граниты, 3 – пегматиты, 4 – линзы марундитов.

По своим структурным особенностям породы, выполняющие пегматитовые жилы, являются переходными между среднезернистыми пегматитами и аплитами. Образовались характерные «оторочки», сложенные последовательно биотитом, хлоритом, актинолитом с тремолитом, тальком с дальнейшими переходами в оталькованные офикальциты и серпентиниты.

Исследуемый тип корундовой минерализации, являющейся результатом десиликации гранитных пегматитов при их внедрении в продукты метаморфизма карбонатных пород, является весьма редким. Приуроченность корундовой минерализации к пегматитовым жилам гранитного состава, секущим карбонатные породы, открывает дальнейшие перспективы на нахождение аналогичных корундовых проявлений в пределах Малого Хингана, района широкого развития пегматитовых жил, карбонатных пород и продуктов их метаморфизма.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Книга 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 119-122.

2. Ицксон М.И. и др. Отчет о геолого-поисковых работах на корунд в Бирском районе ЕАО Хабаровского края. Геологическое строение и корундовая минерализация района прииска Сулар. 1943 г.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕПЛОВЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ АКТИВНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Вилор Н.В., Зарубина О.В., Андрулайтис Л.Д., Шибанова Е.В., Данилов Б.С.¹
 Институт геохимии СО РАН, Иркутск, vilor@igc.irk.ru
¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, boris@crust.irk.ru

Для изучения энергетических и геохимических свойств граничных региональных разломов - важнейшей части структуры рифтов, этих узких проницаемых областей протяженностью до 1000 км и более, с глубоким проникновением в кору, применены тепловая космическая съемка и геохимические исследования. Целью их является определение поверхностного теплового потока и потоков подвижных рудных элементов на краевых разломах Байкальской рифтовой зоны - БРЗ.

Подход к изучению интенсивности (мощности) уходящего поверхностного инфракрасного излучения - УПИКИ имеет инструментальную основу в анализе изображений поверхности, передаваемых по 5 каналам искусственными спутниками Земли - ИС серий NOAA и EOS, в том числе по тепловым каналам от радиометров AVHRR и MODIS. Их обзорные наблюдения позволяют наиболее полно исключить влияние солнечного нагрева поверхности Земли в пролетах позднего ночного времени второй половины осеннего сезона и начала зимы и провести съемку **собственного уходящего ИК излучения** земной поверхности. Радиометрами ИС регистрируется уходящий поток в тепловом интервале длин волн 3.7, 8 и 10 мкм. Спутниковые определения яркостной температуры заверены наземными измерениями поверхностной температуры с точностью до 0.5° С.

С целью изучения геохимической активности в зонах динамического влияния разломов (ЗДВР) на площади ИК аномалий проведено геохимическое опробование поверхностных отложений по традиционной методике на системе поперечных профилей, в том числе вдоль глубоко врезанных ущелий и долин. Отобраны стандартные образцы массой до 500 г из почв, грунтов и коренных пород. В рыхлом материале проанализированы тонкие фракции -0.1 мм, наиболее реакционно и сорбционно активные. Из приразломных минеральных источников пробы воды взяты на Hg, на общий состав и рудные элементы. В образцах грунтов и пород макросостав минеральной матрицы определен рентгенфлуоресцентным методом (РФА). Содержание As выше 0.001 вес. % установлено этим же методом, а на кларковом уровне с чувствительностью до 0.01 г/т - атомно-абсорбционным анализом и прямым атомно-эмиссионным анализом по способу вдвухания-просыпки. Анализ содержания ртути выполнен на анализаторах РАФ-1М и AFS-PSA 10.023 Merlin с пределом обнаружения 0.002 г/т. При полевых измерениях использован портативный рН-метр рН-410 с Eh электродами. Определение Zn, Ag, Cu, Sn, Mo, Ge, Pb, Tl, В проведено атомно-эмиссионным анализом по аттестованной методике с регистрацией спектров на многоканальном анализаторе МАЭС.

Величины УПИКИ, полученные от ИС, тождественны яркости - **L** с размерностью мВт/м².ср.мкм. Но для радиационных дистанционных ИК измерений и определяемых величин поверхностного теплового потока - ПТП на элементах геоструктуры необходима другая размерность - мВт/м². Такой переход от измеренных яркостей к поверхностному потоку возможен из соотношения, описанного Госсоргом [1] и связавшего **F**-поверхностный поток и измеряемую на ИС ИК яркость - **L** с использованием **G** - геометрического фактора. Определение для радиационного потока УПИКИ в терминах ПТП дается по уравнению

$$F = 6.8704 L \text{ мВт},$$

где и интенсивность яркости, измеряемая при сканировании с орбит сенсорами ИС, и рассчитываемая радиационная температура происхождением своим обязаны уходящему ПТП с соответствующей термодинамической температурой земной поверхности. Но **F** - величина, которая суммируется из компонентов, составляющих баланс. Слагаемыми в нем являются: **F_{гр}** - тепловой поток деятельного слоя грунта, как следствие тепловой инерции, **F_к** - тепловой эффект поверхностной конденсации или кристаллизации водяного пара, **F_{фх}** - тепловой эффект процесса окисления газов из грунтов в верхней части деятельного слоя, **F_{бсф}** - биосферный вклад склоновых таежных экосистем и **F_{гд}** - компонент глубинного теплового потока, т.е. $F = F_{гр} + F_{к} + F_{фх} + F_{бсф} + F_{гд}$, и соответствует эффективному тепловому излучению земной поверхности (табл. 1).

Табл. 1.

Квазистационарные яркости поверхностных уходящих ИК потоков (мВт/ м²срд.мкм) и эффективное излучение крупных региональных разломов БРЗ

Разлом	Яркость L в диапазоне(10 мкм + 8 мкм)	Эффективное излучение F , мВт/м ²
Тункинский	103.027 ± 2.22	707.84
Приморский	112.242 ± 3.492	771.15
Баргузинский	85.466 ± 1.235	587.19
Краевой шов	103.064 ± 0.947	708.06

Газовые аномалии присутствуют в приземном слое воздуха над изученными разломами. Они представлены высокими содержаниями радона, торона и сопутствующей ионизацией, на порядок, превышающей фоновые значения (рис.1) с проявлениями природного эффекта, аналогичного камере Вильсона. На Тункинском разломе грунтовый поток углекис-

лого газа достигает 2 об. %. Вдоль Баргузинского разлома и краевого шва потоки сероводорода и сернистого газа увеличены до 0.7 и 0.6 мг/м³ соответственно. В воздухе над минеральной водой приразломного термального поля Кучегер (азотно-метановые воды) содержится значительная примесь сероводорода, оксида углерода, углекислого и сернистого газов (рис. 2).

Геохимическими индикаторами приразломного массопереноса являются подвижные рудные элементы В их числе В, Cu, Zn, Pb, As с содержаниями более 10 г/т объединяются в I «макро»-группу, Ge, Mo, Sn с содержаниями более 1 г/т включены во II рудную группу. III рудную группу «малых примесей» составляют Ag, Tl, Hg с содержаниями, не превышающими 1 г/т. Концентрации элементов группы Fe: Co, Cr, Ni, V в интервале 10-100 г/т не выделяются определенными корреляционными связями с другими группами. Геохимическая индивидуальность разломов находит отражение в их фоновых характеристиках (табл. 2), отражающих влияние исходных субстратов, по которым заложены Тункинский и Баргузинский разломы, и связанных с составами пород каледонского гранитно-метаморфического комплекса и гранитоидами Ангаро-Бодайбинского батолита. Это – повышенные содержания некоторых рудных элементов I группы и группы Fe. По разломам краевого шва Сибирской платформы и в приразломном термальном поле Кучегер выражен привнос подвижных рудных элементов II и III групп.

Рис.1 Уровень ионизации приземного воздуха на поверхности выхода Тункинского разлома

Табл. 2.
Фоновые характеристики в поверхностных отложениях на современных активных разломах БРЗ

Разлом	n	Фон, г/т
Тункинский	88	Tl _{0,6} , B ₃₈ , Cu ₃₅ , Zn ₈₀ , Ge _{1,2} , Mo _{1,4} , Ag _{0,16} , Sn _{2,8} , Pb ₁₆ , As ₁₀ , Hg _{0,02} , Co _{1,8} , Cr ₁₀₀ , Ni ₈₀ , V ₈₀
Баргузинский	75	Tl _{0,6} , B ₁₅ , Cu ₂₃ , Zn ₁₀₀ , Ge _{1,2} , Mo _{0,9} , Ag _{0,12} , Sn _{2,8} , Pb ₁₈ , As ₇ , Hg _{0,018} , Co ₁₆ , Cr ₅₀ , Ni ₄₅ , V ₉₀
Краевой шов платформы	91	Tl _{0,6} , B ₂₅ , Cu ₂₀ , Zn ₆₅ , Ge _{1,2} , Mo _{0,9} , Ag _{0,09} , Sn _{2,4} , Pb ₁₆ , As ₁₂ , Hg _{0,08}
Термальное поле Кучегер	65	Tl _{0,06} , B ₂₈ , Cu ₂₂ , Zn ₉₀ , Ge ₃ , Mo _{0,6} , Ag _{0,22} , Sn ₂ , Pb ₁₈ , As ₁₅ , Hg _{0,02} , Co ₁₂ , Cr ₄₄ , Ni ₃₆ , V ₆₅

Примечание: 1. формальный фон равен значениям с 50% накопленной частотой; 2. выделены элементы с повышенным фоном; 3. расчет средних содержаний дает более высокие содержания на краевом шве платформы у Tl=0.9, As=22.56 и Hg=0.6 г/т, а на термальном поле Кучегер для Ag=0.7 и Ge=3.9 г/т.

Применение метода главных компонент для анализа геохимических характеристик поверхностных отложений разломов в рассматриваемых статистических выборках выделяет по два главных фактора, с которыми коррелируют независимые друг от друга группы рудных элементов, свойственные каждому из изученных разломов (табл. 3).

Табл. 3.

Статистика. Главные факторы распределения рудных компонентов в поверхностных отложениях региональных разломов БРЗ

Разлом	Главные компоненты	
	F1, коррелирующая группа А	F2, коррелирующая группа В
Тункинский	Ge, В	Tl, Mo с ними Zn, Cu
Баргузинский	Ag, Cu, Mo	Pb с ним Tl
Краевой шов платформы	Cu, Zn	Tl, Mo
Термальное поле Кучегер	Zn, Pb с ними Mo, Tl	V с ним Ni, Co

Проявленная таким образом дифференциация, вероятно, отражает существование генетических ассоциаций рудных элементов. С применением классификации геохимических данных по методу многомерного анализа геохимических полей (Китаев, 1990) устанавливаются ассоциации для наиболее подвижных рудных элементов с наивысшими коэффициентами концентрации - КК. Это – рудные элементы II и III групп (табл. 4).

Табл. 4.

Геохимические ассоциации в поверхностных отложениях на современных активных разломах БРЗ

Разлом	п-вы-борки	Подвижные рудные элементы						
		Hg	As	Ag	Mo	Tl	B	Cu
Тункинский	9 (88)			5.85,11, 2	4.99,29,1	6.55, 9,3	3.2, 12, 4	
	15(41)	11.08, 9, 1	8.1, 4, 2	7.3, 2, 4	4.61,13,3			
Баргузинский	9 (75)			3.95, 5, 2		2.6,10, 3	2.85,13, 4	4.66, 8,1
	15(38)		1.73,13,2		2.03,14,1	1.2, 6, 3		
Краевой шов	9 (91)			6.27, 29, 1	9.29,11,2	7.34,5, 3		
	11(36)	26.3, 6, 1	22.3, 4, 3	39, 3, 4	30, 3, 2		2.65,11, 5	
Термальное поле Кучегер							Ge	
	15(65)	24.13, 13,1		16.06,10,2	4.63,21,3		4.42,20,4	

Примечание: 1. первая строка 9, вторая строка 15 - количество рудных элементов, 2. в ячейках – первое число – коэффициент концентрации (КК), второе число – количество образцов (точек), третье число-позиция в иерархическом ряду данной ассоциации

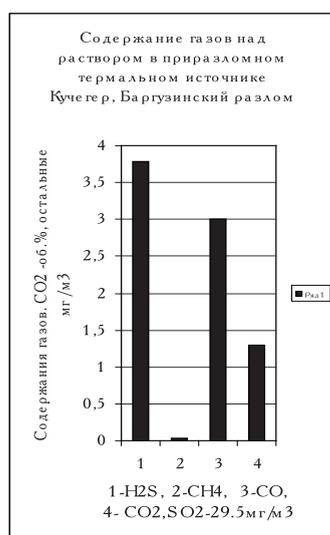


Рис.2 Содержание газов, выделяющихся из минеральной воды приразломного термального поля Кучегер

Весьма близкие по составу геохимические ассоциации, выделяющиеся а posteriori на крупных региональных разломах БРЗ, очевидно, соответствуют группе подвижных рудных элементов – мигрантов по ЗДВР из верхней коры в прилегающие внешние среды: педосферу, гидро- и атмосферу.

Непосредственным проявлением тепловых потоков по рифтогенным региональным разломам являются приразломные геотермальные поля. В ЗДВР Баргузинского разлома, располагаясь по его юго-западному крылу, они представлены на современной поверхности известными горячеводными месторождениями Гусиха, Алла, Кучегер и Умхей. Второе и третье из них примыкают вплотную к зоне сместителя разлома. На месторождении Кучегер термальное поле локализовано в небольшой приразломной депрессии, заполненной древними озерно-речными отложениями долины р. Баргузин. На площади 0.12 км² расположены около 17 источников-грифонов с наибольшей температурой минеральной воды до 48°C, объединяющиеся в 5 термальных выходов. При суммарном дебите источников 100 л/с [3] и данной температуре максимальный тепловой поток составляет 9.533 МВт. Поэтому даже распределенный по площади месторождения при среднезвешенной температуре воды 20.23°C, он достигает 74 Вт/м². Значительный поток приразломного конвективного теплопереноса инициирует геохимические потоки перечисленных выше подвижных рудных элементов. Распределение «рудной нагрузки» в поверхностных отложениях ЗДВР региональных разломов обусловлено процессами концентрирования в разрезе педосферы. В зависимости от образования комплексов с лигандами почвенных гуминовых и фульвокислот выделяются группа элементов, концентрирующаяся в гумусированных горизонтах А0, А1, В1, и группа с концентрациями, тяготеющими к низам иллювиального горизонта вблизи границы со слоем С (рис. 3). Распределение в грунте геотермального поля Кучегер, аналогичное W, с локализацией в А1 свойственно As, Mo, B и Ge. Графики

распределения, подобные Tl, имеют

Пространственная локализация на барьерах открывает возможность расчета геохимических потоков по ЗДВР разломов и в приразломном геотермальном поле на основе временного интервала устойчивости гумуса [2] на верхнем барьере и радиоуглеродных датировок палеопочв [6, 5], подстилающих нижний барьер (таблица 5).

Табл. 5.

Рассчитанные геохимические потоки токсичных подвижных рудных элементов в поверхностных отложениях региональных разломов БРЗ, кг/км²·год

Разлом	Ртуть	Таллий	Мышьяк
Тункинский	0.011*	0.108	1.427
Баргузинский	0.02*	0.135	0.886
Краевой шов Сибирской платформы	0.037*, 0.055**	0.228**	4.09**
Приразломное термальное поле Кучегер	0.0105*	0.303	13.03

Примечание: * - на почве и верхнем торфе, ** - на Fe – части основания слоя В.

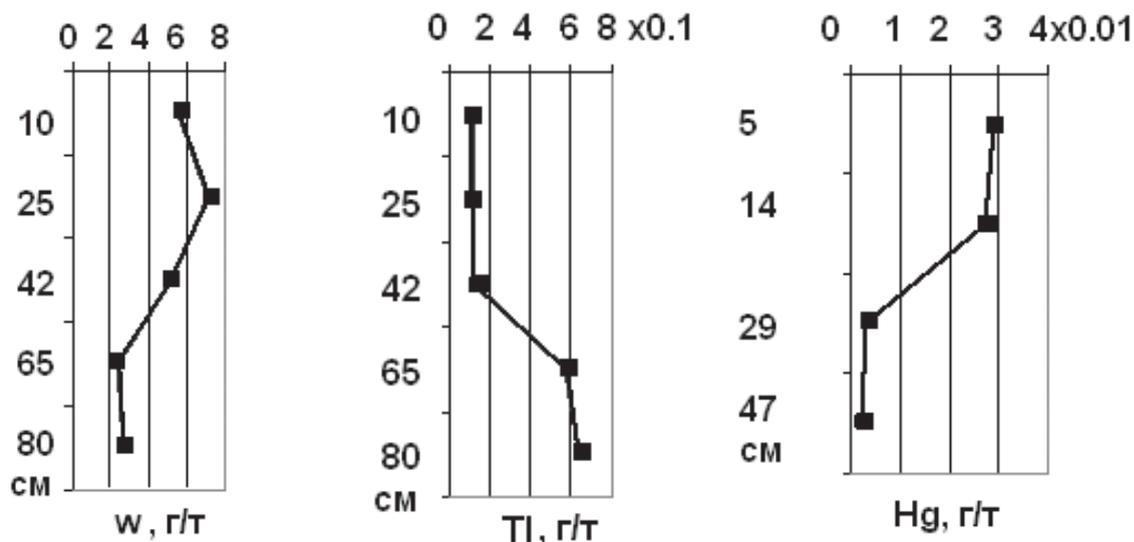


Рис. 3/ Распределение подвижных рудных элементов в поверхностной части рыхлых отложений на термальном поле Кучегер. V, Pb, Cu и Zn. В отдельных частных разрезах с содержаниями Hg изменяются аналогично таковые W и As. Для ассоциации Hg, W, As, Mo, B, Ge, а также для S выдерживается значимая положительная корреляция с $C_{орг}$, обусловленная влиянием гумусовой составляющей. В поверхностных отложениях на ЗДВР по краевому шву платформы Hg, As и Tl нередко положительно коррелируют с суммой оксидов Fe+Mn на нижней границе иллювиального горизонта. При участии транспирации и биогеохимических процессов формируются верхний комбинированный сорбционно-испарительный и нижний сорбционный геохимические барьеры.

Гидротермальные растворы существенно увеличивают привнос As и Tl в важнейшую часть биосферы – педосферу. Существует определенная тенденция, связывающая приразломные геохимические потоки с конвективной глубинной составляющей эффективного излучения разломов. Тепломассоперенос на крупных активных региональных разломах вследствие их «проводимости-проницаемости» не исключает возможности обратной связи по их трассам между внешними оболочками и более глубинными частями верхней коры.

1. Госсорг Ж. Инфракрасная термография. М.: Мир, 1988. 399 с.
2. Добровольский В.В. Основы биогеохимии. М.: АCADEMA, 2003. 397 с.
3. Ломоносов И.С., Кустов Ю.А., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1977. 223 с.
4. Китаев Н.А. Многомерный анализ геохимических полей. Новосибирск: Наука, 1990. 120 с.
5. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н. Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академич. изд-во «Гео», 2009. 314 с.
6. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними землетрясения в зоне Тункинского разлома // Геология и геофизика. 2003. т. 44. № 6. С. 587-602

ОСОБЕННОСТИ И ПРИРОДА АНОМАЛИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ УЧАСТКОВ ИЙСКО-ТАГУЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

М.Н. Гаврилов¹, Л.Я. Ерофеев², А.Н. Орехов³

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, GavrilovMN@tpu.ru

В последнее время в Восточном Саяне проводятся интенсивные поиски медно-никелевого оруденения, связанного с интрузиями базит-гипербазитового состава с широким использованием геофизических методов. Ввиду большой степени закрытости территории, данные геофизических работ обеспечивают существенное повышение эффективности принятия решений о дальнейшем детальном изучении тех или иных массивов. Однако интерпретация полученных геофизических данных по потенциально рудоносным базит-гипербазитовым массивам оказалась осложнена отсутствием моделей изучаемых объектов, а также информации по физическим свойствам рудоносных и безрудных массивов. Системный подход к проведению геофизических исследований, на наш взгляд, обязательно должен включать в себя создание петрофизической и геолого-геофизической модели объекта. Только учтя все основные закономерности влияния рудного процесса на изменения физических свойств пород, и, соответственно, на изменение структуры наблюдаемых физических полей, можно уверенно интерпретировать получаемые в ходе полевых работ материалы.

Поскольку для поисков рудоносных базит-гипербазитовых массивов в пределах Ийско-Тагульской площади геофизическими методами не существует надёжного петрофизического обеспечения, за модель объекта поисков нами была взята модель Кингашского месторождения, как наиболее близкого к опрашиваемым объектам. Основными поисковыми критериями являются согласованные изменения физических полей, а именно – наличие интенсивного, высокодисперсного, в идеале знакопеременного магнитного поля, пониженное удельное электрическое сопротивление, повышенная поляризуемость, пониженное содержание урана, тория и калия [2]. Необходимо отметить, что все, без исключения, изученные участки Ийско-Тагульской площади характеризуются повышенным, по отношению к модельному объекту, сопротивлением. Является ли это особенностью геологического строения площади, вызвано различием в уровне эрозийного среза или обусловлено другими причинами, без специализированных исследований определить невозможно. Поэтому при анализе физических полей нами учитывались относительные, но обязательно согласованные с другими полями, изменения (понижение) кажущегося удельного электрического сопротивления.

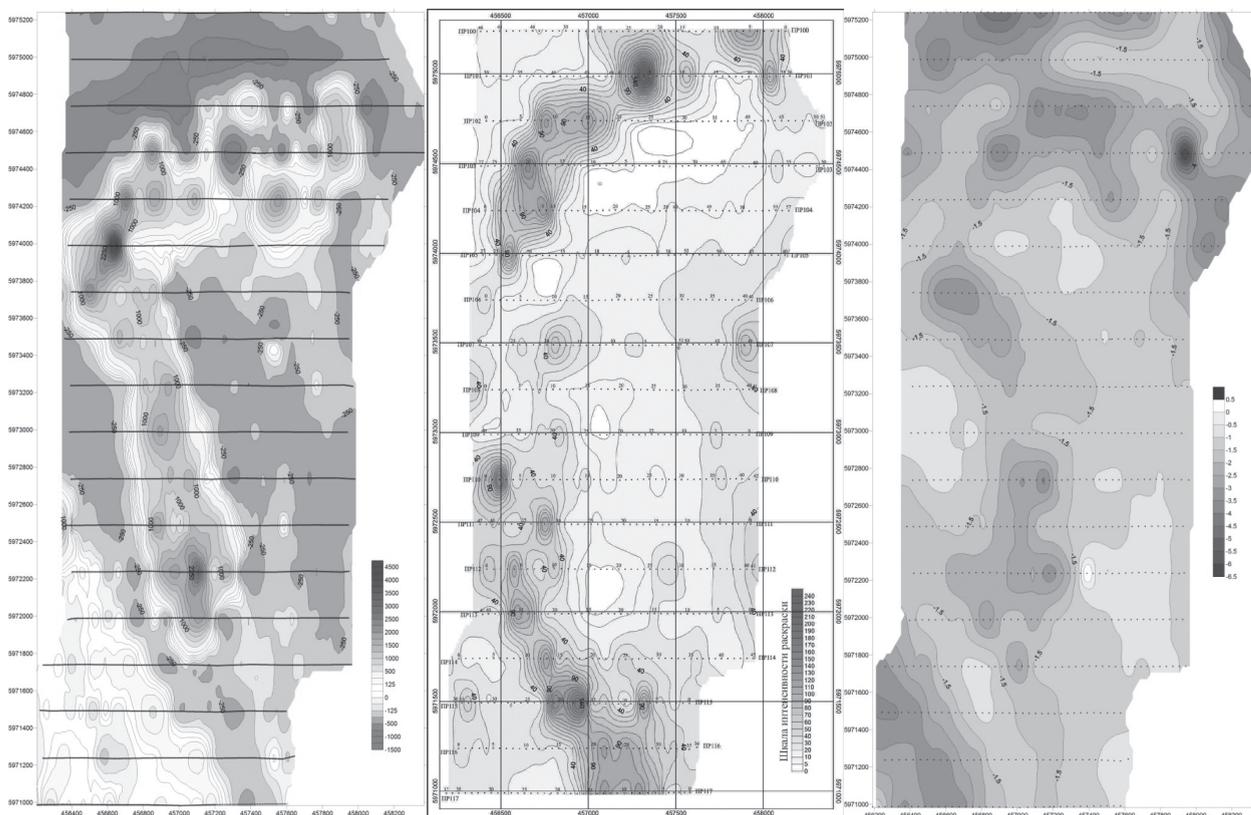


Рис. 1 Внемасштабные планы изолиний физических полей участка исследований: А – индукция магнитного поля, Б – комплексный параметр радиоактивности $U^{*}Th^{*}K$, В – угол сдвига фазы.

Структура физических полей участка:

Повышенно магнитная часть массива уверенно картируется в магнитном поле аномалией в виде буквы Г (рис.1А). В то же время, структура радиоактивных полей (рис.1Б) говорит о том, что сам массив крупнее и его контакт проходит западнее магнитной аномалии, что может свидетельствовать о расслоенности массива - в его пределах присутствует перидотитовая (магнитная) и габбровая (немагнитная) части, особенность характерна и для модельного Кингашского массива.

В физических полях по-разному проявлены различные части изучаемого массива. В пределах северной картируется крупная комплексная аномалия повышенных магнитности (рис.1А) и поляризуемости (рис.1В), а так же пониженных сопротивлений и содержаний ЕРЭ (рис.1Б). Причём магнитное поле здесь имеет мозаичную структуру при ярко выраженном дипольном характере, проявляющемся в закономерно сочетающихся положительных и отрицательных аномалиях. Таким образом, налицо все геофизические признаки, характерные для рудных массивов. Причём, по своим размерам, эта часть сопоставима, или даже крупнее Кингашского. Дополнительно перспективы массива, с точки зрения геофизики, увеличиваются за счёт появления вышеописанных отрицательных локальных аномалий, имеющих ориентировку, близкую к субмеридиональной. Как показывает опыт работ на Кингашском месторождении, а для условий аналогичных объектов Казахстана это считается установленным фактом [1], появление подобных аномалий связано с присутствием обратно намагниченного пирротина, что говорит о проявлении участков обогащённых и более технологичных руд. ЕРЭ, видимо перераспределённые в ходе наложенного процесса, сформировали узкие аномальные зоны, обрамляющие массив с запада.

Участок, в целом, характеризуется достаточно напряжённой тектонической обстановкой. Выделяется значительное количество тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Причём, если первые видны, в основном в пределах массива, то вторые уверенно картируются и во вмещающих породах. Именно к нарушениям северо-западного простирания и приурочены области знакопеременного магнитного поля, что явно указывает на их связь с более поздним наложенным процессом. Фрагментарно видны и субмеридиональные тектонические нарушения.

Выводы:

1. В магнитном поле отчётливо видна повышенно-магнитная часть массива. На западе она выходит за край участка и до конца не оконтурена.

2. В пределах участка хорошо проявлены тектонические нарушения разного направления, особенно - северо-западного. Там, где они пересекают массив (главным образом его северную часть), структура физических полей заметно усложняется, появляются области отрицательного магнитного поля явно связанные с наложенными процессами, что значительно повышает перспективы массива на оруденение.

4. Выделяются группы рудоперспективных комплексных аномалий. Всем им соответствуют аномалии магнитного поля, повышенных проводимости и поляризуемости, а также, пониженных концентраций ЕРЭ.

5. На наш взгляд, наиболее интересной является северная аномалия. Появляются отрицательные аномалии магнитного поля, что говорит, скорее всего, о переотложении, а значит и о дополнительном обогащении рудной минерализации.

1. Байдалинов А.Т. Научно-методические основы поисков месторождений цветных и чёрных металлов в Центральном Казахстане. Автор. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 2010.

2. Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г. и др. Структура физических полей Кингашского месторождения // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: ЭКОС, 2009. С. 71-75.

ГЕОХИМИЯ РУД ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Б.Л. Гармаев, Б.Б. Дамдинов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, garm@gin.bsnet.ru

Поисковыми работами последних лет в юго-восточной части Восточного Саяна установлены промышленно интересные ареалы золоторудной минерализации, располагающиеся в Тисса-Сархойском золоторудном узле (рис. 1). Отсутствие геохимических данных по составу руд определило необходимость их детального изучения. Целью исследований было охарактеризовать геохимический профиль золотого оруденения рассматриваемой территории.

Рассматриваемые Au-Te проявления – Хорингольское, Сагангольское и Обогольское (Аршанское), входят в состав Тисса-Сархойского золоторудного узла (см. рис. 1). Это кварцево-жильные объекты, представленные как полого (Хорингольское), так и крутопадающими (Сагангольское и Обогольское) кварцевыми жилами мощностью до 1 м и протяженностью в первые сотни метров, реже жильно-прожилковыми зонами штокверкого типа (Хорингольское). Рудопоявления локализованы в гранитах и гранодиоритах таннуольского тоналит-гранодиоритового комплекса раннего палеозоя [1, 2].

Для руд изученных золоторудных проявлений характерно широкое распространение пирит-полисульфидной минеральной ассоциации, в которой главную роль играет пирит и спорадически сфалерит (1-4 % Fe), галенит, халькопирит, очень редко киноварь. Все минералы не содержат примесей (микронидов). Жильные минералы представлены кварцем, карбонатными минералами (анкерит, доломит, кальцит) и серицитом. Особое место среди рудной минерализации занимает широкий комплекс теллуридных и теллур-содержащих минералов, постоянно в них встречающихся и образующих позднюю парагенетическую ассоциацию с самородным золотом. Среди теллуридных минералов преобладают теллуриды золота и серебра (калаверит, петцит, сальванит, гессит) [3].

Для оценки геохимического профиля руд рассматриваемых золоторудных объектов нами было проанализировано рентгено-флуоресцентным анализом (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) около 200 проб как вмещающих гранодиоритов, так и рудоносных метасоматитов и кварцевых жил.

Хорингольское рудопроявление. В рудовмещающих гранитах средние содержания Ni составляют 10.4 г/т; Cu – 44 г/т; Pb – 11.9 г/т; Zn – 36.9 г/т; Mo – 0.3 г/т и Sb – 1 г/т (табл. 1). В околорудных березитах средние содержания Cu увеличиваются до 69.6 г/т, Pb – до 13.5 г/т, Mo – 0.6 г/т, средние содержания Zn – 33 г/т; Ni – 9 г/т; Ag – 0.5 г/т; Sb – 1.5 г/т. В березитах появляется Te – 0.2 г/т. В кварцевых жилах резко возрастает количество Pb – в среднем составляя 626.9 г/т и Zn – 391.4 г/т, что обусловлено проявлением галенит-сфалеритовой ассоциации. Средние содержания Bi (9.5 г/т) и As (2.6 г/т) невысокие, повышены по сравнению с березитами содержания Sb (5.1 г/т) и Te (4.9 г/т), максимально достигая Sb до 53 г/т и Te 24 г/т.

Содержания Au в кварцевых жилах варьируют от 1.9 г/т до 9.4 г/т (табл. 2), при средних значениях 10.8 г/т по 14 пробам, содержания Ag в среднем составляют 10.4 г/т.

Сагангольское рудопроявление. Граниты характеризуются низкими содержаниями Ni (1.7 г/т); Cu (14.7 г/т); Pb (8.3 г/т); Zn (24.8 г/т); Mo (0.08 г/т) и Sb (0.5 г/т) (см. табл. 1). В лиственитах содержания Ni самые высокие и составляют 158.7 г/т, против 4.4 г/т в березитах по кислым вулканитам и гранитам, в них также повышен уровень содержания Zn – 63.3 г/т (против 28.8 г/т в березитах). Средние содержания Co – 37.5 г/т, As – 1.3 г/т, Te – 9.2 г/т, соответственно. В березитах последние элементы не обнаружены. В свою очередь в них отмечаются более высокие, чем в лиственитах, содержания Pb – 69.3 г/т, против 8.5 г/т в лиственитах. Содержания Cu, Mo, Ag и Sb в березитах и лиственитах в целом близки: Cu – 21.6 и 17.6 г/т; Mo – 0.07 и 0.09 г/т; Ag – 0.2 и 0.7 г/т; Sb – 0.4 и 0.5 г/т соответственно (см. табл. 1). В кварцевых жилах по сравнению с метасоматитами повышенные средние содержания: Cu – 64.5 г/т; Mo – 8.2 г/т; Ag – 3.1 г/т; As – 2.9 г/т и Sb – 2.1 г/т. Средние содержания Ni составляют 2.6 г/т; Pb – 15.3 г/т; Zn – 42.1 г/т; Te – 3.4 г/т. Обращает на себя внимание повышенные концентрации Te в лиственитах по сравнению с кварцевыми жилами, связанное с большим распространением теллуридных минералов, наблюдаемых в лиственитах.

Содержания Au в кварцевых жилах изменяются от 2.5 – 2.8 г/т, в среднем составляя 15.2 г/т, содержания Ag в среднем составляют 7.1 г/т (см. табл. 2).

Табл. 1.

Содержания главных рудообразующих элементов в рудовмещающих гранитах, околожильных метасоматитах и кварцевых жилах рудопроявлений Тисса-Сархойского золоторудного узла (г/т)

Порода	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Bi	W	Mo	Ag	As	Sb	Te
<i>Хорингольское</i>												
Граниты (17)	10.4	н.о.	44	11.9	36.9	–	–	0.3	–	–	1	–
Березиты (27)	9	н.о.	69.6	13.5	33	–	–	0.6	0.5	–	1.5	0.2
Кварцевые жилы (20)	5.3	н.о.	82	626.9	391.4	9.5	–	3.1	2.9	2.6	5.1	4.9
<i>Сагангольское</i>												
Граниты (28)	1.7	н.о.	14.7	8.3	24.8	–	–	0.08	–	1.5	0.5	–
Березиты (14)	4.4	н.о.	21.6	69.3	28.1	–	–	0.07	0.2	–	0.4	–
Листвениты (21)	158.7	37.5	17.6	8.5	63.3	–	–	0.09	0.7	1.3	0.5	9.2
Кварцевые жилы (22)	2.6	н.о.	64.5	15.3	42.1	–	–	8.2	3.1	2.9	2.1	3.4
<i>Обогольское (Аршанское)</i>												
Граниты (11)	–	н.о.	–	4.2	47.5	–	н.о.	–	–	2.2	0.3	–
Березиты (14)	–	н.о.	55.9	4.7	50.8	2.2	–	9.7	6.11	1.7	0.4	12.1
Кварцевые жилы (23)	–	н.о.	224.1	4	45.3	13.7	3.7	16.7	5.3	2.2	–	36.9

Примечание. В скобках указано количество проб; в кварцевых жилах рудопроявления Обогольское содержания W определялись в 6 пробах; прочерк – элемент ниже предела обнаружения; н.о. – элемент не определялся.

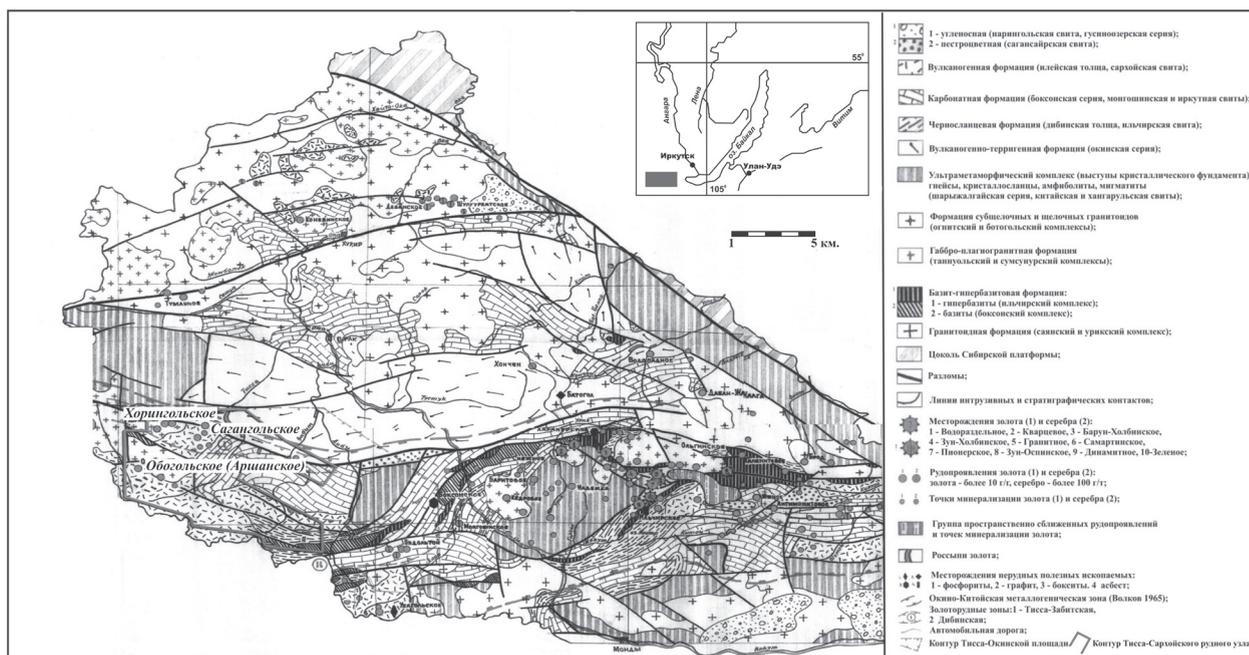


Рис. 1. Карта золотоносности юго-восточной части Восточного Саяна (по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова, В.Ф. Волколакова и др.)

Табл. 2.

Содержания Au и Ag в рудах проявлений Тисса-Сархойского золоторудного узла

Рудопоявление	Порода	Au	Ag
Хорингольское	Кварцевые жилы (14)	10.8	10.4
	Метасоматиты (5)	0.4	2
Сагангольское	Кварцевые жилы (4)	15.2	7.1
	Метасоматиты (1)	11.2	2.5
Обогольское (Аршанское)	Кварцевые жилы (12)	5.8	6.9

Примечание. Анализы выполнены в Республиканском аналитическом центре (г. Улан-Удэ) пробирным методом, аналитик И.Н. Рандина; в скобках указано количество проб.

Обогольское рудопоявление. В гранитах средние содержания Pb составляют 4.2 г/т, Zn – 47.5 г/т, As – 2.2 г/т, Sb – 0.3 г/т (см. табл. 1). Остальные рудные элементы (Ni, Cu, Bi, Mo, Ag, Te) не обнаружены, Co и W не анализировались. В околорудных березитах Cu обнаружена в трех пробах, где ее содержания изменяются от 92 до 590 г/т, в среднем составляя 55.9 г/т; средние содержания Pb – 4.7 г/т; Zn – 50.8 г/т; Bi – 2.2 г/т; Mo – 9.7 г/т; Ag – 1.7 г/т; As – 1.7 г/т; Sb – 0.4 г/т. Отмечается повышенные содержания Te – 12.1 г/т. В кварцевых жилах отмечаются повышенные содержаниями Cu, в среднем составляя 224.1 г/т. Средние содержания Pb – 4 г/т; Zn – 45.3 г/т; Bi – 13.7 г/т; W – 3.7 г/т; Mo – 16.7 г/т; Ag – 5.3 г/т; As – 2.2 г/т; Sb – не обнаружена.

Содержания Au в кварцевых жилах изменяется от 0.5 г/т до 49.3 г/т, в среднем составляя – 5.8 г/т. Ag присутствует в единичных пробах, где содержание его в среднем составляет до 6.9 г/т (см. табл. 2). В околорудных березитах концентрации Au невысокие – до первых г/т, Ag не обнаружено.

Следует отметить, что в рудах Хорингольского проявления в пробах, содержащих повышенные содержания Au (9.1 г/т и 9.4 г/т), отмечается в значимых количествах Te – до 24 г/т, что отражает наблюдаемую в рудах ассоциацию золота с теллуридными минералами. Аналогичная картина наблюдается в рудах Сагангольского проявления. Обращает на себя внимание резко повышенные средние содержания Cu (224.1 г/т) и Te (36.9 г/т) Обогольского (Аршанского) рудопоявления по сравнению с кварцевыми жилами Хорингольского и Сагангольского рудопоявлений.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что золотое оруденение Тисса-Сархойского золоторудного узла характеризуется Au-Te-Cu-Pb-Zn геохимической специализацией руд.

1. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 237 с.

2. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.

3. Гармаев Б.Л. Золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения западного фланга Боксон-Гарганской металлогенической зоны (Восточный Саян). Автор. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 2011. 26 с.

ТИПОМОРФИЗМ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА ВЫЯВЛЕНИЯ КОРЕННЫХ ИСТОЧНОКОВ, ПИТАЮЩИХ ЗОЛОТОНОСНУЮ РОССЫПЬ РУЧЬЯ НЫРОКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Ф. Дульцев, Ю.О. Редин

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, baddick@ngs.ru

Территория исследования входит в Баунтовский район Республики Бурятия, в географическом плане она расположена в северо-западной части Витимского плоскогорья. Ручей Ныроки является левым притоком реки Чина. Большинство россыпей, пространственно относящихся к Чининской впадине, оработаны. На сегодняшний день производится повторная оработка перемытого материала и нетронутых участков россыпей («целиков»). При этом актуальным остается вопрос о коренных источниках золота, давших такое огромное количество россыпей. По классификации И.С. Рожкова [1959] золотоносная россыпь Ныроки является молодой четвертичной, аллювиальной, долинной мелкозалегающей. По классификации Н.А. Шило она попадает в группу пойменных аллювиальных россыпей. Плотик россыпи сложен преимущественно гранитоидами Витимканского комплекса. Россыпь характеризуется простым строением, в её разрезе выделяются 2 горизонта: нижний песчано-галечный, с которым связана золотоносность, и верхний дресвяно-галечный.

Типоморфные особенности самородного золота являются важнейшими признаками, характеризующими россыпи и позволяющими так или иначе их разгруппировать и выйти на их генезис. Большая часть этих признаков приведена в табл. 1.

Табл. 1.

Основные рудоконтролирующие факторы и геолого-геохимические характеристики россыпи ручья Ныроки

№	Признаки	Исследованный золоторудный объект
		Россыпь Ныроки
1.	Литолого-стратиграфическая позиция россыпи	Граниты Витимканского комплекса и гранитоиды Нырокского комплекса
2.	Преобладающие породы плотика	Гранит-аплит, амфиболовые граниты, сиенит-порфир, гранит, диорит, габбро
3.	Проявленность зон тектонической проработки	Кливаж и мелкая трещиноватость
4.	Гидротермальные изменения вмещающих пород	Сульфидизация
5.	Преобладающие минералы шлиха (за исключением сквозных)	Кварц, гранат, эпидот, пироксен, рутил, ильменит, вольфрамит
6.	Редкие минералы шлиха	Биотит, апатит, барит, танталит-колумбит
7.	Объем выборки золота, шт	340
8.	Количество золотинок >2 мм, %	-
9.	Количество золотинок < 0,1 мм, %	36
10.	Средний размер золотинок, мм	0,33
11.	Коэффициент окатанности золота	1.49
12.	Средняя пробность золота, ‰	849
13.	Пики пробности, ‰	750-825, 925-975

Минеральный состав тяжелого шлиха рассматривается как прямое указание на возможные источники самородного золота. При этом подразумевается, что постоянное совместное пространственное нахождение постоянно фиксируемого комплекса минералов в тяжелой фракции шлиха имеет в значительной степени генетическую первопричину. Основные результаты проведенных минералогических исследований отражены в табл. 2.

Переходя от минералого-геохимического анализа шлихов к характеристике типоморфных свойств самородного золота, как составной части тех же самых шлиховых проб, следует отметить наличие в них большого количества мелких частиц благородного металла – мельче 0,25 и даже 0,1 мм. Такое золото типично не только для его относительно дальних аккумуля-

Табл. 2.
 Минеральный состав типичных проб россыпи

Минералы	Низовье	Среднее течение	Верховье
Золото, шт	49	18	19
Циркон, %	22,2	33	13,6
Магнетит, %	22,2	16	45,2
Гематит, %	8,9	20	18,1
Кварц, %	2,2	2,0	0,0
Гранаты, %	1,1	1,0	0,0
Эпидот, %	0,7	0,0	0,0
Сфен, %	7,8	0,0	0,5
Пироксен, %	0,4	2,0	0,0
Амфибол, %	3,3	2,0	0,0
Рутил, %	0,2	0,0	0,0
Ильменит, %	8,9	10	0,0
Лимонит, %	0,0	0,0	4,5
Биотит, %	0,0	0,0	0,5
Апатит, %	3,6	0,0	0,0
ПШ, %	1,1	0,0	0,0
Барит, %	2,0	0,0	0,0
Тантало-ниобаты, %	2,2	6,5	4,5
Вольфрамит, %	2,2	4,5	7,5

ций, но и для расположенных вблизи размываемых рудных объектов, в долинных отложениях верхнего течения рек. В целом для бассейна реки Чина самым распространенным является класс крупности от 0,1 до 0,25 мм, в который попадает 35 % исследованных зерен. В пробах с россыпи Ныроки преобладающим является золото интерстиционное: жилковидно-пластинчатой, комковидной, реже чешуйчатой и кристаллической форм. Золотины содержат большое количество включений и сростков с такими минералами как вольфрамит (рис. 1), ильменит и кварц (рис. 2), а также наличием в шлиховых концентратах тантало-ниобатов, и это может свидетельствовать о генетической связи золотого и редкометального оруденения. С точки зрения морфологии золота эта россыпь представлена практически полным спектром форм, что говорит о слабой преобразованности золота в процессе его эволюции в водном потоке и, соответственно, о близости коренного источника. Обнаружены кристаллические (16%), удлиненные (призматические, 2%), субсферические (4%) формы; доля таблитчатого золота крайне низка (3%). Ряд зерен обнаруживает интересную особенность: на поверхности золотин проявлены элементы, представляющие собой разнонаправленные ступенчатые структуры, которые являются результатом роста скелетных кристаллов. Предположительно, это следы эндогенного роста, а не новообразования золота, приобретенные в аллювиальную стадию. Эта догадка подтверждается тем фактом, что при сравнении пробности золота россыпи ручья Ныроки в центральных и краевых частях зерен не обнаруживается обычной для гипергенного преобразованного россыпного золота высокопробной каймы.

Основываясь на минералого-геохимических характеристиках россыпи на всём её протяжении (2,5 км), её можно подразделить на 3 участка. Первый – от начала россыпи до слияния с притоком Левый, после которого появляется ин-

терстиционное неокатанное и кристаллическое золото, а граница между вторым и третьим проведена условно, по распределению типоморфных характеристик золота.

Гранулометрия. Большая часть изученного золота с россыпи характеризуется малыми размерами, попадая в классы -0,1, 0,1 – 0,25 и 0,25 – 0,5 мм. Доля золота, относящегося к классу -0,5 мм, составляет для россыпи ручья Ныроки – 91% (75% приходится на класс -0,25 мм).

Состав самородного золота. Известно, что самородное золото в россыпях наследует состав питающих их рудных источников. Подобная унаследованность характерна для большей части золотоносных россыпей и вытекает из самого представления о россыпных месторождениях как продуктах механического разрушения золоторудной минерализации отно-

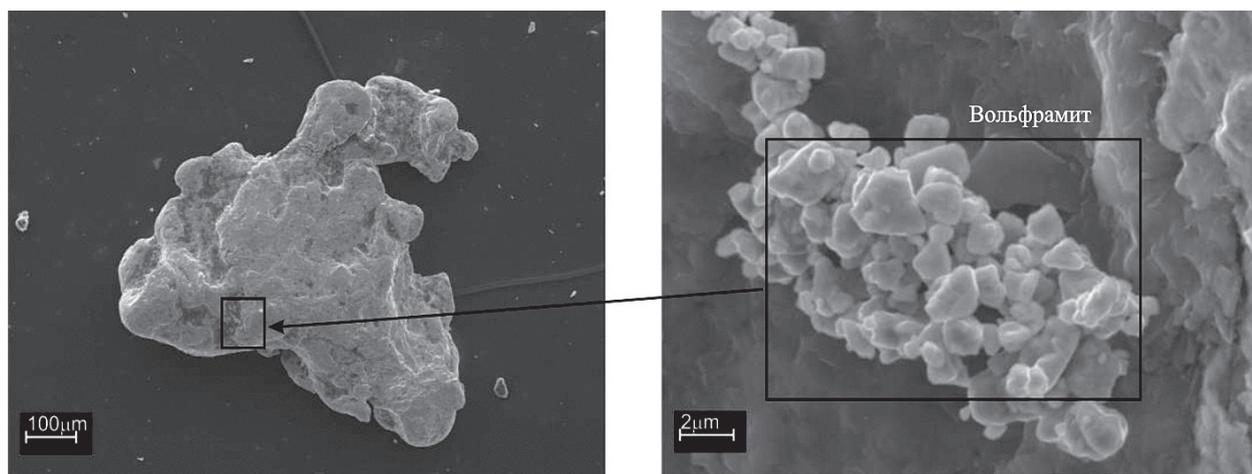


Рис. 1. Вросток вольфрамита в золоте

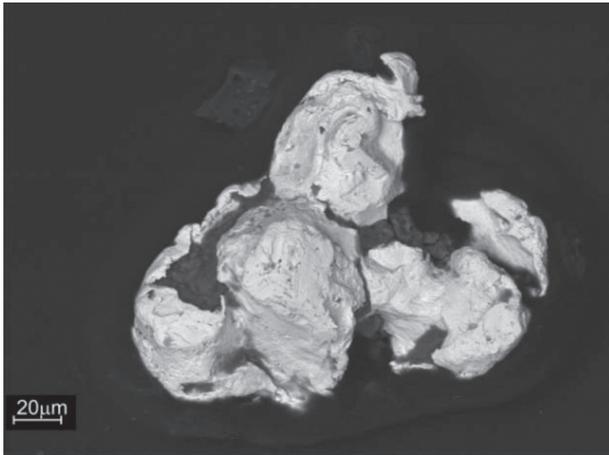


Рис. 2. Сrostок псевдокристаллов золота с кварцем

сительно свежей, либо в той или иной степени химически преобразованной [3]. Степень унаследованности состава может несколько меняться, если золото прошло стадию коры выветривания. Таким образом, основываясь на особенностях состава россыпеобразующего золота, возможно судить о типе и характере золоторудной минерализации [2]. Более подробно остановимся на анализе вариаций микросостава самородного золота, базируясь на ранее выделенных группах россыпей.

Для распределения пробыности золота с россыпи Ныроки характерны две моды: 750-825 и 925-975 ‰. Средние содержания примесных компонентов составляют: Ag - 15, Hg - 0,24 и Cu - 0,14 вес.%. Отметим, что медь содержится только в золотилах с пробностью более 800 ‰. Отличительной чертой золота россыпи Ныроки является равенство пробыности краевых и центральных частей зерен, что свидетельствует о незначительном изменении золота в россыпи, а значит, указывает на достаточно молодой её возраст и не-

посредственную близость коренных источников, а также на отсутствие хомогенного преобразования золота. В ряде зерен золота из россыпи Ныроки отмечаются повышенные количества ртути в краевых частях зерен, что, вероятно, является результатом техногенной амальгамации и хорошо проявлено макроскопически в виде пленок и неясных кристаллических агрегатов на поверхности золотин. Распределение пробыности золота на протяжении россыпи меняется. По выделенным участкам наблюдается такая картина: первый характеризуется относительно высокопробным золотом (800-1000 ‰), на втором добавляется менее высокопробное золото (700-900 ‰), а третий участок представляет собой область сноса золота, как с первого, так и со второго участков.

Суммируя результаты по выделенным участкам, можно заключить следующее. Верхняя часть россыпи характеризуется жилковидно-пластинчатым, комковидным, реже кристаллическим, проволоковидным золотом. По гранулометрии 75% золотин попадает в класс $-0,25$ мм. Распределение пробыности золота носит одномодальный характер, значения попадают в диапазон 800-1000 ‰, с пиком на уровне значений 820-860 ‰.

Средняя часть россыпи выделяется по появлению неокатанного кристаллического, интерстиционного золота, наблюдающегося в срastании с кварцем. Размер золотин в начале данного участка резко увеличивается, преобладающий класс крупности 0,25–1 мм. Но его вклад в последующих пробах постепенно снижается (так как идёт осаждение крупного золота). Распределение пробыности одномодальное, мода приходится на интервал 740-780 ‰.

Переход к нижней части россыпи условный. Она характеризуется смешением типоморфных характеристик золота, это область сноса мелкого золота как верхнего, так и среднего участков. Преобладающий размер золотин 0,05–0,25 мм. Золото средне-, хорошо окатанное, представлено широким морфологическим рядом от жилковидно-пластинчатого до субсферического и таблитчатого. Распределение пробыности – бимодальное, с максимумами в районе 800 и 960 ‰.

Заключение. На основании проведенного анализа минералого-геохимических особенностей россыпи можно заключить следующее: существуют по крайней мере два источника россыпного золота ручья Ныроки. По наличию сростков с вольфрамитом, ильменитом, присутствию в шлиховых концентратах вольфрамита, висмутина, висмута самородного и тантало-ниобатов, а также по типоморфизму, составу самородного золота, отсутствию гипергенных кайм, характерных для гипергенного золота, наличию слабо окатанного золота, возможно предположить генетическую и пространственную связь золотого оруденения с редкометальным. Второй источник, вероятно, представлен золото-кварцевым типом и расположен в районе притока Левого. Для этого типа оруденения характерно неокатанное ксеноморфное золото размерностью 0,25–1 мм, часто в срastании с кварцем. Мода его пробыности 740-780 ‰.

1. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 191 с.

2. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.

3. Шило Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

МАГНИТО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ И ВОЗМОЖНОСТИ МАГНИТОМЕТРИИ ПРИ ИХ РАЗВЕДКЕ

Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов

Томский политехнический университет, Томск, erofeev_leonid@tpu.ru

Месторождения золота, как известно, весьма многообразны и, естественно, представлены различными рудными телами как по форме, так и по минеральному составу. Удельное содержание золота во всех рудных телах (за небольшим исключением) весьма мало и его присутствие не приводит к сколько-нибудь значительному изменению магнитных свойств руды, которые могли бы быть выявлены при магнитометрических полевых съёмках.

Однако магнитометрия может быть успешно применима для картирования золоторудных тел, а, в благоприятной физико-геологической обстановке, для определения их морфологии, уровня эрозионного среза и продуктивности на золото. В настоящее время эти возможности изучены слабо, но для некоторых из типов оруденения с достаточной для практических целей детальностью определены магнито-геологические модели, которые позволяют решать целый ряд геологических задач.

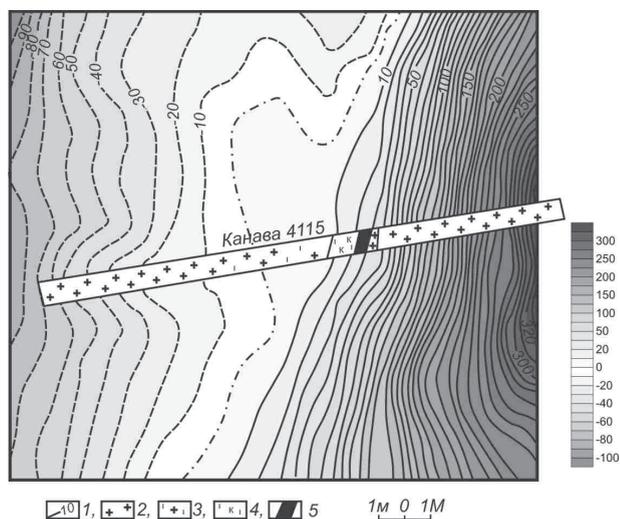


Рис. 1. Результаты микромагнитной съёмки над жилкой Лотерейной Центрального месторождения (площадка 117).

1 – изолинии индукции магнитного поля (нТл); 2 – гранодиориты; 3 – гранодиориты, разрушенные интенсивной трещиноватостью; 4 – гранодиориты разрушенные, каолинизированные; 5 – кварцевая жила.

образованными в результате подземных взрывов, являющихся следствием скачкообразного перепада давления воды и газа. Флюидно-взрывные брекчии обычно заполняют трубообразные полости, имеющие в плане овальные, округлые формы размерами от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Золотое оруденение здесь локализуется в метасоматически изменённых брекчиях с прожилково-вкрапленной минерализацией, реже – в зонах прожилкового окварцевания. Размеры рудных тел достигают десятков метров.

В магнитном поле они отмечаются аномалией в целом пониженных значений приращений индукции в несколько сотен нанотесл (рис. 2), на фоне которых отчётливо проявляются «островки» положительных аномалий, обусловленных близкоповерхностными крупными глыбами неразрушенных пород [2]. Относительно низкое и «спокойное» магнитное поле над кальдерой обусловлено тем, что основные ферромагнетики, главным образом титаномагнетитовой серии, в брекчированных породах в значительной мере разрушены под действием гидротерм и механических воздействий, высвободившееся железо из ферромагнетиков соединено с серой и вошло в состав различных немагнитных минералов, преимущественно в пириты, что резко понизило магнитную восприимчивость брекчий. В то же время, магнитное поле над кальдерой кажется плавным лишь в первом приближении. Детальные исследования показывают, его неоднородность, связанную со степенью сульфидизации пород.

Ещё одним весьма значимым с геолого-промышленной точки зрения типом золотого оруденения являются минерализованные зоны. Весьма широко они распространены в Бодайбинском районе. С региональным метаморфизмом в районе тесно связаны гидротермально-метасоматические преобразования пород, которые сопровождаются окварцеванием пород и формированием в ядерных частях пликвативных структур вытянутых жильных полей. С этой стадией гидротермальных преобразований связывается местное перераспределение золота и элементов-спутников с последующим отложением их в зонах сульфидизации и кварцевых прожилково-жильных телах. Сформировавшиеся на этом этапе рудные зоны имеют линейный вид, субширотное простирание и несколько повышенное содержание золота. Содержание золота резко повышается в пределах отдельных узлов, приуроченных к этим зонам и обусловленных наложенными более поздними гидротермальными процессами. На этом же этапе происходило формирование пирротина.

В магнитном поле (рис. 4) рудные зоны отмечаются как линейные слабо отрицательные (-20 - -30 нТл) аномалии, имеющие относительно небольшую мощность. Их протяжённость может достигать нескольких километров при мощности в

Одним из наиболее распространённых типов промышленно значимых месторождений золота является кварцево-жильный тип. Рудные тела таких месторождений обычно имеют небольшую мощность – несколько сантиметров, весьма редко (в раздувах) – дециметров. Поэтому сама рудная жила практически не вносит заметных изменений в магнитное поле (рис. 1).

Однако место локализации рудной жилы уверенно фиксируется в наблюдаемом поле отчётливо выделяющейся сложно построенной линейно-вытянутой аномальной зоной, которая создаётся окологорудно изменёнными породами. Их мощность вкост простирания жилы составляет десятки метров (рис. 2). Если проследить поведение аномальной зоны вдоль простирания жилы, то можно отметить, что она претерпевает существенные изменения: относительно постоянным сохраняется только центральный минимум, боковые же максимумы ведут себя таким образом, что при возрастании перепада индукции с одной стороны от жилы отмечается выравнивание поля с противоположной стороны. Характер изменения аномальной зоны тесно связан с морфологией жилы и, опосредованно, с её продуктивностью и уровнем эрозионного среза [1].

Значительный вес в горнодобывающей отрасли также занимают месторождения золотоносных взрывчатых структур. Характерной особенностью золоторудных полей, в пределах которых прошли флюидно-взрывные процессы, является наличие в них тел, сложенных брекчиями, является наличие в них тел, сложенных брекчиями, является наличие в них тел, сложенных брекчиями.

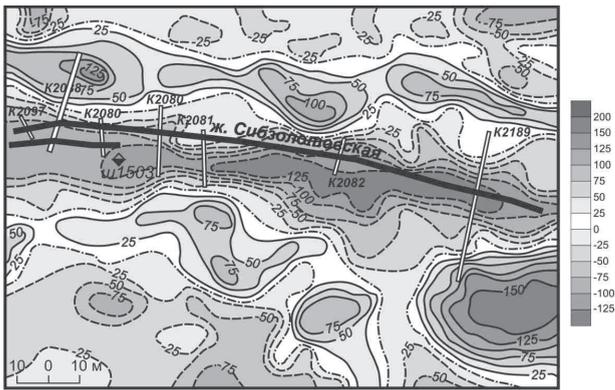


Рис. 2. Магнитное поле над жилой Сибзолотовской (месторождение золота Центральное).

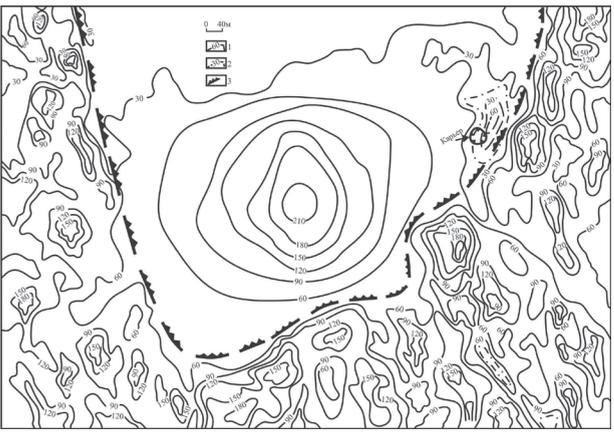


Рис. 3. Магнитное поле над взрывным телом Дильмачикского месторождения золота. Изолинии приращений вертикальной составляющей индукции поля в нанотеслах (1,2 – положительные, нулевые соответственно), 3 – граница кальдеры.

первые десятки метров. Магнитное поле характеризуется достаточно простой структурой, что позволяет уверенно картировать их пространственное положение. Однако вопрос о прогнозе оруденения (на каком участке зона имеет промышленно значимую минерализацию) в этом случае остаётся открытым. Уверенно можно говорить о том, что известные проявления золоторудной минерализации картируются слабыми отрицательными аномалиями магнитного поля и за их пределами оруденение не установлено.

Необходимо отметить, что, хотя во всех приведённых примерах золотое оруденение приурочено к отрицательным аномалиям магнитного поля, причины этого различны. Если для жильных и взрывных структур отрицательное магнитное поле обусловлено разложением магнетита в гидротермальном процессе и преобразованием его в немагнитные сульфиды, то для рудных зон Бодайбинского района причина существования отрицательных аномалий другая. Результаты ранее проведённых различными исполнителями петрофизических исследований позволяют говорить о том, что дело – в обратной намагниченности пирротина.

Таким образом, очевидно, что, несмотря на различия в геологическом строении, условиях образования и морфологии, золоторудные месторождения находят своё отражение в магнитных полях. А использование модельного подхода для их анализа позволяет, в большинстве случаев (при соответствующих масштабах съёмки), получать дополнительную информацию о строении, морфологии и золотоносности рудных тел

1. Ерофеев Л.Я. Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. Томск: Изд-во Томского университета, 1989. 157 с.
 2. Ерофеев Л.Я., Орехов А.Н. О возможностях магниторазведки при изучении золотоносных взрывных структур // Разведка и охрана недр. 2009. №7. С. 35-37.

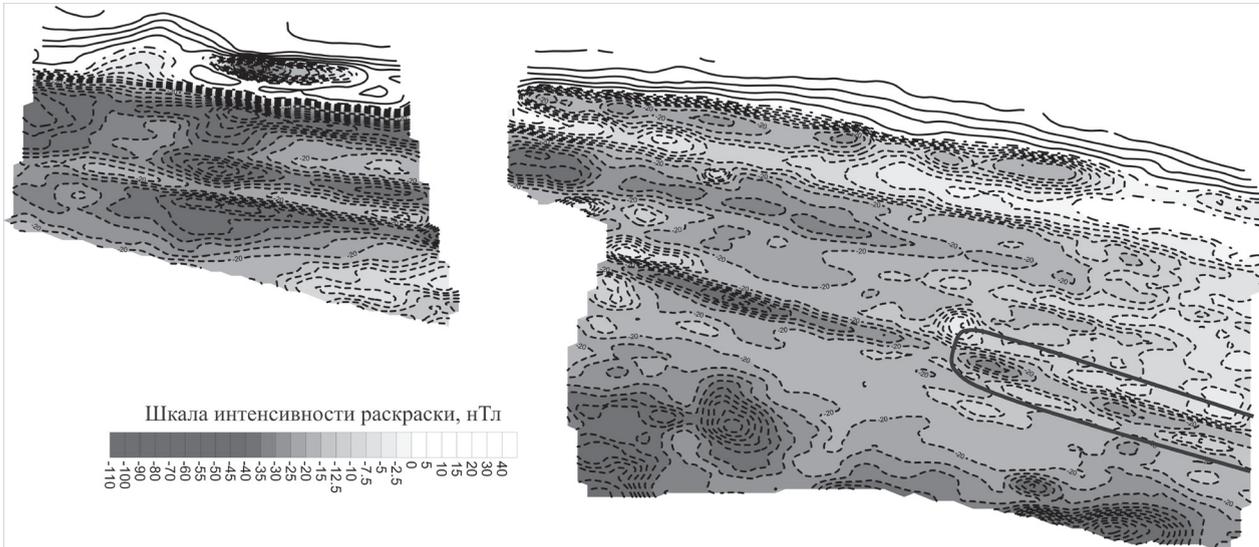


Рис. 4. Фрагмент магнитного поля золоторудного проявления (Бодайбинский район). Показано положение известной рудной зоны.

ЛИНЕАМЕНТЫ И РУДНЫЕ ГИГАНТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

А.М. Жирнов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
Биробиджан, zhantmich@yandex.ru

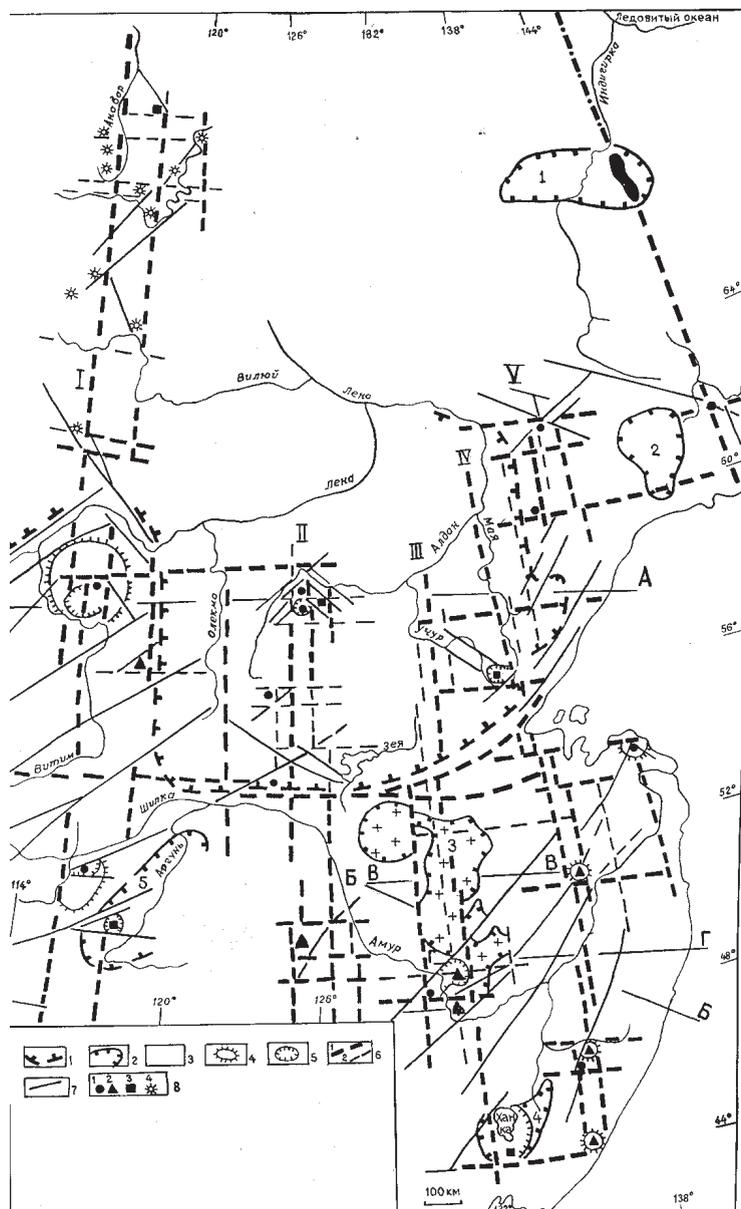


Рис. 1 Линеаменты и рудные гиганты Северо-Восточной Азии.

1- граница Сибирской платформы; 2 – срединные массивы древних пород; 3 – территории фанерозойских образований; 4 – крупные своды; 5 – крупные рудоносные впадины; 6 – древние разломы; 7 – разломы, активно проявленные в фанерозое; 8 – месторождения: 1 – золота; 2 – редких металлов, железа; 3 – урана; 4 – алмазов.

месторождений связаны с интрузивами ультрабазитового состава, другие с интрузивами гранитоидного состава - грейзеновые, альбититовые, скарновые месторождения. Универсальная общность данной закономерности имеет силу металлогенического закона. Следовательно, **первый закон металлогении формулируется как «закон пространственной и парагенетической связи определенных групп эндогенных месторождений с определенными типами магматизма и геолого-тектонических структур»** [4, с. 3].

Решающее значение для металлогении эндогенных месторождений имеет тектонический фактор, в первую очередь

Постановка вопроса. Геологические и металлогенические науки достигли к настоящему времени высокого уровня развития. Территории России и стран СНГ покрыты государственными мелкомасштабными (1:1 000 000) и среднемасштабными (1:200 000) геологическими и геофизическими съемками, установлены основные региональные металлогенические подразделения – рудные пояса, рудные провинции и области, рудные районы. В пределах региональных металлогенических структур установлены региональные, а часто и районные, закономерности в пространственном распределении эндогенных месторождений. Во многих регионах определены факторы закономерного формирования конкретных месторождений среднего, крупного и уникального масштаба.

Однако, установленные закономерности пространственного размещения месторождений рассеяны во многих опубликованных работах последнего десятилетия XX в. В новом XXI в. количество публикаций по металлогении эндогенных месторождений существенно снизилось. Особенно уменьшилось внимание к разломной тектонике территорий, хотя именно она играет нередко решающую роль для формирования эндогенных месторождений. Кроме того, в настоящее время существенно обострились также проблемы локального прогнозирования месторождений полезных ископаемых и поисков конкретных месторождений на установленных перспективных участках.

Целью данного сообщения является привлечение внимания к важной роли разломов, особенно крупных – на уровне линеаментов, для локализации крупномасштабного оруденения и иллюстрация ряда конкретных рудных объектов, локализованных в тесной связи с тектоническими факторами.

Законы металлогении. Одной из наиболее важных общих закономерностей размещения эндогенных месторождений в земной коре является тесная пространственная и генетическая связь многих групп полезных ископаемых с определенными геолого-тектоническими обстановками. Одни группы

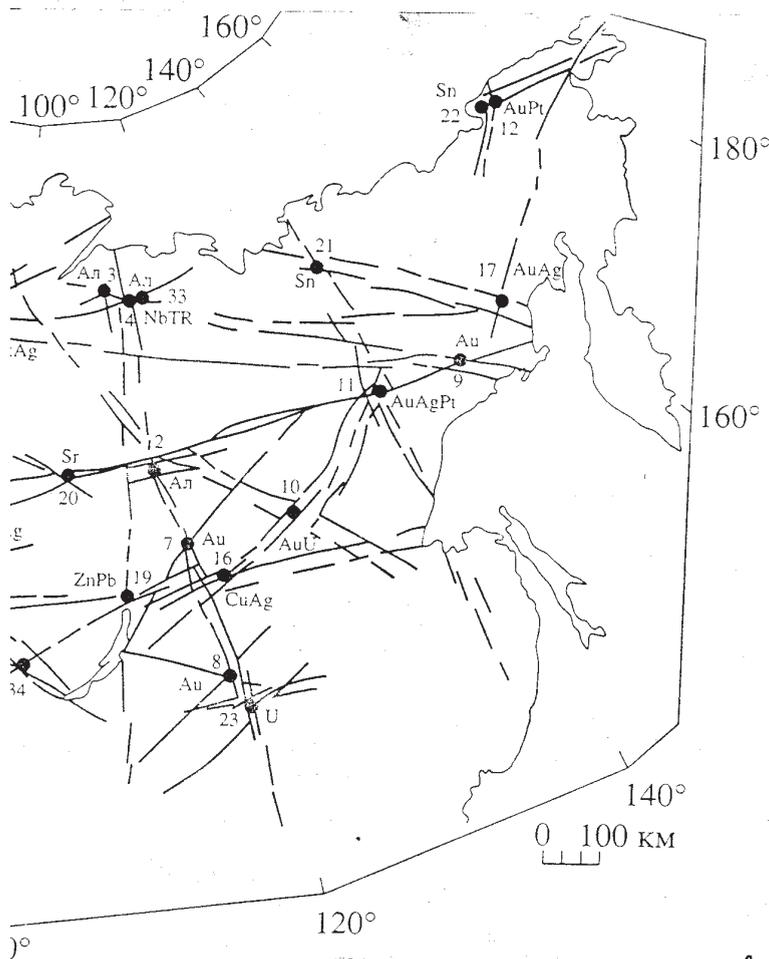


Рис.2 Линеаменты и рудные гиганты Востока России по космическим снимкам [3]

приведены линеаменты и их фрагменты по результатам дешифрирования указанными методами.

Рудные гиганты. В узлах пересечения ряда линеаментов Северо-Восточной Азии локализованы многие крупнейшие месторождения и рудные районы разных металлов и алмазов. Это конкретные эмпирические факты, и эти факты, в сочетании с приведенными законами металлогении, являются реальной теоретической основой для прогнозирования в пределах Северо-Восточной Азии новых крупных рудных полей и месторождений эндогенных полезных ископаемых.

1. Жирнов А.М. Линеаментная тектоника и металлогения Дальнего Востока // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. К 100-летию Е.А. Радкевич. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 266-278.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под редакцией Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1986. 751 с.
3. Перцов А.В., Антипов В.С., Гальперов Г.В., Турченко С.И. Линеаментная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России:// Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 1. С. 87-89.
4. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.

связь с крупными разломами, к которым приурочено большинство месторождений. На основе этой связи формулируется **второй закон металлогении** - «**линейное, поясовое, размещение рудных месторождений является законом пространственного размещения рудных месторождений в земной коре**» [4, с. 83].

Важнейшим эмпирическим фактом локализации месторождений является преимущественная приуроченность их к узлам пересечения и сочленения разрывных нарушений. Отсюда следует **третий закон металлогении**: «**с очевидностью устанавливается факт закономерного «регулярного» расположения месторождений в узлах пересечения разрывных структур различных порядков, из которых наиболее крупные рассматриваются как линеаменты...**» [2, с. 47].

Линеаменты. Важная роль линеаментов – разломов длиной 300-500 км и более, обусловлена большим проникновением их на глубину – до 100 км и более, и вскрытием ими крупных мантийных резервуаров металлосодержащих флюидов. Однако на геологических картах регионов линеаменты, как правило, не показаны, поскольку многие площади перекрыты покровом молодых отложений и недоступны геологическому картированию. Для их расшифровки требуется отдельный анализ геологических карт и дополнительные данные геофизики, геоморфологического и аэро-космоструктурного дешифрирования топографических, географических карт и аэро-космоснимков [1]. На рис. 1, 2

К ВОПРОСУ ОБ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН Республики Саха (Якутия),
Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Открытие в Республике Саха (Якутия) первых коренных и россыпных промышленных месторождений алмазов привело к концентрации основных объемов прогнозно-поисковых работ на её территории. Перспективы остальных потенциально алмазоносных территорий Сибирской платформы остались до настоящего времени не реализованными. В их число входит Тунгусская алмазоносная субпровинция (бассейн р. Нижняя Тунгуска и Присаянье), расположенных на юго-западе Сибирской платформы, где геологоразведочные работы в течение последних более 50 лет велись в крайне незначительных объемах. Это касается Саяно-Тунгусской алмазоносной области (бассейн р. Нижняя Тунгуска) и юга Иркутской области (Присаянье). И если на севере Иркутской области открыты алмазоносные россыпи и проявления в бассейнах рек Тетя, Большая Ерёма, Непя, Нижняя Тунгуска, Апка и Илимпея, то в Присаянье выявлены жильные тела алмазоносных кимберлитов докембрийского возраста (1250 млн. лет), а в пределах Чадобецкого поднятия установлены кимберлиты мезозойского возраста. О результатах изучения редких алмазов из коренных источников Присаянья (слюдяные кимберлиты с преобладающим оранжевым гранатом) известно, что это кристаллы (Ингашинский ореол) ромбододекаэдрического габитуса, дефектные, трещиноватые, большая часть из них – обломки. Отметим, что алмазоносные россыпи и проявления Присаянья вплотную подходят к пластобразным трапповым интрузиям либо к гранатосодержащим дайковым телам, которые, на наш взгляд, могли при своём внедрении метаморфизировать залегающий ниже древний вторичный коллектор. В Присаянье установлены проявления магматизма позднекембрийского (байкальского) и среднепалеозойского (раннегерцинского) возраста. К первому тектоно-магматическому циклу с возрастом 600-1100 млн. лет относятся габбро-диабазовая, щелочно-базальтоидная и щелочно-ультраосновная формации. Базитовый магматизм в Присаянье эволюционировал от габбро-диабазового нерсинского комплекса через трахибазальтовый кремешетского комплекса до щелочно-ультраосновных пород белозиминского комплекса. В рифейских и каледонских структурах Западного и Восточного Саяна получил развитие щелочно-базальтоидный и трахибазальтовый жерловый и дайковый магматизм раннегерцинского (от 326-356 до 380±40 млн. лет) возраста. На юге Восточной Сибири россыпные проявления алмазов были открыты в 1947-1956 гг. сотрудниками Амакинской, Орловской, Туруханской и Красноярской экспедиций в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска, в среднем течении р. Ангара, а также в Красноярском крае, когда было извлечено около 1000 алмазов. Сохранившаяся в ЦНИГРИ коллекция алмазов из Присаянья насчитывает 145 кристаллов общей массой 28,46 кар. Вероятнее всего данная коллекция представляет собой значительную часть из всех добытых алмазов (342 шт.) Чуно-Бирюсинской области, охватывающей среднее течение рек Чуна и Бирюса с их притоками (Туманшет, Топорок, Катарма, Чукша, Тангуй). Это одна из алмазоспутниковых областей на юге Сибирской платформы, где выявлены протяженные аллювиальные россыпи (реки Чукша и Тангуй) с содержанием алмазов на отдельных участках до 7 мг/м³. В долине Бирюсы известны два района с алмазоносным аллювием. При анализе особенностей географической локализации алмазов выделяются три ореола: Чукшинский, Тангуй-Удинский и Ингашетский. В изученной нами совместно с В.И. Коптилем коллекции ЦНИГРИ присутствует алмаз массой 7,46 кар, представляющий собой прозрачный бесцветный поврежденный октаэдр со сноповидной штриховкой I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (1963), высокого ювелирного качества, баз трещин и включений, с признаками слабого ожелезнения, зелеными пятнами пигментации радиационного происхождения и механическим износом выкрашивания с фигурами удара на ребрах. Величина изученных алмазов колеблется в значительных пределах – от мелких кристаллов массой 1,4 мг до камней крупного класса массой 7,46 кар. По количеству находок резко (около 2/3) преобладают кристаллы класса -2+1 мм при полном отсутствии более мелких кристаллов, что, по-видимому, связано с применяемой в те годы методикой опробования, рассчитанной на извлечение кристаллов крупнее 1 мм. По массе находок наиболее продуктивным является класс -4+2 мм (58,6%) при высокой (26,2%) доле класса -16+8 мм. Отражением наблюдаемого распределения алмазов по гранулометрии является высокая средняя масса кристаллов (39,0 мг) и даже без ураганной находки (29,2 мг), что близко к средней массе кристаллов из россыпей Урала, имеющих сложную экзогенную историю.

Характерной особенностью изученных 145 кристаллов Присаянья является резкое (97,9%) преобладание бесцветных, реже эпигенетически окрашенных в дымчато-коричневые (из-за пластической деформации), а также зеленые цвета морской волны и желто-бурые (из-за пигментации радиационного происхождения) алмазов I разновидности по Ю.Л. Орлову различной морфологии. Встречены также по одному равномерно окрашенному в янтарно-желтый цвет кубу II разновидности, бесцветному полубалласу VI разновидности и серовато-стальному карбонадо «бразильского» («уральского») типа X разновидности. По своим кристалломорфологическим особенностям среди алмазов I разновидности преобладают (48,9%) типичные округлые алмазы «бразильского» типа, в основном, додекаэдрониды, реже (4,8%) октаэдрониды. Следует отметить довольно высокое (23,5%) содержание кристаллов октаэдрического габитуса, в основном, со сноповидной штриховкой (7,6%) и полицентрически растущими гранями (7,7%), а также плоскогранных остросеберных октаэдров (3,4%) при сравнительно невысоком содержании кристаллов переходной формы (7,6%) и ламинарных ромбододекаэдров (9,6%). Следует отметить преобладание гладкогранных скрытослоистых округлых алмазов (до 31%) над додекаэдронидами с шагренью и полосами пластической деформации (17,9%). У части типичных округлых алмазов (6,2%) отмечаются додекаэдрониды с кавернами, причём в отличие от алмазов из кимберлитовых тел Якутии и россыпей

северо-востока Сибирской платформы, каверны не имеют параллельной штриховки на их днище. Следствием связи кристалломорфологических особенностей изученных алмазов с их крупностью является резкое (почти в 3 раза) уменьшение количества октаэдров с одновременным аналогичным увеличением содержания ламинарных ромбододекаэдров, а также октаэдров (в 8 раз) с увеличением крупности (в классе -4+2 мм по сравнению с классом -2+1 мм) при практически равной концентрации додекаэдров различных классов крупности. Следует отметить присутствие (1,4%) тригонтриоктаэдров травления, отсутствующих в известных кимберлитовых телах Якутии и встречающихся единицами в некоторых россыпях центральной (россыпь Новинка возле трубки Интернациональная) и северо-восточной частей Сибирской платформы (Муно-Тюнгский, Приленский, Нижнее- и Среднеоленекский и Анабарский алмазоносные районы). Карбонадо «бразильского» типа X разновидности массой 1,06 кар относится к классу -8+4 мм. По своим типоморфным особенностям алмазы класса -4+2 мм приближаются к таковым из россыпей бассейна р. Нижняя Тунгуска, Урала и Среднего Тимана, что может подтверждать мнение отдельных исследователей о приуроченности округлых алмазов к периферийным частям древних платформ и их складчатого обрамления.

Подавляющее большинство изученных кристаллов представлено монокристаллами (87%) при полном отсутствии незаконномерных, параллельных сростков и вrostков. Среди двойников по шпинелевому закону наблюдаются как простые двойники додекоэдров (6,2%), так и двойники октаэдров треугольной формы (6,2%), что также сближает их с алмазами из россыпей бассейна р. Нижняя Тунгуска, Урала и Среднего Тимана. Для алмазов характерно высокое (70,4%) содержание кристаллов с признаками природного травления, представленных преимущественно леденцовой скульптурой в виде сглаживания (оплавления) вершин, ребер с гранных швов кристаллов, независимо от их морфологии. Шрамы, матировка и коррозия редки (1,4-2,1%). Более широким распространением (2,8-6,2%) пользуются дисковая скульптура, тригонтриоктаэдровиды, черепитчатая скульптура и, особенно, каверны. Последние отмечаются своеобразной поверхностью без параллельной штриховки на днище, сглаженные леденцовой скульптурой. Характер двойников и скульптур травления практически не зависит от крупности алмазов. По скульптурам травления изученные алмазы близки к кристаллам бассейна р. Нижняя Тунгуска, а также Урала, Среднего Тимана и отличаются от россыпей северо-востока Сибирской платформы, среди которых доминируют шрамы. Изученным алмазам присуща также высокая степень прозрачности при преобладании кристаллов категории «весьма прозрачные» (43,4%) и чистой воды (11,7%). Примечательно, что содержание последних среди изученных алмазов наиболее высокое на Сибирской платформе, наряду с россыпями бассейна р. Нижняя Тунгуска, что опровергает появившиеся в печати сведения о высоком содержании в россыпях юго-запада описываемой платформы алмазов дефектных, корродированных, трещиноватых. Общее содержание окрашенных алмазов довольно высокое (42,1%), в основном за счёт приповерхностной бледно-зеленой окраски цвета морской волны радиационного происхождения (16,6%), которая снимается при их огранке в бриллианты. Из других видов окраски в повышенном, по сравнению с другими регионами, количестве встречается соломенно-желтая (4,8%) и своеобразная желто-бурая (из-за отжига окраски цвета морской волны при $t > 550^{\circ}\text{C}$) алмазов I разновидности. Содержание кристаллов I разновидности с лилово-коричневой (из-за пластической деформации) окраской сравнительно невысокое (13,1%). При этом следует отметить присутствие заметного (3,4%) количества алмазов с благородной розово-фиолетовой окраской альмандиноподобного цвета средней интенсивности, похожей на близкий тип окраски из лампроитовой трубки Аргайл (Австралия). Общее содержание алмазов с признаками слабого ожелезнения по приповерхностным трещинам является очень низким и составляет всего 5,5% общего количества кристаллов, что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии условий корообразования как в древних вторичных коллекторах, так и россыпях современного возраста.

Изученным алмазам присуще сравнительно низкое (25,6%) содержание кристаллов с твердыми включениями, среди которых доминируют (17,2%) эпигенетические графит-сульфидные в виде розеток, незначительно ухудшающие качество алмазного сырья. Абсолютное содержание твердых сингенетических включений в алмазах является достаточно высоким по сравнению с большинством известных россыпей Сибирской платформы, Урала и Среднего Тимана, составляя 8,3% общего количества включений. Не менее половины из них (55%) составляют включения эклогитовой ассоциации, среди которых надежно диагностированы оптическими методами три находки граната оранжевого цвета пиропальмандинового состава и две – омфацита бледно-зеленого цвета. Четыре бесцветных включения кубооктаэдрического габитуса условно отнесенных к оливину, а одно зерно смоляно-черного цвета с красноватым оттенком – к хромшпинелиду. Встречено также одно пластинчатое включение черного цвета, условно отнесенное к ильмениту эклогитового парагенезиса. В одном из алмазов (0,7%) встречено эпигенетическое включение сульфида гидротермального генезиса, что свидетельствует о незначительной сульфидизации древних вторичных коллекторов Присаянья. Для изученных алмазов характерна высокая степень сохранности (целостность) при господстве (64,8%) целых и в незначительной степени поврежденных кристаллов, что сближает их с индивидами из других частей Сибирской платформы (бассейна р. Нижняя Тунгуска, северо-восток Сибирской платформы), Урала и Тимана с преобладанием кривогранных типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа, а также россыпей, сформированных за счет размыва терригенных докембрийских формаций. Для изученных алмазов характерно низкое (в сумме 14,8%) содержание расколотых кристаллов, обломков и бесформенных осколков. Сколы на алмазах в основном аллювиальные (3,4%) или техногенные (9,0%). Наблюдается высокое (22,7%) содержание кристаллов с механическим износом, где нами выделяется износ выкрашивания (15,1%) на битых и колотых индивидах, то есть на каждом третьем их них наблюдаются фигуры удара в виде насечки на ребрах кристаллов, в основном целых (4,8%), а также ромбический узор трещин (2,8%). Не исключено, что последний проявляется на изношенных алмазах при их термальном региональном метаморфизме в древних вторичных коллекторах докембрийского возраста, так как он отсутствует на кристаллах из более молодых вторичных коллекторов позднепалеозойского (Мало-Ботуобинский и Приленский алмазоносный районы) и мезозойского возраста

(позднетриасового в Нижнеленском, позднеюрского в Приленском и раннемелового в Анабарском алмазоносных районах). Среди изученных кристаллов полностью отсутствует механический износ «истирания», преобладающий (10-45%) в разновозрастных россыпях северо-востока Сибирской платформы, а также присутствующий (до 10%) в россыпях Урала. Содержание алмазов с механическим износом среди изученных кристаллов в классе -4+2 мм (30,2%) почти в 2 раза выше по сравнению с классом -2+1 мм (17,0%), что является общей тенденцией в россыпях со сложной экзогенной историей. Изученные алмазы отличает очень высокая степень трещиноватости, причём среди них присутствуют только единичные глубокие трещины (10,3%) и совершенно нет на единичных поверхностных, ни многочисленных поверхностных и глубоких трещин, что может свидетельствовать о сложной истории алмазов, их неоднократном перемыве и переотложении во вторичных коллекторах различного возраста и генезиса, начиная от докембрийского возраста, в процессе которого были уничтожены все дефектные кристаллы и резко улучшилась степень их сохранности (целостность). Целостные алмазов резко (более чем в 1,5 раза) увеличивается в классе -4+2 мм, где целые и в незначительной степени поврежденные кристаллы составляют 79%, что обычно характерно для докембрийский алмазопроявлений. В отличие от степени сохранности алмазов, их трещиноватость является низкой независимо от крупности. Среди изученных алмазов Присаянья преобладают целые высокопрозрачные бесцветные кристаллы, их высокое качество приближается к таковому алмазов из россыпей Урала в сопоставимых классах крупности, их цена достигает 200-300 дол./кар. Это позволяет, по аналогии с Уралом, предположить, что россыпи Присаянья могут оказаться рентабельными для эксплуатации даже при убогих содержаниях алмазов. Необходимо отметить, что наряду с преобладанием алмазов с признаками древности, в изученной коллекции встречены и предположительно «свежие» индивиды без леденцовой скульптуры в классе -2+1 мм, составляющие всего 2-4% общего количества изученных алмазов. Это, на наш взгляд, может свидетельствовать о незначительном влиянии предполагаемых коренных источников фанерозойского возраста с октаэдрическими кристаллами на общую алмазоносность россыпей Присаянья. Особенностью изученных кристаллов является максимальное количество пигментированных камней с зелеными и, особенно, бурными пятнами, что является типоморфным признаком кристаллов из терригенных алмазоносных формаций мира докембрийского возраста. Это может свидетельствовать также о существовании в Присаянье высокотемпературных интрузивов основного состава (дайки, штоки), внедрение которых привело к региональному метаморфизму алмазоносных древних коллекторов, вероятно, докембрийского возраста (наподобие свиты Витваттерсранд в Южной Африке), одновременно несущих урановую, редкометальную и золотую минерализацию.

Таким образом, подводя итоги комплексного исследования алмазов Присаянья, следует отметить, что они характеризуются в целом сходством типоморфных особенностей, которые сближают их с кристаллами некоторых складчатых областей России (Урал и Северный Тиман). В свою очередь они схожи с алмазами из известных докембрийских алмазоносных формаций мира, к которым относятся, прежде всего, различные регионы Южной Африки (Сьерра-Леоне, Центрально-Африканская республика) и Бразилии. Общими чертами, сближающими россыпи двух пространственно разобщённых регионов Саяно-Тунгусской области (бассейн р. Нижняя Тунгуска и Присаянье) является: преобладание типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа I разновидности в ассоциации с балласами VI и карбонадо X разновидностей; низкое содержание двойников и сростков; высокое содержание кристаллов с признаками природного травления (леденцовая скульптура оплавления, каверны, дисковая и черепитчатая скульптуры); высокая степень прозрачности; низкое содержание кристаллов с лилово-коричневой и относительно высокое – с бледно-зеленой окраской цвета морской волны, а также зелеными пятнами пигментации радиационного происхождения; сравнительно очень высокое содержание алмазов с бурными пятнами пигментации и буровато-желтой окраской радиационного происхождения; низкое содержание эпигенетических графит-сульфидных включений и сравнительно высокое – сингенетических включений, среди которых преобладают минералы эклогитовой ассоциации (оранжевый гранат и омфацит); высокое содержание кристаллов со своеобразным механическим износом (выкрашивание, фигуры удара и ромбический узор трещин) при отсутствии механического износа «истирания», характерного для россыпей северо-востока Сибирской платформы и, в меньшей степени, Урала; высокое качество алмазного сырья. Все эти признаки свидетельствуют о множественности коренных источников алмазов на описываемой территории, которых может быть не менее трех. О вкладе одного из них говорит значительное (~30%) содержание кристаллов октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов I разновидности, характерных для богатых кимберлитовых тел I типа первоисточников фанерозойского возраста. Вместе с тем в целом преобладают (около 50%) округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа I разновидности II типа первоисточника (кимберлитовые тела с убогой алмазоносностью и кимберлитовые жилы), являющиеся типоморфными для терригенных алмазоносных формаций докембрийского возраста. В ассоциации с ними встречаются такие типоморфные для формаций докембрийского возраста алмазы, как балласы VI разновидности и карбонадо X разновидности, для которых предполагается некимберлитовый генезис. Следует также отметить и присутствие среди алмазов Присаянья желтовато-оранжевых кубоидов II разновидности, близких по своим типоморфным особенностям к алмазам метаморфогенного генезиса «кумдыкольского типа» (первоисточник III типа). Все эти сведения надо учитывать при постановке прогнозно-поисковых работ на алмазы на перспективных участках этого региона.

МИНЕРАГЕНИЯ АЛМАЗА В КИМБЕРЛИТАХ (НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Н.Н. Зинчук
Западно-Якутский научный центр АН РС(Я),
Мирный, nziinchuk@rambler.ru

Минерагенические особенности алмаза в коренных месторождениях рассмотрены нами на примере Накынского кимберлитового поля, выделенного в 1994 г. геологами Ботуобинской ГРЭ АО «АЛРОСА» в пределах Среднемархинского алмазоносного района Сибирской платформы, охватывающего территорию среднего течения р. Марха и верхнего течения р. Тюкян (левые притоки р. Вилюй). Геолого-структурные особенности Среднемархинского района определяются его приуроченностью к зоне сочленения кратонной и депрессионно-деструктивной областей центральной части Сибирской платформы. Основными структурами кратонной области, в пределах которой открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская, а также тело Майское, являются: на севере – южная оконечность Анабаро-Оленекской антеклизы, на северо-западе – Сюгджерская седловина, и на юго-востоке – северная часть Вилюйской синеклизы. Через весь район в направлении от Мирнинского кимберлитового поля проходит Вилюйско-Мархинская зона глубинных разломов северо-восточного простирания. Накынное кимберлитовое поле рассматривается в пределах тектонического блока (20×30 км), которое разделено разломами на два примерно одинаковых по площади блока, ограниченных крупными зонами ортогональных разломов, которые хорошо вычлениаются по геофизическим данным. Разломы имеют северо-восточное и северо-западное простирание. Первые – более протяженные и прямолинейные, вторые – часто прерывистые, в плане дуго- и кулисообразные. Выполнены эти разломы крутопадающими дайками долеритов. Нарушения северо-восточного простирания представляют собой отдельные ветви гигантской системы разломов среднепалеозойского Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. Разломы северо-западного направления более поздние по отношению к основным (северо-восточным). Тектонические нарушения, образующие рудоносные блоки и ограничивающие их, являются разломами второго порядка по отношению к системе глубинного разлома Вилюйско-Мархинской тектонической зоны. Структура рудного узла трубок Ботуобинская и Нюрбинская характеризуется проявлением локальных разрывных дислокаций, картируемых во вмещающих их осадочных толщах в пределах околотрубочного пространства.

Кимберлитовая трубка *Ботуобинская* была открыта геологами Ботуобинской ГРЭ в 1994 году в истоках руч. Дьяхтар-Юрэгэ (левый приток р. Марха) в Западной Якутии. Трубка перекрыта 80-метровой нижеюрской осадочной толщей. Диатрема является сложным двояким кимберлитовым телом, северо-западная часть которого представляет собой дайкообразное тело северо-восточного простирания, а северо-восточная имеет форму типичной трубки в виде овала. Месторождение слагает две фазы кимберлитов. Более ранняя представлена порфировым кимберлитом, слагающим дайковую часть трубки на глубине и практически не выходящим на поверхность. Более поздняя фаза взрывных кимберлитовых брекчий слагает верхнюю часть дайкообразного выделения и вертикальный канал трубочного тела в северо-восточной части месторождения. В верхней части тела сохранились породы кратерной фации, характерные также для некоторых трубок Далдыно-Алаkitского алмазоносного района. Северо-восточная часть диатремы сложена преимущественно крупнообломочной кимберлитовой брекчией. В остальной же части преобладают порфировые кимберлиты и автолитовые кимберлитовые брекчии. Первым свойственна массивная текстура и преимущественно крупнопорфировая структура, а во вторых отмечаются различного размера автолиты. В составе индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) установлены гранаты, хромшпинелиды, реже встречаются хромдиопсиды и ильмениты. В верхних горизонтах трубки установлена остаточная кора выветривания, в которой доминируют в различной степени изменённые брекчии и глинистые образования различной пёстрой окраски. Проведённые совместно с В.И. Коптилем комплексные изучения большого количества алмазов из этого месторождения показали, что их особенности довольно близки по разведочным блокам на глубину диатремы. Практически не отличаются особенности алмазов из автолитовой брекчии по результатам kernового и крупнообъемного опробования. В целом в трубке Ботуобинская преобладают бесцветные, реже, эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета (из-за пластической деформации) кристаллы I разновидности (по классификации Ю.Л. Орлова, 1963), преимущественно октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов (в сумме >50%), среди которых в повышенном количестве встречаются плоскогранные октаэдры, что присуще минералу из трубок Мир и Интернациональная в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе. Доминируют кристаллы со сноподобной штриховкой и полицентрически растущими гранями, а среди ламинарных ромбододекаэдров – с занозистой штриховкой и блоковой скульптурой. Типоморфная особенность алмазов трубки Ботуобинская – очень низкое (менее 1%) содержание типичных округлых алмазов, встречающихся в мелком классе -1+0,5 мм, что сближает эту трубку с наиболее продуктивными кимберлитовыми телами Сибирской платформы (Айхал, Нюрбинская, Мир и Интернациональная). Другая важная типоморфная особенность алмазов трубки Ботуобинская – высокое содержание кристаллов IV разновидности с оболочкой (желтой, желто-зеленой, зеленой, молочно-белой и серой), однако оболочка более тонкая по сравнению с таковой на алмазах трубок Айхал и Нюрбинская при смещении цветовой гаммы в сторону желтых оттенков. Среди кристаллов с оболочкой выделяется два ряда: с молочно-белой до серой и желтой до желто-зеленой и зеленой. Содержание поликристаллических сростков алмазов VIII разновидности (борт) в трубке Ботуобинская минимально по сравнению с эксплуатируемыми месторождениями и не превышает первых процентов. Для трубки типично низкое содержание двойников и сростков, что сближает их с месторождениями Мирнинского кимберлитового поля. Содержание кристаллов с признаками природного травления повышено по сравнению с таковыми для эксплуатируемых месторождений Якутии, причём доминируют шра-

мы, реже коррозия, матировка и обратнопараллельные треугольные впадины. Особенность алмазов трубки Ботуобинская – сравнительно низкое содержание окрашенных кристаллов. Наиболее распространённая окраска – лилово-коричневая слабой интенсивности. Реже встречается желтая, желтовато-зеленая, молочно-белая, серая и черная. Количество твердых включений заметно ниже по сравнению с алмазами эксплуатируемых месторождений (особенно Далдыно-Алакитского алмазоносного района). Содержание сингенетических включений минимально среди всех известных месторождений. Доминируют сингенетические включения ультраосновной ассоциации (оливин+хромит, реже пироп малиновой окраски), однако распространённость включений малинового пироба по сравнению с хромитом почти на порядок выше, чем в других месторождениях. Сравнительно часто встречаются включения эклогитовой ассоциации (оранжевый гранат+омфацил). Содержание примесного азота в форме А-центра является сравнительно высоким. Около половины всех изученных алмазов содержат примесный азот в форме В1-дефекта. В целом по содержанию оптически-активных центров алмазы трубки Ботуобинская занимают промежуточное положение между аналогичными минералами из кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского алмазоносных районов, более приближаясь к последнему.

Кимберлитовая трубка *Нюрбинская* расположена в верховье руч. Дюлонг-Оту (правый приток р. Накын) и приурочена к осевой линии Дьяхтарского разлома. Она прорывает алевритисто-глинисто-карбонатные отложения позднекембрийского и раннеордовикского возраста, перекрывается толщей терригенных ниже-среднеюрских отложений (укугутская и сунтарская свиты) и дезинтегрированными продуктами выветривания кимберлитов мощностью до 60 м. На уровне эрозионного среза трубка имеет эллипсоидную форму. В вертикальном разрезе морфология трубки близка к диатреме с каналом цилиндрического типа. По результатам геологов Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА» установлено, что существенным структурным элементом трубки является нарушение морфологии ее тела вследствие внедрения мощной интрузии траппов субщелочного состава. Сложена интрузия темно-серыми мелко-среднезернистыми долеритами. Её внедрение привело к образованию вдоль границ зоны метасоматически изменённых пород. Кроме того, на глубинах 124,4-126,5 м в пределах западного фланга выявлено жильное тело кимберлитов. Сложена трубка автолитовой кимберлитовой брекчией, в которой выделяются мелко-среднеобломочные брекчии центральной части рудного столба и карбонатные кимберлитовые брекчии приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов. В зеленоватых или голубовато-серых мелко-среднепорфировых автолитовых брекчиях центральной части трубки отмечено постоянное присутствие (5-18% общего объема кимберлитов) мелких (до 20 мм) обломков вмещающих пород. В переменном количестве отмечаются ксенолиты метаморфических (до 10%), кристаллических (до 10%) и глубинных мантийных пород. По характеру распределения алмазов по гранулометрии трубка Нюрбинская заметно отличается от эксплуатируемых месторождений Якутии, но сходна с трубкой Ботуобинской при ещё большем смещении распределения по массе в сторону крупных весовых разрядов. По кристалломорфологическим особенностям среди изученных алмазов резко преобладают бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы I разновидности при повышенной доле, по сравнению с другими месторождениями Якутии (кроме трубок Айхал и Ботуобинская), алмазов IV разновидности с окрашенной в желто-зеленые и серые цвета оболочкой. Среди алмазов I разновидности преобладают кристаллы октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов, суммарное содержание которых выше количества ламинарных ромбододекаэдров при очень низких содержаниях типичных округлых алмазов и бесцветных кубоидов. Характерно также для мелких классов высокое содержание бесформенных осколков, в основном протоматического генезиса. Отличия кристалломорфологических особенностей алмазов по разведочным блокам в целом незначительны как по габитусу и морфологическим типам, так и по генетическим разновидностям. В частности, с увеличением крупности алмазов увеличивается суммарная доля кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов, а также алмазов с оболочкой IV разновидности при очень низком содержании бесформенных осколков и полном отсутствии округлых алмазов. Распределение алмазов IV разновидности неравномерное с тенденцией уменьшения их содержания на глубоких горизонтах. Среди алмазов IV разновидности преобладают кристаллы октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов над кубами, причём для последних характерны большая толщина оболочки, а также интенсивность окраски. По характеру окраски алмазов IV разновидности выделяются два ряда – желто-зеленые и молочно-белые, причём первые преобладают. О присутствии в трубке Нюрбинская значительного количества алмазов с оболочкой IV разновидности свидетельствуют результаты сравнения типоморфных особенностей кристаллов, извлеченных методами рентгенопросмотра и химического разложения кимберлитов. Последний обеспечивает более полное извлечение всех разновидностей алмазов, независимо от их рентгенолюминесцентных свойств, положенных в основу технологии извлечения на обогатительных фабриках. С учётом этого можно ожидать увеличения извлечения слаболоминесцирующих алмазов IV разновидности на 5-10% в классах крупности -4+2, -8+4 и крупнее, по которым пока извлечено и изучено непредставительная коллекция кристаллов.

Комплекс минералогических и физических особенностей алмазов VIII разновидности (морфология и характер сростков, окраска, цвет фотолуминесценции, характер распределения включений графита) близок к таковому кристаллов этой генетической группы из трубок Мир и Ботуобинская. Заметна тенденция к увеличению содержания алмазов VIII разновидности с увеличением крупности от -0,5+0,2 до -4+2 мм более чем в 2 раза. По морфологическим типам кристаллов I разновидности преобладают индивиды со сноподобной и занозистой штриховками с блоковой скульптурой при довольно низком содержании алмазов с полицентрически растущими гранями. Следует отметить высокое (5-15%) содержание плоскогранных октаэдров «мирнинского» типа в классе -8+4 мм, представленных наиболее высококачественными камнями. Суммарное содержание двойников и сростков (7,6%) является наиболее низким по сравнению с эксплуатируемыми коренными месторождениями Якутии. Содержание алмазов с признаками природного травления в целом невысокое (22,7%), причём среди дефектов резко преобладают шрамы при сравнительно низком количестве камней с кавернами, коррозией и матировкой. При этом количество протравленных алмазов увеличено в крупных классах. Степень проявления шра-

мов (каналов травления) является наиболее высокой по сравнению с алмазами кимберлитовых тел Мало-Ботубинского алмазоносного района. Содержание окрашенных камней одно из наиболее низких среди разведанных эксплуатируемых месторождений. Преобладает лилово- и дымчато-коричневая (из-за пластической деформации) окраска алмазов 1 разновидности, но содержание алмазов с такой окраской в несколько раз ниже по сравнению с трубками Удачная, Юбилейная, Айхал и Сытыканская (Далдыно-Алакитский алмазоносный район). В то же время для трубки Нюрбинская характерно сравнительно высокое (10% и более) количество камней с желтой, желто-оранжевой и зеленой окраской, представленных кристаллами с оболочкой IV разновидности, что сближает её с трубками Ботубинская, Айхал и Юбилейная. Характерной особенностью алмазов трубки Нюрбинская является сравнительно низкое (23,8%) содержание алмазов с твердыми включениями, которое увеличивается с увеличением крупности – до 57,1% в классе -8+4 мм. Среди включений преобладают эпигенетические графит-сульфидные. Отмечено также повышенное (20%) содержание включений эклогитового генезиса, представленных оранжевым гранатом. Пиропы малинового цвета не установлены. Среди включений ультраосновной ассоциации выявлены бесцветные кристаллы предположительно оливина и смоляно-черные зерна хромшпинелида. Особенностью алмазов характеризуемой трубки является преобладание (41,9%) кристаллов с розово-сиреневой фотолюминесценцией при примерно равном содержании камней с сине-голубым и желто-зеленым свечением, что сближает их с кристаллами из коренных месторождений Мало-Ботубинского района (трубки Мир и Интернациональная), а также с трубкой Ботубинская. Степень сохранности (целостность) алмазов является сравнительно невысокой при повышенном по сравнению с другими месторождениями количестве протообломков.

Таким образом, типоморфными особенностями алмазов Среднемархинского алмазоносного района являются: преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов 1 разновидности при сравнительно высоком содержании бесформенных осколков (особенно в мелких классах крупности) и практическом отсутствии типичных округлых алмазов. Содержание кристаллов октаэдрического габитуса резко увеличивается с увеличением крупности камней вместе с увеличением в этом же направлении количества плоскогранных острореберных кристаллов «мирнинского» типа (до 14,3% в классе -8+4 мм). Для района характерно наиболее высокое среди эксплуатирующихся месторождений (за исключением трубки Айхал) содержание окрашенных алмазов с оболочкой IV разновидности (до 10%), причём в трубке Нюрбинская оболочка алмазов имеет большую интенсивность окраски и большую толщину, чем в трубке Ботубинская. Для этих месторождений типично относительно невысокое (до 3%) содержание поликристаллических сростков УШ разновидности. Другими типоморфными особенностями алмазов являются наиболее низкие (7,4-11,3%) среди алмазов эксплуатируемых месторождений содержания двойников и сростков (в основном двойников по шпинелевому закону) и сравнительно высокое содержание кристаллов с признаками природного травления (шрамы, коррозия и матировка), высокая степень прозрачности и сравнительно небольшое количество окрашенных камней, среди которых преобладают лилово-коричневые I разновидности и желтовато-зеленые IV разновидности, низкое (1/4) содержание твердых включений, в основном эпигенетических графит-сульфидных. При этом отметим, что среди сингенетических включений доля включений эклогитового генезиса оценивается примерно в 20-30%, что является максимальной цифрой для алмазов эксплуатируемых месторождений Якутии. Фотолюминесценция алмазов описанных месторождений в основном однородная розово-сиреневая при низком (10-20%) количестве кристаллов с сине-голубым свечением, причём содержание последних в 2 раза выше в кимберлитах трубки Нюрбинская по сравнению с трубкой Ботубинская. Степень сохранности алмазов сравнительно низкая при резком преобладании камней с протоматматическими сколами и пониженной трещиноватостью. Характерной особенностью алмазов является также сравнительно высокое содержание примесного азота в форме А-центра. В целом по комплексу типоморфных особенностей алмазы Среднемархинского алмазоносного района занимают промежуточное положение между алмазами эксплуатируемых месторождений Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов. С первыми их сближает высокое содержание октаэдров (в том числе плоскогранных острореберных), небольшая роль двойников и сростков, малое количество лилово-коричневых камней и кристаллов с твердыми включениями, преобладающая розово-сиреневая фотолюминесценция и высокое содержание примесного азота в форме А-центра (всё это характерно для алмазов 1 разновидности), а также незначительная роль поликристаллических агрегатов VIII разновидности. Высоким содержанием окрашенных алмазов с оболочкой IV разновидности кристаллы из месторождений Среднемархинского алмазоносного района напоминают алмазы из трубок Айхал и Юбилейная (Далдыно-Алакитский район), но характеризуются спецификой окраски, толщины оболочки, скульптур травления. Всё это позволяет выделить «накынскую» минералогическую ассоциацию алмазов, отличающуюся по своим типоморфным особенностям от алмазов эксплуатирующихся месторождений Якутской алмазоносной провинции, а повышенная доля алмазов эклогитового генезиса в данной ассоциации свидетельствует о вертикальной неоднородности верхней мантии в этом перспективном регионе Сибирской платформы.

ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОЙ МИНЕРАЦИИ АЛМАЗА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я),

Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Северо-восточная часть Сибирской платформы характеризуется не только широким проявлением россыпной алмазности современного возраста, но и наличием разновозрастных вторичных коллекторов, имеющих площадной характер развития. Нами совместно с В.И. Коптилем изучено большое количество алмазов по 5 алмазоносным районам из разновозрастных вторичных коллекторов раннекарбонатового, позднекарбонатового, раннепермского, позднепермского, раннетриасового, познетриасового, раннемелового, раннеюрского, позднеюрского (ранневожжского), неоген-раннечетвертичного и четвертичного возрастов. Основная масса изученных алмазов характеризует древний вторичный коллектор Эбеляхской алмазоносной площади. Сравнительно меньше изучены нижнекарбонатные отложения Приленского и верхнетриасовые образования Нижнеленского алмазоносных районов. В Анабарском районе (Эбеляхская алмазоносная площадь) изучены алмазы из неоген-нижнечетвертичных отложений участка Верхний Биллях, образований IV надпойменной террасы р. Эбелях и нижнемеловых толщ из карстовых воронок на левобережье р. Эбелях. Величина изученных алмазов колеблется в значительных пределах – от мелких кристаллов массой менее 1 мг до довольно крупных камней в несколько карат. В целом для них характерна несколько пониженная крупность (для древних отложений) по сравнению с современными осадками, что подтверждает ранее отмеченную закономерность – уменьшение крупности алмазов по направлению к высоким эрозионным уровням долины р. Эбелях. Пониженная крупность кристаллов характерна и для нижнеюрских, нижнемеловых образований района, а также для неоген-нижнечетвертичных осадков участка Верхний Биллях, что, по-видимому, следует связывать с литолого-фациальным составом, гидродинамическими и неотектоническими условиями формирования древних вторичных коллекторов этой территории. Вместе с тем повышенный размер алмазов, близкий к крупности кристаллов из современных отложений, характерен для неоген-нижнечетвертичных осадков в нижнем течении побережья р. Эбелях. Необходимо отметить, что для нижнемеловых отложений установлена связь крупности алмазов с литолого-фациальным составом, в частности, повышенная их крупность приурочена к внутриформационным гравийно-галечным образованиям, а пониженная – к песчано-алевритисто-глинистым осадкам. По комплексу особенностей среди изученных алмазов заметно преобладают бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета (из-за пластической деформации) кристаллы I разновидности по Ю.Л. Орлову (1963) при значительном суммарном содержании типоморфных для россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазов V и VII разновидностей, меньшем количестве кристаллов II разновидности и редких находок алмазов IV, VI, VIII и XI разновидностей. Следует отметить относительно пониженное среднее содержание алмазов V и VII разновидностей в связи с пониженной крупностью осадков ряда вторичных коллекторов, что приводит к заметному улучшению качества камней. Высокое содержание алмазов V и VII разновидностей характерно для кор выветривания и отложений высоких террас в нижнем течении р. Эбелях, что объясняет их повышенное содержание в современных россыпях этой территории, образовавшихся за счёт неоднократного перемива и переотложения вторичных коллекторов района. С другой стороны, пониженное содержание алмазов V и VII разновидностей в современных отложениях истока р. Эбелях и уменьшение их крупности объясняется их происхождением за счет перемива неоген-нижнечетвертичных осадков с пониженным содержанием таких алмазов и мелкой размерностью основной массы кристаллов. По кристалломорфологическим особенностям среди алмазов I разновидности из древних коллекторов Эбеляхской площади присутствуют те же морфогенетические типы кристаллов, что и в современных отложениях, но их соотношение зависит от литолого-фациального состава отложений. Типоморфной особенностью алмазов из неоген-нижнечетвертичных отложений, а также образований IV надпойменной террасы является повышенное содержание среди них поликристаллов алмаза с лонсдейлитом XI разновидности (якутит) импактного генезиса. Общее содержание двойников и сростков среди изученных алмазов является довольно значительным и колеблется в пределах 1/3 – 2/3 общего количества кристаллов. Среди них преобладают двойники по шпинелевому закону и незакономерные сростки, а также их комбинации. Различия содержания двойников и сростков алмазов из разновозрастных отложений связаны с их крупностью, причем наиболее низкие их количества характерны для древних россыпей с пониженным размером кристаллов (неоген-нижнечетвертичные отложения участка Верхний Биллях). Содержание алмазов с признаками природного травления (шрамы, каверны, коррозия и матировка) среди изученных алмазов довольно высокие и составляют 2/3 – 4/5 общего количества кристаллов, при этом резко преобладают шрамы, а суммарное содержание индивидов с кавернами, коррозией и матировкой обычно не превышает 10-15%. Основную массу изученных алмазов составляют прозрачные камни при заметном содержании «полупрозрачных» индивидов. Несколько повышенная степень прозрачности характерна для алмазов неоген-нижнечетвертичных отложений участка Верхний Биллях. Общее количество окрашенных алмазов довольно высокое и колеблется в пределах 1/4 – 1/2 общего количества кристаллов, причём преобладает лилово-коричневая (из-за пластической деформации) окраска алмазов I разновидности и серая (из-за включений графита) камней V разновидности. Общее содержание ожелезненных алмазов достигает 1/4 – 4/5 количества всех кристаллов, преобладают камни с признаками слабого ожелезнения. Алмазы с зелеными пятнами пигментации встречаются повсеместно, а их общая концентрация не превышает первые проценты, причём в ряде случаев позеленение отмечается по трещинам. В целом по прозрачности, окраске, ожелезнению и пигментации изученные алмазы из разновозрастных коллекторов Эбеляхской алмазоносной площади близки кристаллам современных отложений размывающих эти коллекторы водотоков. По флуоресцентным особенностям среди изученных алмазов преобладают кристаллы с розово-сиреневым свечением и без

признаков видимого этого свойства при относительно низком содержании индивидов с сине-голубым этим свойством и подчиненной роли фотолюминесцентных групп с желто-оранжевым, зеленым и слабым, неопределенного цвета свечением. Степень сохранности (целостность) алмазов из разновозрастных вторичных коллекторов заметно различается, что в основном связано с различием их крупности. В целом среди изученных алмазов преобладают целые и в незначительной степени повреждённые камни. Характерной особенностью изученных алмазов является их относительно высокая степень трещиноватости при заметной роли сильно трещиноватых индивидов. По характеру сколов на изученных алмазах преобладают «механические» («аллювиальные»), реже отмечаются «протомагматические» и «коррозионные». Распределение алмазов по содержанию примесного азота в форме А-центра из нижнемеловых отложений показывает, что большинство составляют высокоазотные кристаллы.

В *Приленском районе* наиболее детально изучены алмазы из нижнекаменноугольных отложений Кютюнгдинского грабена. Величина изученных алмазов является относительно низкой при преобладании по количеству кристаллов классов -2+1 и -1+0,5 мм и небольшой средней массе кристаллов (до 6,0 мг), что является одним из наиболее низких значений для разновозрастных россыпей северо-востока Сибирской платформы. Изученные алмазы из нижнекаменноугольных отложений Кютюнгдинского грабена характеризуются четким типоморфизмом своих особенностей и резко отличаются от кристаллов из россыпей, развитых на примыкающих территориях с северо-запада, севера, востока и юго-запада за пределами этого грабена. Типоморфными особенностями алмазов из нижнекаменноугольных отложений являются: низкая средняя масса индивидов, резкое преобладание характерных для богатых кимберлитовых тел ламинарных кристаллов I разновидности ряда октаэдр-ромбододекаэдр в основном с блоковой скульптурой, заметное содержание алмазов IV разновидности с окрашенной оболочкой (такие характерны для трубок Айхал, Юбилейная, Ботубинская и Нюрбинская) при низком содержании типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа. Эти отложения отличает присутствие типичных тригонтриоктаэдров травления, а также большое количество кристаллов с леденцовой скульптурой, низкое содержание двойников и сростков, полное отсутствие алмазов V и VII разновидностей, характерных для других разновозрастных россыпей северо-востока Сибирской платформы. Отмечены также высокая степень прозрачности, отсутствие камней с признаками ожелезнения, заметное содержание алмазов с пятнами пигментации, высокое абсолютное количество кристаллов с твердыми включениями ультраосновной ассоциации, что характерно для известных на платформе богатых кимберлитовых тел. Для них, кроме того, характерны низкая степень сохранности кристаллов (преобладание обломков и бесформенных осколков) и высокое содержание камней с механическим износом «выкрашивания» и «аллювиальными» сколами. Изученные алмазы являются среднеазотными.

Нижнеленское алмазоносное поле находится на крайнем северо-востоке Сибирской платформы, в пределах Предверхо-янского прогиба. Величина изученных алмазов ир верхнетриасовых отложений является наиболее низкой для россыпей северо-востока Сибирской платформы. Средняя масса кристаллов закономерно уменьшается с запада (участок Булкур) на восток (участок Ольховый) с 17,0 до 2,4 мг, а также почти в 2 раза уменьшается с севера на юг по участку Булкур, что, по-видимому, объясняется отличием литолого-фациального состава алмазоносных отложений этого региона и связанной с ними крупностью кристаллов. Необходимо отметить, что для алмазов данного района характерным является наиболее высокое для известных россыпей содержание кристаллов класса -2+1 мм. При этом этот класс является и наиболее продуктивным по массе, на долю которого приходится около 3/4 от общего количества добываемых камней. Пониженная крупность кристаллов характерна, по нашему мнению, для краевых частей Сибирской платформы и связана с историей геологического развития Анабарской антеклизы, а также с литолого-фациальными условиями формирования алмазоносных отложений в удаленных от береговой линии фациях. Характерной особенностью изученных алмазов является высокое содержание серых, переполненных включениями графита ромбододекаэдров V разновидности, сложных двойников и сростков додекаэдров VII разновидности, составляющих до половины и более общего количества всех кристаллов и присутствие желто-оранжевых кубоидов II разновидности, что сближает их с кристаллами россыпей Эбеляхской алмазоносной площади. Среди кристаллов I разновидности преобладают типичные округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа при заметном содержании додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации, а также бесцветных кубоидов при очень низком суммарном количестве ламинарных кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. Для изученных алмазов района характерно относительно низкое содержание кристаллов с сине-голубым свечением в ультрафиолетовых лучах (менее 1/4 от общего количества) при преобладании индивидов с розово-сиреневым и близким к нему фиолетовым свечением. На долю алмазов с жёлтой фотолюминесценцией в сумме приходится менее 15 % от всех кристаллов. Содержание твердых включений в алмазах является сравнительно невысоким (36 %), причём среди них резко преобладают эпигенетические включения графита. Доля алмазов эцлогитового парагенезиса оценивается нами в 80 % от общего количества всех кристаллов, что позволяет выделить в чистом виде «нижнеленский» тип алмазов по комплексу их типоморфных особенностей и рассмотреть его распространение в более молодых древних вторичных коллекторах и современных россыпях северо-востока Сибирской платформы.

На территории *Нижнеоленинского района* известно более 20 находок алмазов из вторичных коллекторов раннетриасового, раннеюрского и среднеэоценового возраста. Алмаз из отложений нижнего триаса массой 6,3 мг представлен типичным округлым додекаэдром «уральского» («бразильского») типа I разновидности с розово-сиреневой фотолюминесценцией. Аналогичные кристаллы составляют около половины всех камней из верхнетриасовых образований. Алмазы из нижнеюрских отложений представлены характерными для разновозрастных россыпей северо-востока Сибирской платформы кристаллами (в основном класса -2+1 мм). По кристалломорфологическим особенностям среди них преобладают додекаэдровиды «уральского» («бразильского») типа при низком содержании октаэдрических кристаллов, причём встречены типоморфные для россыпей северо-востока платформы алмазы II, V и VII разновидности с невыявленными коренными источниками. Преобладают алмазы с розово-сиреневой фотолюминесценцией при одинаковом (сравнительно

низком) содержании индивидов с сине-голубым и желтовато-оранжевым свечением. Отмечается заметное количество камней с включениями, представленными эпигенетическим графитом, преобладание битых, колотых и трещиноватых камней, а также отсутствие алмазов с механическим износом и сравнительно низкое качество алмазного сырья. Их типоморфные особенности в целом близки к таковым из верхнетриасовых отложений Нижнеленского алмазоносного района, нижнеюрских, нижнемеловых и неоген-нижнечетвертичных образований Эбеляхской алмазоносной площади.

В *Муно-Тюнгском районе* известно около полусотни алмазов по трем пространственно разобленным участкам. Величина алмазов является довольно низкой при средней массе кристаллов менее 10 мг. По кристалломорфологическим особенностям все изученные алмазы представлены обычными кристаллами I разновидности различной морфологии, среди которых доля индивидов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов не превышает половины общего количества, а преобладают типичные округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа и додекаэдровиды с шагренью и полосами пластической деформации. Содержание кристаллов октаэдрического габитуса – одно из наиболее высоких среди россыпей Сибирской платформы (после отложений Кютюндинского грабена). Общая доля двойников и сростков невысокая. Основная масса изученных алмазов представлена бесцветными кристаллами хорошей степени прозрачности при низком содержании дымчато-коричневых индивидов, но при повышенном количестве ожелезненных камней. Характерной особенностью изученных алмазов является практически полное отсутствие кристаллов с твердыми включениями. Сохранность алмазов довольно высокая при содержании целых и в незначительной степени поврежденных камней в количестве не менее половины всех изученных кристаллов и при преобладании в той или иной степени трещиноватых индивидов.

Таким образом, проведенные исследования позволяют отметить, что алмазы из разновозрастных вторичных коллекторов Эбеляхской алмазоносной площади близки по своим типоморфным особенностям. Среди них встречаются одни и те же разновидности и морфогенетические типы кристаллов при несколько различных их соотношениях, связанных с крупностью камней. Среди алмазов из континентальных древних вторичных коллекторов (в том числе и раннемелового возраста) встречены кристаллы с механическим износом «истирания» прибрежно-морского генезиса. Это, на наш взгляд, свидетельствует об их сложной экзогенной истории и перемыве из более древних вторичных коллекторов прибрежно-морского генезиса, которыми могли быть верхнетриасовые отложения, близкие к осадкам Нижнеленского алмазоносного района и, возможно, более древние коллектора докембрийского возраста. В целом по типоморфным особенностям одним из наиболее древних вторичных коллекторов алмазов на северо-востоке Сибирской платформы являются верхнетриасовые отложения Нижнеленского алмазоносного района с алмазами «нижнеленского» типа с неустановленными коренными источниками. Эти алмазы составляют основную часть кристаллов из разновозрастных вторичных коллекторов и современных россыпей Эбеляхской алмазоносной площади. Комплекс типоморфных особенностей кристаллов из нижнекарбонных отложений Кютюндинского грабена позволяет выделять так называемые алмазы «кютюндинского» типа и проследить их в близлежащих районах россыпной алмазоносности, где они пользуются значительным распространением. По результатам комплексного исследования алмазов верхнетриасовых отложений Нижнеленского поля можно выделить «нижнеленский» тип их первоисточника невыясненного, предположительно эклогитового генезиса, послужившего также основным источником алмазов для разновозрастных россыпей Эбеляхской алмазоносной площади и высказать предположение о его местонахождении в краевых частях Сибирской платформы. Следует отметить факт относительной «свежести» алмазов «нижнеленского» типа (отсутствие механического износа «истирания» и слабое ожелезнение камней), что является исключительным случаем для россыпей северо-востока Сибирской платформы и может указывать на относительную близость их коренных источников. Важно также подчеркнуть, что типоморфизм алмазов «нижнеленского» типа, преобладание среди них разновидностей, отсутствующих в известных кимберлитовых телах, облегченный изотопный состав углерода V и VII разновидностей, составляющих не менее половины всех кристаллов, преобладающий эклогитовый парагенезис твердых включений в алмазах, может указывать на то, что их коренным источником могут быть породы иные, чем классические кимберлиты, например, эклогиты или другие породы «корового» происхождения с «неклассическими» индикаторными минералами. Одной из неотложных задач при проведении геологоразведочных работ в северо-восточных районах Сибирской платформы является представительное опробование всех потенциально алмазоносных древних вторичных коллекторов различного возраста и генезиса, что даст возможность в дальнейшем провести районирование этого региона по типоморфным особенностям алмазов и позволит локализовать участки поисков коренных источников. Способ прогнозирования и поисков месторождений алмазов по самим алмазам представляется более перспективным по сравнению с традиционным шлихо-минералогическим методом из-за более сильного износа минералов-спутников в ряде типов геолого-поисковых обстановок.

ПЕРЕРАБОТКА СЫННЫРИТА НА ОСНОВЕ ЛИКВАЦИОННОЙ ПЛАВКИ С ПОЛУЧЕНИЕМ ИСКУССТВЕННОГО СИЛЬВИНИТА

Е.В. Золтоев

Байкальский институт природопользования СО РАН,
Улан-Удэ, ezol@binm.bsnet.ru

Ультракалийевые алюмосиликатные породы Сыннырского массива (Республика Бурятия) характеризуются высоким содержанием оксида калия (около 19,0 вес. %), глинозема (около 22 вес. %) и являются потенциальным сырьем для получения алюмо- и калиевых продуктов. Калий и алюминий находятся преимущественно в калиевом полевом шпате $K_2O \times Al_2O_3 \times 6SiO_2$, содержание которого составляет 60-75 вес. %, нефелин и калисилит $(Na_2O, K_2O) \times Al_2O_3 \times 2SiO_2$ - 20-30 вес. %. Преобладающая форма нахождения калисилита и нефелина - тончайшие сростания с полевым шпатом. В небольших количествах отмечается биотит, эгирин-салит, сфен, магнетит, флюорит (10-20 вес. %).

Разработанные и предлагаемые разными исследователями технологические решения по переработке нового вида алюмокалиевого сырья сыннырита представляют собой довольно сложные и многостадийные процессы, в которых используются методы спекания, кислотного выщелачивания, фильтрации и другие операции.

В Байкальском институте природопользования СО РАН разработана оригинальная технология переработки сыннырита, природного алюмокалиевого сырья.

Основу разработанной технологии представляет пирометаллургический передел - ликвационная плавка сыннырита с хлористым натрием. В процессе ликвационной плавки происходит расслоение расплава на два несмешивающихся слоя - солевой, представляющий собой изоморфную смесь KCl и NaCl, или искусственный сильвинит, и шлаковый слой, состоящий из алюмосиликатов. Слои четко разделяются в расплаве и легко разделяются при охлаждении. Температура процесса плавки - 1200°C, продолжительность - 2 часа. Извлечение K_2O в искусственный сильвинит достигает 80%.

Методами изотермических отжигов, РФА и ИК спектроскопии изучено взаимодействие в системе хлористый натрий - природный сыннырит. Показано, что в расплаве системы наблюдается фазовое расслоение на две жидкости, при охлаждении которого образуются фазы: сильвинит (смесь NaCl и KCl) и аморфная алюмосиликатная фаза. Определены время выдержки расплава, концентрационный и температурный интервалы расслаивания, что позволит выбрать технологические режимы наибольшего извлечения калия из природного сыннырита.

Последующий гидрометаллургический передел солевой фазы, направленный на разделение KCl и NaCl, основан на известном галургическом способе переработки сильвинита. В результате переработки солевой фазы расплава (искусственного сильвинита) по галургическому способу, основанному на различии растворимости KCl и NaCl при охлаждении их горячего насыщенного раствора, получают целевой продукт - хлористый калий. Выделяющийся при последующем осветлении маточного раствора хлористый натрий может быть возвращен в голову процесса как исходный реагент.

Алюмосиликатная часть расплава, шлаковая фаза, представляет собой сырье для дальнейшей переработки с целью получения товарных продуктов по известным технологиям.

Способ переработки сыннырита, основанный на ликвационном разделении компонентов в расплаве, защищен патентом РФ № 2078038 от 27.04.97.

На рис. 1 приведена принципиальная схема переработки сыннырита на основе ликвационной плавки.

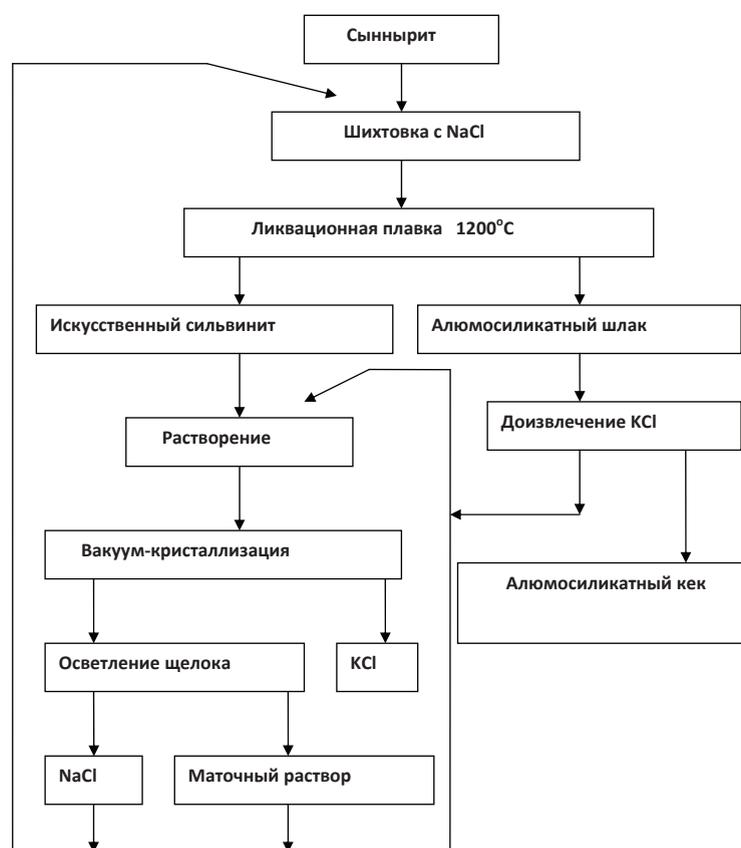


Рис.1 Принципиальная схема переработки сыннырита на основе ликвационной плавки.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПРИМЕНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ОЧИСТКИ РУДНИЧНЫХ ВОД ОТ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Э.Л. Зонхоева, С.С. Санжанова
Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, elis@geo.sibur.ru

Рудничные сточные воды образуются в горных выработках при смешивании инфильтрационных вод разных горизонтов и взаимодействия их с рудничной атмосферой и породами. Химический состав рудничных вод отличается высокой минерализацией, кислой реакцией среды, высоким содержанием растворённых форм тяжелых металлов, относящихся к токсическим химическим загрязнителям кумулятивного действия. Перед сбросом в поверхностные водные объекты шахтные и рудничные сточные воды должны подвергаться очистке от механических примесей отстаиванием в прудах-накопителях, нейтрализацией и деминерализацией.

В настоящее время законсервированные объекты горнодобывающей промышленности, такие, как Джидинский вольфрамо-молибденовый комбинат (г. Закаменск, Республика Бурятия), являются бесхозными и оказывают негативное воздействие на окружающую среду [1]. Источниками вредных воздействий данного объекта являются два хвостохранилища техногенных отходов, пески молибденовых руд, шахтные воды и пустая порода, складированные возле штолен “Северная” и “Западная”. Сточные воды из штолен, содержащие повышенные концентрации тяжелых металлов, попадали в р. Модонкуль, в результате чего ей был присвоен индекс загрязнения 4 класса, и она признана самой загрязненной рекой в бассейне озера Байкал. Хотя в настоящее время выход рудничных вод перекрыт с помощью глины, эта мера может оказаться временной. Для предотвращения попадания токсических загрязнений с рудничными стоками в почву и поверхностные воды требуется проводить их очистку доступными и малозатратными способами.

Наиболее простым, экономичным и распространенным методом очистки сточных вод от механических примесей является безреагентное отстаивание в прудах. Для осветления шахтных вод предложено использовать каскад прудов-отстойников. Процесс интенсифицируется при использовании флокулянтов, тонкослойных отстойников.

Для нейтрализации кислых стоков на всех действующих и закрытых рудниках используют обработку известковым молоком с последующим осветлением полученной пульпы в прудах - шламохранилищах. Помимо нейтрализации, данным методом достигается осаждение ионов тяжелых металлов. Образующийся в результате осаждения шлам представляет собой, в свою очередь, источник экологической опасности для окружающей среды.

Достаточно дешевым и доступным методом химической очистки кислых сточных вод является фильтрование через нейтрализующие материалы - известняк, доломит, магнезит, мел, мрамор [2]. Однако при его применении следует принимать во внимание возможность образования труднорастворимых соединений металлов, могущих выпасть в осадок на частицах фильтрующего материала, и препятствовать фильтрованию. Метод применим для очистки растворов, содержащих сульфат-ионы в количестве не выше 2 г/л.

Глубокая очистка сточных вод достигается ионообменным методом с использованием высокоактивных ионитов, который применяется в схемах очистки на некоторых действующих предприятиях. Метод дорогостоящий ввиду высокой стоимости синтетических смол и затрат на регенерацию ионитов. Для очистки сточных вод экономически целесообразно применение дешевых и доступных сорбентов, в качестве которых предлагается использовать мелкодисперсные материалы с развитой поверхностью [2]: торф, сапропели, шлаки, шламы различных производств, золы ТЭЦ, резиновую крошку, кокс, активированные угли, углеродные сорбенты, получаемые из различных видов растительной биомассы (отходы древесины, целлюлоза, лигнин, ореховая скорлупа, опилки), природные сорбенты (глины, пески, вермикулит, цеолитовые породы). Так, на комбинате “Тувакобалы” была внедрена разработка института “Казмеханобр” по очистке стоков от ионов цинка, меди, никеля и других металлов, нефтепродуктов, фторореагентов до требуемых норм путем смешивания воды с золой ТЭЦ [2].

В нашей работе проведена сравнительная оценка применения горных пород для очистки сточных вод от ионов тяжелых металлов. Для исследований использованы рудничная вода из штольни Западная Джидинского вольфрамо-молибденового комбината, морденитсодержащий туф Мухор-Талинского перлит-цеолитового месторождения (Заиграевский район, Республика Бурятия), Хурай-Цакирский вулканический шлак и известняк местного происхождения (г. Закаменск).

Сточная вода характеризовалась повышенной кислотностью (рН 4,6), жесткостью, высоким содержанием сульфат-ионов и тяжелых металлов, (мг/дм³): Ca²⁺ – 300,6; Mg²⁺ – 170,1; SO₄²⁻ – 1603,62; Cu – 6,36; Zn – 22,70; Pb – 1,07; As – 0,34; Cd – 0,52; Fe – 13,8; Ni – 0,37; Co – 0,63; W – 0,29; Mo – 0,003. Анализ воды на тяжелые металлы проведен на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Optima-2000 DV, пород на атомно-эмиссионном спектрометре с многоканальным анализатором спектров МАЭС.

Для исследования сорбционной способности в статических условиях образцы пород измельчали, отбирали с помощью сит частицы диаметром 1-2 мм, вносили одинаковые навески в одинаковый объем сточной воды, выдерживали в течение 24 ч. Сорбцию изучали при различных соотношениях твердой и жидкой фаз (Т:Ж = 1:1; 1:5; 1:10; 1:50). После разделения фаз образцы анализировали на содержание тяжелых металлов (табл. 1).

Исследования сорбционной способности цеолитовой породы и известняка проведены также в динамических условиях. Диаметр колонок 2,6 см, высота слоя сорбентов 20 см, скорость пропускания сточной воды через колонку 0,06 м/ч, отбор фракций воды на анализ по 15 мл. Полученные результаты представлены в виде выходных кривых (рис. 1, 2) и табл. 2.

Табл. 1.

Извлечение ионов тяжелых металлов образцами пород в статических условиях, г/т

Образцы пород	Zn ²⁺		Cu ²⁺		Pb ²⁺	
	I	II	I	II	I	II
Цеолитовый туф	25,0	11,0	28,0	44,0	7,0	65,4
Известняк	н/о	н/о	2,9	4,6	н/о	н/о
Вулканический шлак	35,0	15,4	20,0	31,4	0,1	0,9

Примечание: I - сорбированное количество ионов металла, г/т; II – степень очистки, %, н/о – не обнаружено

Табл. 2.

Значения емкости цеолитового туфа (Т) и известняка (И) по ионам тяжелых металлов

Емкость, г/т	Zn		Cu		Cd		W		As	
	Т	И	Т	И	Т	И	Т	И	Т	И
ДООЕ	3,3	2,4	8,0	1,1	0,3	0,05	0,05	0,04	0,02	0,01
ПДООЕ	46,0	5,6	20	2,5	2,0	0,34	1,0	0,14	0,05	0,19

При контакте сточной воды с исследуемыми образцами пород значения рН сточной воды повышаются не более, чем на 0,2-0,3 единицы.

Наибольшие значения степени извлечения ионов тяжелых металлов на исследуемых породах получены при Т:Ж=1:10. В табл. 1 приведены результаты сорбционной способности пород при этом значении.

Известняк практически не извлекает ионы цинка и свинца в статических условиях, незначительно удаляет ионы меди. По степени извлечения из сточной воды ионов цинка вулканический шлак несколько превосходит цеолитовый туф, но ионы меди и свинца лучше извлекаются цеолитовым туфом. Если сорбцию в статических условиях рассматривать в качестве модели геоэкологического барьера, то карбонатный барьер из известняка недостаточно эффективен для улавливания растворенных примесей металлов.

Сорбция в динамических условиях протекает полнее, чем в статических условиях, так как происходит постоянное смещение равновесия в сторону поглощения новых порций ионов. Результаты исследования сорбционной способности пород, полученные в динамических условиях, подтверждают преимущество цеолитового туфа. Последовательность выхода в фильтрат ионов металлов практически идентична для известняка (рис. 1) и цеолитового туфа (рис. 2), однако существенное различие наблюдается по значениям времени удерживания ионов металлов. Так, наибольшее время удерживания достигается в обоих случаях по ионам меди. Первыми из колонки с цеолитовым туфом выходят наименее удерживаемые ионы мышьяка и фильтрат какое-то время содержит только эти ионы. Цеолитовый туф наиболее избирателен к ионам меди, так как проскок в раствор начинается в момент, когда ионы остальных металлов почти наполовину вытеснены из колонки.

Из выходных кривых найдены значения динамической обменной емкости до проскока ионов тяжелых металлов (ДООЕ) и полной динамической обменной емкости (ПДООЕ) цеолитового туфа и известняка по (табл. 2).

Проскок ионов металлов в фильтрат из многокомпонентной смеси, каковой является сточная вода, и затем полное насыщение исследованных пород наступает достаточно быстро, что не позволяет рекомендовать их в качестве основного или единственного метода очистки сточных вод от ионов тяжелых металлов. Для использования в комплексной схеме очистки на стадии доочистки наиболее предпочтителен местный Хурай-Цакирский вулканический шлак, применение которого позволит исключить транспортные расходы на доставку сорбента.

1. Смирнова О.К., Сарапулова А.Е., Цыренова А.А. Особенности нахождения тяжелых металлов в геотехногенных ландшафтах Джидинского вольфрамо-молибденового комбината // Геоэкология. 2010. № 4. С. 319-327.

2. Баймаханов М.Т., Лебедев К.Б., Антонов В.Н., Озеров А.И. Очистка и контроль сточных вод предприятий цветной металлургии. М.: Металлургия, 1983. 192 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОРБЦИОННОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ La³⁺, Ce³⁺, Pr³⁺ ИЗ СМЕШАННЫХ РАСТВОРОВ

Э.Л. Зонхоева, Б.В. Дампилова
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, elis@geo.stbur.ru

Редкоземельные элементы (РЗЭ) относятся к числу стратегических металлов, определяющих уровень развития промышленности страны. Они применяются в высокотехнологичных и наукоемких областях промышленности, таких, как оптоэлектроника, лазеры, атомная техника, сверхскоростной транспорт на магнитной подушке, ресурсо- и энергосберегающие технологии. В сельском хозяйстве внесение в почву даже небольших доз редкоземельного металла повышает урожайность культур, в корма - положительно влияет на продуктивность животных. Лантаноиды имеют большие перспективы в медицине для лечения опухолей и создания новых лекарственных средств.

РЗЭ относятся к рассеянным элементам и встречаются в природе в смеси друг с другом, что создает определенные трудности при выделении чистых металлов. Отличаясь высокой токсичностью, несут с собой существенную угрозу для окружающей среды. Основными источниками загрязнений ими являются фосфорные удобрения, золоотвалы, редкометалльные и радиоактивные горные разработки и перерабатывающие производства. Так, при добыче урана на одном из крупнейших в России уран-скандий-редкоземельном месторождении Хиагда, расположенном на территории Республики Бурятия, в период 1982-89 гг. отмечена утечка продуктивного раствора, повлекшая за собой загрязнение вод, донных осадков, растений ураном и РЗЭ [1]. В целях защиты окружающей среды от растворенных загрязнений в числе других методов используются техногенные геохимические барьеры. Для создания искусственного геохимического барьера могут использоваться природные материалы (цеолиты, глины, известняк, торф).

В последние годы для исследования и оптимизации сложных многофакторных систем получили широкое распространение компьютерные методы моделирования химико-технологических процессов [2]. Одним из методов планирования активного многофакторного эксперимента является метод симплексных решеток. Важным свойством метода является его композиционность, то есть способность включать в себя планы низших порядков. Зависимость "состав - свойство" для трехкомпонентной системы изображают в координатах правильного треугольника, на сторонах которого откладывают доли компонентов x_1, x_2, x_3 . Условием применения способа является ограничение $x_1 + x_2 + x_3 = 1$.

Для эмпирических моделей по экспериментальным данным определяется вид уравнения математического описания, находятся значения параметров уравнения, проводится регрессионный анализ значимости всех коэффициентов уравнения регрессии с помощью критерия Стьюдента и устанавливается адекватность уравнения с помощью критерия Фишера.

В данной работе методом симплекс-решетчатого планирования изучена система La³⁺- Ce³⁺- Pr³⁺ - туф. В работе использовались 0,003 н растворы сульфата La, Ce, Pr, клиноптилолитовый туф Холинского месторождения с размерами зерен 1-2 мм. Соотношение контактирующих твердой и жидкой фаз принято равным 1:100, время контакта туфа с растворами 24 ч. В качестве входных параметров выбраны концентрации РЗЭ, выходных - емкость цеолитового туфа. Сорбция РЗЭ проводилась как из индивидуальных растворов, так и из двойных или тройных смесей, взятых в различных пропорциях. Обработку экспериментальных данных, расчёты моделей проводили с помощью программ Excel и STATISTICA [3]. Кроме того, исследована сорбция смеси РЗЭ из техногенных вод Хиагдинского уранового месторождения. Техногенная вода представляла собой серноокислотный раствор из наблюдательной скважины, содержащая смесь La³⁺, Ce³⁺, Y³⁺, Yb³⁺ в количестве 0,51 мг/л.

Расположение опытных точек в симплексной системе координат, а также координаты точек для проверки модели на адекватность приведены в матрице планирования (табл. 1). Наибольшая степень извлечения из индивидуальных растворов достигается на туфе по ионам La³⁺, наименьшая Pr³⁺ (табл. 1, точки 1-3). Появление в растворе с ионами La³⁺ ионов Ce³⁺ и Pr³⁺ снижает емкость туфа. Двойная смесь Ce³⁺ и Pr³⁺ извлекается лучше (точки 6, 9), чем их индивидуальные ионы. Емкость извлечения тройных смесей РЗЭ выше, чем индивидуальных ионов.

Табл. 1.

Матрица планирования извлечения туфом смеси La³⁺ (x_1), Ce³⁺ (x_2), Pr³⁺ (x_3)

№	x_1	x_2	x_3	Y_{La}	Y_{Ce}	Y_{Pr}	Y	$Y_{эксп}$	$Y_{расч}$
1	1	0	0	0,30	-	-	Y_1	0,30	0,30
2	0	1	0	-	0,21	-	Y_2	0,21	0,21
3	0	0	1	-	-	0,18	Y_3	0,18	0,18
4	0,50	0,50	0	0,08	0,15	-	Y_{12}	0,23	0,23
5	0,50	0	0,50	0,12	-	0,11	Y_{13}	0,23	0,23
6	0	0,50	0,50	-	0,16	0,1	Y_{23}	0,26	0,26
7	0,25	0,75	0	0,08	0,18	-	Y_{1222}	0,26	0,26
8	0,25	0	0,75	0,08	-	0,14	Y_{1333}	0,22	0,22
9	0	0,25	0,75	-	0,13	0,15	Y_{2333}	0,28	0,28
10	0,75	0,25	0	0,11	0,10	-	Y_{1112}	0,21	0,21

11	0,75	0	0,25	0,16	-	0,08	Y_{1113}	0,24	0,24
12	0	0,75	0,25	-	0,16	0,09	Y_{2223}	0,25	0,25
13	0,50	0,25	0,25	0,09	0,12	0,09	Y_{1123}	0,30	0,30
14	0,25	0,50	0,25	0,07	0,13	0,08	Y_{1223}	0,28	0,28
15	0,25	0,25	0,50	0,07	0,13	0,12	Y_{1233}	0,32	0,32
16	0,33	0,33	0,33	0,08	0,14	0,09	Y_{123}	0,31	0,31

Для выбора уравнения регрессии рассчитывались значения откликов для семи моделей. Ниже приведено уравнение регрессии с найденными значениями коэффициентов:

$$\hat{Y} = 0,3x_1 + 0,21x_2 + 0,18x_3 - 0,1x_1x_2 - 0,04x_1x_3 + 0,26x_2x_3 - 0,5067x_1x_2(x_1x_2) - 0,2133x_1x_3(x_1x_3) - 0,2400x_2x_3(x_2x_3) - 0,0267x_1x_2(x_1x_2)^2 - 0,0533x_1x_3(x_1x_3)^2 + 0,4533x_2x_3(x_2x_3)^2 + 4,5067x_1^2x_2x_3 - 2,027x_1x_2^2x_3 + 2,8533x_1x_2x_3^2.$$

Расчетное значение Кохрена G_p равно 0,0579, табличное $G_{табл} = 0,3346$, то есть выполнено условие $G_p < G_{табл}$. Значение дисперсии воспроизводимости равно $2,3 \times 10^{-4}$. Дисперсия коэффициентов регрессии $S_{би}^2$ равна $1,53 \cdot 10^{-5}$. Минимальное значение коэффициента равно 4,05, что больше критерия Стьюдента $t_{табл} = 2,35$, то есть выполнено условие $t_{пр} > t_{табл}$. Адекватность модели оценена по критерию Стьюдента $t_u < t_{табл}$, что доказывает адекватность выбранной модели. Доверительный интервал, определяющий ошибку предсказываемого отклика, равен 0,09.

Однотипность факторов, в данном случае концентраций металлов, позволяет проводить интерпретацию данной регрессии. Значения коэффициентов при произведениях факторов x_1, x_2 (La^{3+}, Ce^{3+}) и x_1, x_3 (La^{3+}, Pr^{3+}) имеют отрицательные знаки и менее значимы, чем при произведениях факторов x_2, x_3 (Ce^{3+}, Pr^{3+}), что свидетельствует о положительном влиянии двух последних ионов на емкость туфа. Коэффициенты при произведениях всех трех факторов имеют наибольшие положительные значения, что указывает на больший вклад эффекта тройных взаимодействий, по сравнению с парными, в параметр емкости сорбента. Полученные результаты иллюстрирует тернарная диаграмма линий уровня извлечения туфом ионов $La^{3+}, Ce^{3+}, Pr^{3+}$ из смешанных растворов (рис. 1).

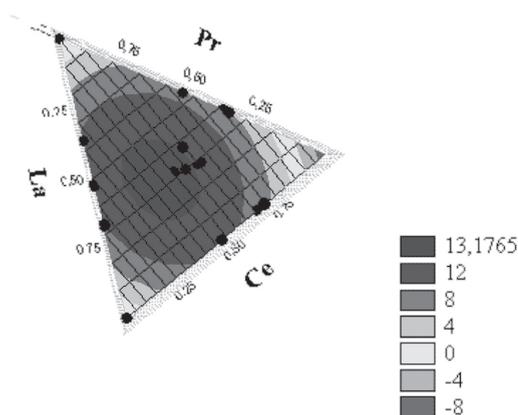


Рис. 2. Распределение ионов РЗЭ из техногенной воды по длине колонки с туфом.

Распределение данных редкоземельных элементов по длине колонки носит неравномерный адсорбционно-десорбционный характер (рис.2). Содержание иттербия очень мало во всех слоях загрузки, концентрационный фронт иттрия продвигается к выходу из колонки. Лантан и церий прочнее удерживаются туфом и находятся в верхнем слое загрузки, при этом содержание церия выше, чем лантана.

Таким образом, природный клиноптилолитовый туф проявляет избирательность в извлечении ионов РЗЭ как из смешанных модельных, так и техногенных вод. Методом симплекс-решетчатого планирования получено адекватное математическое описание сорбции на клиноптилолитовом туфе ионов лантана, церия, празеодима и иттербия из смешанных модельных растворов. В смешанных растворах тройные взаимодействия между редкоземельными элементами способствуют повышению степени их извлечения.

1. Тайсаев Т.Т., Ширапова С.Д., Пыжикова Е.М. Биогеохимическая индикация таежно-мерзлотных ландшафтов урановорудных полей Витимского плоскогорья // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири. Матер. науч. конф. Томск: Изд-во ТПУ, 2003. С. 202-206.
2. Гартман Т.Н., Клушин Д.В. Основы компьютерного моделирования химико-технологических процессов. М.: ИКЦ "Академкнига", 2008. 416 с.
3. Боровиков В.П. STATISTICA: искусство анализа данных на компьютере. Для профессионалов. СПб.: Питер, 2001. 656 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ КИТАЯ В НЕОДНОРОДНОСТЯХ ЛИТОСФЕРЫ

Е.Г. Иволга

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН,
Хабаровск, ivolga@itig.as.khb.ru

Для Дальнего Востока в настоящее время золотое оруденение является профилирующим. Оно размещается практически во всех геологических структурах в разнообразных геолого-структурных обстановках, формируя широкий диапазон генетических и рудно-формационных типов месторождений. Прогнозирование новых рудных районов в подавляющем большинстве случаев основывается на изучении прямых признаков рудоносности (наличие рудных концентраций), но при этом слабо учитываются факторы глубинного строения, поскольку недостаточно изучены закономерности размещения золоторудных районов относительно неоднородностей литосферы [5, 6, 7]. Создание в лаборатории региональной геофизики и петрофизики Института тектоники и геофизики ДВО РАН глубинной основы указанной территории, состоящей из карт мощности и плотности литосферы, литосферной мантии, земной коры, геоэлектрических разрезов МТЗ и петроплотностных разрезов [4], позволило в какой-то мере восполнить этот пробел. В первом приближении проанализировано положение рудных районов как относительно основных границ раздела литосферы [1, 2], так и относительно пространственных неоднородностей.

Были построены тренды золоторудных районов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий Северного Китая в координатах: мощность земной коры - мощность литосферы, мощность земной коры - мощность литосферной мантии, мощность литосферы - мощность литосферной мантии

и изучено распределение полученных групп зависимостей в пространстве. Геолого-структурное положение золоторудных районов приведено по карте Н.П. Романовского [7].

В координатах мощность земной коры - мощность литосферы золоторудные районы сгруппировались в две крупные параллельные друг другу области прямой корреляции в общем поле координат: земная кора 25-46 км, литосфера 60-170 км. Первая область отражает связь этих компонентов в диапазоне: мощность коры 35-46 км, а литосферы 60-135 км; вторая: 25-40 км и 80-170 км соответственно (рис. 1). Анализ пространственного размещения указанных областей показал, что по параллели 52° они разделилась на две провинции - Северную, соответствующую первому типу зависимости, и Южную, соответствующую второму типу зависимости. В тектоническом отношении Северная провинция включает Алдано-Становую область и северное обрамление Центрально-Азиатского тектонического пояса, а Южная - центральная и южная его части. Таким образом, можно констатировать, что для рудных районов первой провинции характерна деструктурированная литосфера, обусловленная, вероятно, мезозойскими процессами активизации. При этом деструкция литосферы рудных районов первой провинции выразилась больше через сокращение мощности литосферной мантии, а не земной коры, что указывает на глубинную мантийную ее природу. Литосфера рудных районов второй провинции, вероятно, меньше затронута процессами мезозойской активизации (более высокий уровень мощности литосферы), а ее сокращение происходило больше за счет сокращения мощности земной коры, то есть для нее характерны менее глубинные процессы деструкции. В координатном пространстве обеих областей прямой корреляции выделяются более локальные сквозные группы обратной корреляции, положение которых на графике определяется в основном изменением мощности литосферной мантии.

Анализ размещения указанных групп в пространстве показал, что для Северной провинции характерны группы обратной зависимости с более контрастными характеристиками литосферы и сложная морфология их размещения, обусловленная сочетанием линейных зон пониженной мощности (Охотско-Становая, Приамурская) и областей повышенной мощности литосферы (Алданский щит и северо-западная Аргуно-Ханкайская область). Группы со средними значениями представлены слабо - в пределах юга

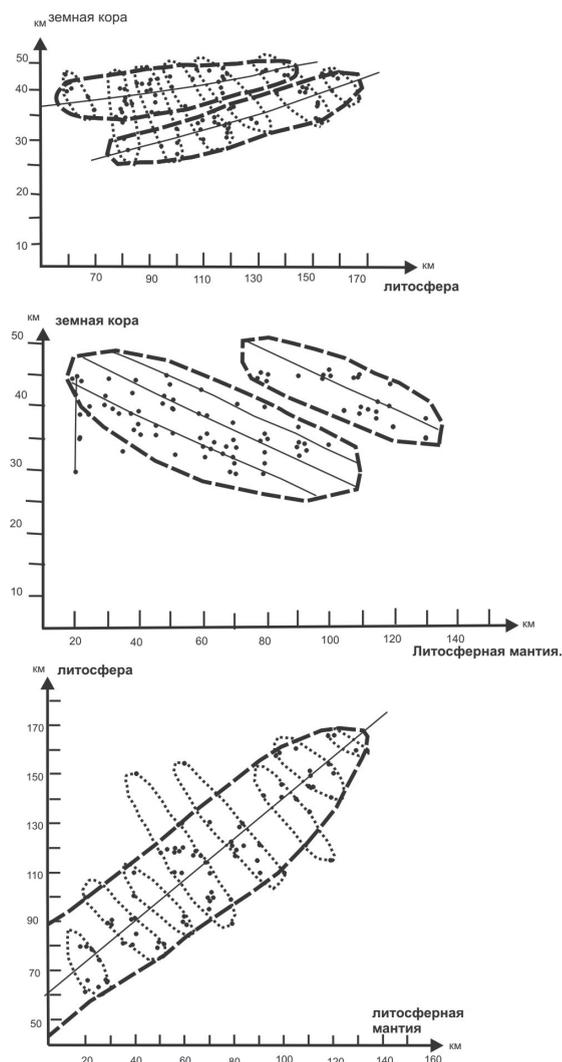


Рис. 1. Взаимосвязь основных слоев литосферы золоторудных районов

Верхояно-Колымской орогенной области. Линейные зоны сокращенной мощности литосферы контролируют основные вулcano-плутонические пояса и основную золотоносность этой территории, в ней находятся крупнейшие месторождения золота. В южной провинции группы имеют меньшую дифференциацию мощности литосферы. Для большинства групп характерна повышенная или средняя мощность литосферы за исключением южной части Сихотэ-Алиньской орогенной области и северо-западной части Северо-Китайской платформы, которые по уровню характеристик ближе к объектам Северной провинции. Золотоносность здесь имеет расчлененный характер. Крупнейшие месторождения золота размещаются в областях повышенной мощности литосферы, приуроченные к жестким структурам массивов.

В координатах мощность земной коры – мощность литосферной мантии, рудные районы сформировали два облака обратной зависимости со следующими параметрами: первое – 30-47 км земная кора, 20-110 км литосферная мантия; второе – 35-50 км земная кора и 80-140 км литосферная мантия. В морфологии распределения групп обратной связи рассматриваемых параметров в Северной провинции проявляется кольцевая структура на пересечении северо-восточного и северо-западного линейных элементов - Мая-Селемджинский плум по Ю.Ф. Малышеву [4], ослабевает выраженность линейных структур и обособляется Нижнеамурский золоторудный район. Существенным элементом южной части является проявленность линейной структуры с пониженными значениями мощности коры и литосферной мантии по юго-восточному борту впадины Суляо, контролирующая группу золото-медно-свинцово-цинковых месторождений Гиринского орогенного пояса и Чжангуанцайлинского массива.

Распределение золоторудных районов в координатах литосфера - литосферная мантия отражает прямую зависимость изменения литосферы и литосферной мантии. Это соответствует характеру общерегиональной связи указанных параметров. Внешнюю сторону области занимают рудные объекты с более высокими значениями литосферы, характерными для щитов и массивов, а внутреннюю с более низкими значениями – рудные районы складчатых поясов. От высоких к низким значениям мощности литосферы наблюдается омоложение возраста продуцирующего магматизма от протерозойско-палеозойского к меловому. Область прямой зависимости расчленяется группами обратной. Характер распределения указанных групп по территории отражает группирование рудных районов с повышенной мощностью литосферы вокруг Мая-Селемджинской кольцевой структуры, захватывая в том числе и южную часть территории, ниже 52°. И только рудные объекты Гиринского орогенного пояса и Северо-Китайской платформы находятся вне зоны ее влияния.

Выполненный анализ позволяет сделать следующие выводы:

1. Получены разные тренды распределения рудных районов относительно основных слоев литосферы. Для двух типов зависимости проявились как региональные прямые типы связей между рассмотренными параметрами, так и локальные с обратной зависимостью. Прямая связь изученных параметров является отражением общерегиональной закономерности, а обратная, обусловлена деструкцией литосферы отдельных участков отдельных слоев литосферы. Внутри литосферы слои золоторудных районов (земная кора и литосферная мантия) характеризуются только обратной зависимостью. Это указывает на то, что в целом золоторудные районы тяготеют к областям деструкции литосферы.

2. Деструкция литосферы может затрагивать разные глубинные уровни - земную кору, литосферную мантию, верхнюю мантию. Это косвенно указывает на масштабы и интенсивность деструктивных процессов, которые в свою очередь могут определять интенсивность и масштабность рудных процессов.

3. Морфология распределения рудных районов областей деструкции для разных глубинных уровней разная. Для мантии больше характерно кольцевое распределение, где вокруг области с пониженной мощностью литосферы по кольцу размещаются золоторудные районы с повышенной мощностью литосферы, которые тяготеют к ареалам гранитоидного магматизма. Для литосферной мантии характерно сочетание кольцевого и линейного распределения. Для линейных зон характерна пониженная мощность литосферы, к ним приурочены вулcano-плутонические пояса. Для коры характерно преобладание линейной морфологии распределения золоторудных районов, связанных с вулcano-плутоническими поясами. В пределах линейных элементов размещаются крупнейшие месторождения региона.

4. Выполненный анализ показал, что по особенностям литосферы золоторудные районы делятся на два класса: золоторудные районы ареального типа с повышенной мощностью литосферы и приуроченные к ареалам гранитоидного магматизма; золоторудные районы зонального типа, приуроченные к зонам пониженной мощности литосферы, которые контролируют вулcano-плутонические пояса.

1. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

2. Иволга Е.Г. Позиция рудных районов в структурах литосферы юга Дальнего Востока России и сопредельных районов Китая (по геофизическим данным) // Тихоокеанская геология. 2008. №5. С. 75-88.

3. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 1 500 000. Владивосток-Хабаровск, 2005. 263 с.

4. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.

5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

6. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ, НИГТЦ ДВО РАН, 2008. 232 с.

7. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь, Чжу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеанская геология. Т. 26, № 6. 2006. С. 1-15.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ

В.П. Исаев, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, И.Г. Татьков
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, isaevvp@yandex.ru

Яркой особенностью рельефа и геологического строения территории Бурятии является обилие межгорных впадин. Их насчитывается около 100, из них крупных, не считая впадин озера Байкал, 18: Тункинская, Устьселенгинская, Итанцинская, Устьбаргузинская, Баргузинская, Кичерская, Верхнеангарская, Верхнемуйская, Нижнемуйская, Баунтовская, Циликанская, Зазинская, Еравнинская, Кижингинская, Удинская, Гусиноозерская, Тугнуйская, Боргойская (рис. 1). Все молодые впадины озера Байкал и Прибайкалья в тектоническом отношении входят в состав Байкальской рифтовой системы (БРС). Проблема нефтегазоносности этих впадин возникла с самого начала изучения естественных проявлений газа, нефти и битумов в акватории озера Байкал, где они фиксировались многими исследователями на протяжении нескольких столетий.

Межгорные впадины Бурятии перспективны на нефть и газ, так как в них наблюдаются все положительные признаки, характерные для нефтегазоносных бассейнов: тектонические, литолого-стратиграфические, геохимические и гидрогеологические.

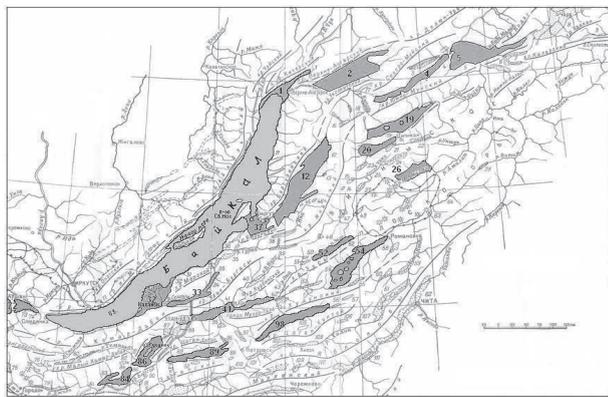


Рис. 1. Схема расположения межгорных впадин Бурятии (географическая основа по Н.А. Флоренсову, 1960).

Впадины: 1 - Кичерская, 2 - Верхнеангарская, 4 - Верхнемуйская, 5 - Нижнемуйская, 12 - Баргузинская, 19 - Баунтовская, 20 - Циликанская, 32 - Устьселенгинская, 33 - Итанцинская, 37 - Усть-Баргузинская, 41 - Удинская, 52 - Зазинская, 54 - Еравнинская, 72 - Тункинская, 84 - Боргойская, 86 - Гусиноозёрская, 89 - Тугнуйская, 98 - Кижингинская

неутешительные выводы об отсутствии нефтематеринских и нефтесодержащих пород. Однако в статье Н.И. Богородицкой, опубликованной несколько лет спустя [1], указывается на присутствие в разрезе углистых сланцев и глин с органическим веществом (от 0,13 до 3,6 %). Это органическое вещество содержит неожиданно высокое количество легкого, восстановленного битума (до 23-26 %). В интервале 1387,5-1400 м на кристаллических породах фундамента залегает слой глины (2-3 м), содержащий 0,78% хлороформенного битума. В других исследованных образцах ниже глубины 918 м содержание битума в органическом веществе составляет 1-6 %. Наличие вторичного битума автор объясняет тем, что «легкая нефть мигрировала в сопровождении газа и воды, проникала в слабо уплотненные глины». В конце статьи Н.И. Богородицкая делает вывод о том, что в пределах Баргузинской впадины есть все основания ожидать присутствия промышленных залежей легкой нефти.

Перспективность Бурятии на газ и нефть определяется, прежде всего, наличием прямых признаков нефтегазоносности: многочисленными проявлениями газа, битумов и нефти почти во всех межгорных впадинах, особенно во впадинах байкальского типа. Известны случаи аварийных притоков газа из колонковых скважин.

Так, в Турхулской котловине Зазинской впадины был получен открытый газовый фонтан из интервала 154-184 м, представленного переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов зазинской свиты нижнемелового возраста. В составе газа 86 % метана, 0,6 % этана и сотые доли процента более тяжёлых гомологов. Газ горел в течение августа и сентября 1964 г. [7].

При бурении колонковой скважины № 7854 в Мало-Амалатской впадине 21 апреля 2009 г. произошёл самопроизвольный выброс горючего газа из интервала 80-105 м (устное сообщение главного геолога Байкальского филиала «Сосновгеология» Д.А. Самовича). Газ загорелся, высота газового фонтана составила 8-15 м. Газ горел более 12 часов и чтобы как-то ликвидировать газовый фонтан, обсадную трубу загнали с помощью троса и двух бульдозеров. Газоносными оказались неогеновые осадки, залегающие под пластовым чехлом четвертичных базальтов. По нашим подсчётам дебит газа составил

Геологическими признаками перспективности впадин на углеводородное сырьё являются: наличие терригенных пород значительной мощности (до 2,5-3 км, во впадинах байкальского типа до 10 км), молодой возраст осадков (кайнозой, мезозой), значительное содержание в них рассеянного органического вещества, повышенное тепловое поле, складчатое строение осадочного чехла [4].

С тектонических позиций все впадины характеризуются высокой скоростью погружения кристаллического основания (фундамента), приводящей к накоплению значительных толщ осадков за короткое время.

Литолого-стратиграфические критерии весьма благоприятны. Осадочные породы кайнозойского и мезозойского возраста по всему миру дают максимальный процент добычи нефти и газа. Осадочные разрезы впадин Бурятии характеризуются высоким содержанием в породах рассеянного органического вещества, чередованием глинистых и песчаных фаций. По данным глубокого бурения 50-60-х годов [6] глинистые породы серого и темно-серого цвета могут быть нефтегазоматеринскими, а песчаники повсюду обладают прекрасными коллекторскими свойствами (проницаемость – сотни и тысячи миллидарси) и могут вмещать значительные запасы углеводородов.

В отчете о результатах бурения опорной скважины в Баргузинской впадине [5] сделаны, без всяких доказательств,

около 5 000 м³/сут.

В том же месяце 2009 года в той же впадине из скважины № 7848 был получен свободный газ с глубины 30 метров из-под мерзлоты (табл. 1).

Табл. 1.

Состав газа из скважины № 7848, пробуренной в Мало-Амалатской впадине

CO ₂	H ₂	He	O ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₄ H ₁₀	i-C ₅ H ₁₂	n-C ₅ H ₁₂
0,99	2×10 ⁻⁵	0,0025	6,21	32,4	58,31	следы					
0,95	8×10 ⁻⁵	0,0028	3,65	23,97	69,72						

При бурении колонковых скважин в 60-х годах отмечались высокие содержания органического вещества во многих впадинах забайкальского типа. Среднее содержание ОВ по данным Г.П. Пономарёвой [6] колеблется от 1,5 до 9,8 %, достигая максимума в Кижингинской, Зазинской и Еравнинской впадинах (до 7-11 %). Также высока степень битуминозности пород. В скважине, пробуренной в Еравнинской впадине в 1964 г., уже на глубине 85 м содержание нефтяных битумов составляет 1%, а в интервале 120-150 м оно достигает 62,5 %.

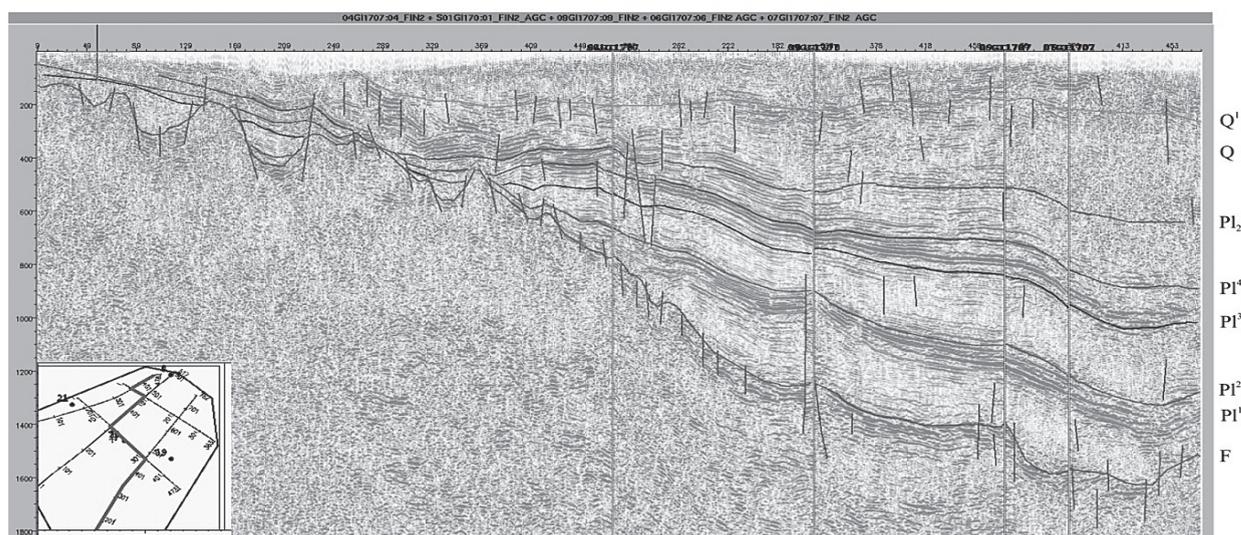


Рис. 2. Временной сейсмический разрез в южной части Баргузинской впадины [3].

Перечисленные факты (далеко не все) свидетельствуют о высоких перспективах нефтегазоносности Бурятии. К сожалению, энергетика республики по-прежнему базируется на буром и каменном угле, сельское население пользуется только дровами. Все остальные энергоносители являются привозными и обходятся местному бюджету очень дорого. В связи с морозными зимами на отопление городов и поселков уходит львиная доля республиканского бюджета. Геологи готовы внести свой вклад в открытие месторождений углеводородного сырья. Перевод энергетики на газовое топливо благоприятно скажется как на экологической ситуации в регионе, так и на экономической.

В 2008 г. в Баргузинской впадине были проведены сейсморазведочные работы МОГТ-2D, которые показали [3] в нижнеплиоценовых отложениях присутствие мощных толщ глинистых пород (по 100 м) и песчаных (по 300 м). Такое геологическое строение может гарантировать высокую плотность запасов газа (рис. 2).

1. Богородицкая Н.И. О составе битума и рассеянного органического вещества пород третичных и четвертичных отложений Баргузинской впадины // Тр. ВНИГРИ. Вып. 163, геол. сб. № 5. 1960. С. 25-30.
2. Булмасов А.П., Кирикова Г.А. Отчет о работах Баргузинской геофизической партии № 8/53 за 1953 г. и Баргузинской контрольно-ревизионной электроразведочной партии № 33/54 за 1954 г., выполненные в Баргузинском и Курумканском аймаках БМАССР. Востсибнефтегеофизика, Иркутск, 1955. 150 с.
3. Исаев В.П., Клыкова В.Д., Лыкова В.В., Исаев П.В. Прогноз нефтегазоносности Баргузинской впадины (Бурятия) по комплексу геофизических и геохимических исследований // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России. Сб. материалов научно-практ. конф. СПб: ВНИГРИ, 2010. С. 246-251.
4. Исаев В.П., Ширибон А.А. Геолого-геохимическое изучение нефтегазоносности Баргузинской впадины. Отчет о результатах работ в 2002-2004 гг. Бурятгеолфонд, Улан-Удэ, 2005. – 234 с.
5. Конева В.И. Отчет о результатах бурения Баргузинской опорной скв. I-р. Востсибнефтегеология, Иркутск, 1955. Часть 1. 128 с.
6. Пономарева Г.П., Самсонов В.В. Перспективы нефтегазоносности кайнозойских впадин Забайкалья // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М.: Недра. 1969. С.218-223.
7. Фишев Н.А., Гусев Ю.П., Балханов В.В. О газоносности территории Бурятии // Экологобезопасные технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы. Материалы Всероссийской науч.-практ. Конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. С. 4-8.

ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ БОРА ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О.А. Карась, В.А. Пахомова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, okaras@yandex.ru

Дальнегорский рудный район, который тесно ассоциирован с магматическими комплексами Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса, является одной из крупнейших металлоносных структур тихоокеанской окраины Азии. Здесь, кроме месторождений полиметаллов, открыты месторождения олова, а также уникальное по запасам месторождение бора. Среди известных борных месторождений мира Дальнегорское боросиликатное не имеет прямых аналогов, за исключением близкого по генезису месторождения Ак-Архар в Таджикистане, сложенного данбуритовыми рудами, которые на Дальнегорском распространены незначительно.

Высокий уровень изученности месторождения и получаемые с 30-х годов прошлого столетия в процессе поисков, разведки и эксплуатации месторождения данные служили надежным основанием для самых разнообразных геологических и генетических построений. Хронология эволюции взглядов на источник борного оруденения Дальнегорского боросиликатного месторождения в кратком виде включает следующие концепции.

По мнению И.Н. Говорова, процесс образования месторождения обусловлен диапиром бороносного гранатита, дегазация которого послужила источником бороносных флюидов. Образование волластонитовых скарнов и боросиликатов связано с проявлением щелочного магматизма под воздействием потока интрателлурических растворов [5], которыми и переносились летучие соединения бора. Аналогичные представления о связи оруденения с мантийным источником рудного вещества высказывались С.В. Малинко и Н.А. Носенко на основании минерало-геохимических и изотопных характеристик минералов месторождения, а также установленной ими ассоциации борного оруденения с палеогеновыми интрузиями калиево-щелочной серии [7, 8, 9]. В.В. Раткин [13] полагает, что полиметаллические, борные и оловорудные месторождения Дальнегорского рудного района представляют единую общность и связаны с унифицированным ювенильным источником рудного вещества, а металлогеническая специализация в большей мере определяется глубиной и условиями генерации исходных магм, нежели геохимической специализацией рудовмещающих осадочных толщ. В более ранней работе В.В. Раткина и соавторов [11] на основании изучения изотопного состава боросиликатов Дальнегорского месторождения авторами высказано предположение о том, что «активный привнос бора за пределами скоплений ранних боросиликатов кристаллизация аксинита в ассоциации с гранат (андрадит)-геденбергитовыми скарнами осуществлялась за счет заимствования бора из вмещающих осадочных пород».

Концепция о первоначально осадочной природе бора разработана группой авторов [15] на основе текстурно-структурного подобия строения скарнов и строматолитовых колоний. Другая модель формирования месторождения, согласно которой непосредственным источником бора служили осадочные толщи – вероятно, эвапориты локального бассейна, а агентами рудоотложения – нагретые подземные воды, предложена В.А. Баскиной с соавторами [1]. В более поздней работе [3] сделан вывод, что вероятным источником рудообразующего флюида могли быть глубинные бороносные подземные воды, также не исключена возможность источника этого флюида в залежах неморских эвапоритов.

Несмотря на многолетнюю историю изучения месторождения, решение ряда важных генетических вопросов, таких как роль магматизма в гидротермальном рудообразовании, условия и причины генерации и транспортировки рудных компонентов, конкретизация источников рудообразующих растворов, по-прежнему остаются дискуссионными. Это связано, прежде всего, с отсутствием единой методологической основы исследований, фрагментарностью проведенных разными авторами исследований, а также схематичностью существующих представлений о происхождении и геохимической миграции бора в эндо- и экзогенных процессах. Исследователи продолжают выдвигать новые гипотезы, пытаются уменьшить разрыв между наблюдениями над природными объектами и реконструктивными моделями. Предлагаемое исследование отражает результаты комплексного всестороннего изучения борных ассоциаций и вмещающих их пород, с учетом информации об особенностях проявления геодинамических, металлогенических и геохимических процессов, характеризующих условия функционирования уникальной рудообразующей системы, а также данных о физико-химических параметрах минералообразования и обоснования точки зрения на происхождение руд. Представляется, что применяемый в данном исследовании метод термобарогеохимии является полезным инструментом для получения качественных и количественных характеристик состояния природных систем в период герметизации включений кристаллизующимися минералами.

Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение расположено в центральной части одноименного рудного района и приурочено к крупной, вытянутой в северо-восточном направлении на 3.5 км, олистоплаке известняков, залегающей среди осадочного меланжа олистостромовой толщи, перекрытой покровом кремнисто-терригенных пород горбушинской серии (рис. 1). Мощность олистоплаки превышает 600 м. Олистостром, известняки и кремнисто-терригенные породы залегают субвертикально, слагая юго-восточное крыло Центральной антиформы [16]. Линзовидный скарново-рудный массив развит по известнякам и алюмосиликатным породам и имеет в целом сложное внутреннее строение, обусловленное наличием блоков незамещенных пород, тектонических нарушений, даек диабазовых порфиритов.

Борное оруденение формировалось в инфильтрационных скарнах и приурочено к толщам средне-верхнетриасовых рифогенных известняков, которые представляют собой осадочные «шапки» гайотов [14]. Оруденение является наложенным на скарны, концентрация его зависит от минерального состава скарнов и уменьшается на глубину. Размещение рудных тел не конформно с метасоматической зональностью, а разломы и зоны трещиноватости не согласуются с рудными телами, пересекая известняки и рудные тела почти под прямым углом. Таким образом, скарновый процесс не являлся определяющим

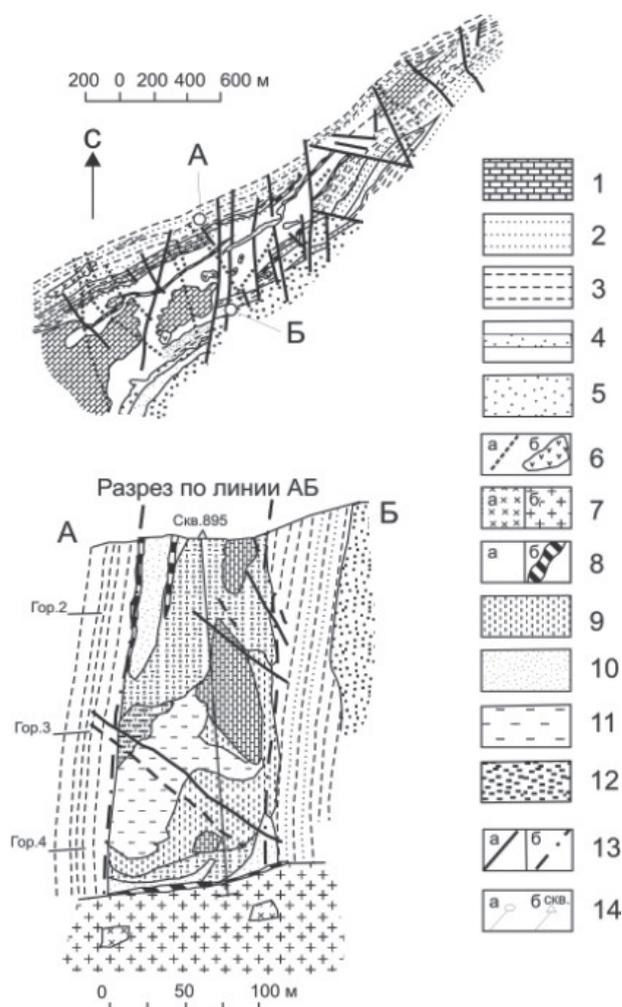


Рис. 1. Схема геологического строения Дальнегорского боросиликатного месторождения по В.М. Щербинину и Н.А. Носенко: 1 – известняки триаса, слагающие олистоплаку и олистолиты; 2-4 – теригенные нижнемеловые породы олистростромовой толщи: 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – полимиктовые брекчии; 5 – триас-юрские кремнистые породы горбушинской серии; 6 – дайки (а) и интрузивы (б) габбро-диабазовых и диабазовых порфиритов и др.; 7 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты первой (а) и граниты второй (б) фазы Дальнегорского интрузива; 8 – скарны: по карбонатным (а) и алюмосиликатным (б) породам; 9 – пироксен; 10 – гранат; 11 – волластонит; 12 – датолит; 13 – разломы (а), границы метасоматических зон (б); 14 – линия разреза (а) и скважины (б).

учитывать влияние магматической деятельности в рудном районе на изотопный состав борных минералов, которое привело к перераспределению бора, химическому изменению первично-осадочных боратов и образованию борных минералов, типичных для эндогенных процессов.

Результаты изучения изотопного состава кислорода и углерода известняков [8, 12, 15], не претерпевших изменений, соответствуют морским карбонатам. Образование борной минерализации на месторождении связано с диагенезом борсодержащих осадков морских бассейнов, отлагавшихся на стадиях галогенеза. Среднее содержание бора в водах открытых морей, имеющих тесный водообмен с океанами, около 5 г/т. Экспериментальными исследованиями установлено, что выпадение бора в твердую фазу происходит при концентрации бора порядка 2.5-4 г/т [10]. Выпадение бора в осадок в лагунных отложениях могло осуществляться при поступлении как поверхностных, так и подземных вод, относительно обогащенных бором. Также известно, что в Дальнегорском районе осадочные породы обогащены бором, а пониженная концентрация бора в аргиллитах, расположенных в непосредственной близости от боросиликатного месторождения, служит косвенным признаком ремобилизации бора из осадочных отложений. Воздействию флюидов подвергались преимущественно известняки, которые, вероятнее всего, и являются источником подавляющей части бора.

Для получения характеристики состава минералообразующих растворов при формировании промышленного бороси-

л в локализации борного оруденения, хотя и предшествовал отложению боросиликатов в подготовленных скарнированных участках. Скарны с датолитом, по данным Ar-Ar изучения ортоклаза, имеют возраст 57.22 ± 0.24 млн. лет [13].

Под скарновой залежью на глубине 1100-1400 м глубокими скважинами выявлены биотит-роговообманковые гранитоиды дальнегорского комплекса. Абсолютный возраст по данным K-Ar определений 60-50 млн. лет. Нашей задачей было исследовать массив, поскольку он принимал непосредственное участие в образовании скарнов. Методами термобаргеохимии установлено, что массив формировался при температуре 800-850°C и давлении 65-90 МПа. В составе расплавных включений не установлена жидкая фаза H_2O , также не обнаружены сопутствующие расплавные включения, что является неоспоримыми признаками маловодности родоначальных расплавов. В породообразующих минералах дальнегорских гранитов изучен характер распределения редких и рудных элементов. По сравнению с установленным средним содержанием бора в минералах гранитов из разных регионов мира [6] в дальнегорском граните отмечается его пониженное содержание в роговой обманке (в три раза) и плагиоклазе (в пять раз). Незначительные содержания бора в породообразующих минералах и низкое исходное водосодержание дальнегорских гранитоидов свидетельствуют о бесперспективности массива в отношении борного оруденения. Таким образом, магма, сформировавшая Дальнегорский массив гранитов, была источником тепловой энергии и играла ведущую роль в образовании скарнов, но не являлась источником бора.

В скарнах широко развиты мелкие интрузивные тела среднего и основного составов, возраст которых по данным K-Ar определений близок 55 млн. лет [13]. Они представлены линейными дайками и мелкими лакколитами сложной морфологии сихалинского комплекса, выделенного Говоровым [5]. Эти образования, распространенные в центре боросиликатного месторождения и не встреченные за его пределами, Баскиной с соавторами [1, 3] рассматриваются как единый специфический комплекс высококальциевых латитов. По геологическим, минералогическим и изотопно-геохимическим характеристикам в их работах убедительно доказано, что дайки не являются источником бора.

Близкие и сопоставимые данные по изотопному составу борных минералов, приводимые различными авторами [1, 2, 4, 7, 11], интерпретируются как индикатор мантийного или осадочного происхождения бора, как результат участие в бороносной системе метеорных вод. Эндогенное и экзогенное рудообразование существенно различаются между собой по изотопии. По нашим представлениям, следует

ликатного оруденения были изучены газовой-жидкие включения в датолите из скарновой залежи. В нем обнаружены минеральные включения кубической формы, соответствующие по химическому составу ортоклазу и многочисленные двухфазовые газовой-жидкие включения. Результаты исследования первичных включений в датолите показали, что в фазовом составе солевой системы присутствует Ca, Mg, Na, K, Fe, Cl, CO₂ и вода. С глубиной концентрация незначительно меняется, достигая максимального значения 15.5 мас.% экв. NaCl. Включения гомогенизируются в жидкость при температурах 260-340°C.

Состав растворов, законсервированных во включениях боросиликатов из друзовых полостей сравнительно однообразен, но отличается по концентрации солей. В большинстве случаев включения содержат хлориды кальция, натрия, калия и магния. Гомогенизация включений в боросиликатах из открытых полостей происходит по первому типу при температуре 400-130°C.

При расчете температуры минералообразования по данным гомогенизации газовой-жидких включений учтена поправка в 50°C для полученных концентраций раствора и давлении 500 атм, соответствующем глубине формирования месторождения (1.5-2 км). Таким образом, датолит и основная масса скарновых минералов формируются при температуре 390-310°C и отлагаются вплоть до 180°C. В температурном интервале 450-350°C формируется аксинит. Близодновременно с ними возникают скопления данбурита. Оруденение образуется при участии хлоридных боросодержащих растворов с невысоким содержанием углекислоты. Бор присутствует во включениях, предположительно, в форме боратов.

Для формирования крупного скарново-боросиликатного месторождения важное значение имеет вещественно-геохимический фактор – наличие боросодержащих известняков, которые, по нашим представлениям, являются источником бора. Ведущую роль в образовании борного оруденения играют геодинамические факторы. Известняки, обогащенные бором, были вовлечены в эндогенные процессы в тектонически активной зоне. Магматическая деятельность, в результате активизации которой был обеспечен источник тепловой энергии для ремобилизации бора, создала условия для образования скарнов и отложения борных минералов. Для растворения первичных борных минералов и ремобилизации бора также важен состав флюида – растворы повышенной щелочности, способные участвовать в растворении солей бора и переотложении их в виде боросиликатов, типичных для эндогенных процессов.

1. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А. и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегогорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 5, № 3. С. 203-221.
2. Баскина В.А., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Роль экзогенных флюидов в формировании датолитовых руд Дальнегогорского скарново-боросиликатного месторождения // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. М, 2010. С. 398-399.
3. Баскина В.А., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. О природе рудоносных флюидов на Дальнегогорском боросиликатном месторождении (Приморье) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436, № 3. С. 363-367.
4. Вуд Д. <http://www.minsoc.ru/%5CE2-2008-2-0>.
5. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
6. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: «Недра», 1972. 200 с.
7. Малинко С.В. О происхождении эндогенных борных месторождений по типоморфным свойствам минералов бора // Минералогический журнал. 1985. Т. 7, № 1. С. 36-45.
8. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-боросиликатного оруденения в активных континентальных окраинах // Записки Всероссийского минералогического общества. 1994. Ч. 123, № 4. С. 10-20.
9. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенчев П.И. и др. Дальнегогорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 178-182.
10. Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983.
11. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегогорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 95-102.
12. Садыков С.А. Генезис кальцита Дальнегогорских скарновых месторождений и гипергенного кальцита карстовых полостей по данным изотопного состава углерода. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2010. 18 с.
13. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис // Таухинская металлогеническая зона, Сихотэ-Алинь / отв. ред. В.Г. Хомич М.: Наука, 2008. 158 с.
14. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады Академии наук. 1989. Т. 307, № 1. С. 186-190.
15. Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В. и др. О природе боросиликатного оруденения Дальнегогорского месторождения, Приморский край // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 122-134.
16. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 112 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЮ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИНЬЧУАНЬ (ГАНЬСУ, КИТАЙ)

Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Основные промышленные источники Ni и ЭПГ - архейские коматитовые месторождения Австралии и Канады, раннепротерозойские норитовый массив Садбери и пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания Австралии, Индонезии, Новой Каледонии. К источникам ЭПГ также относятся архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвельд, Стиллутер, Великая дайка, а также современные россыпи.

В последнее время месторождения сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных ЭПГ руд обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулcano-плутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило выделить рифейскую ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую эпоху наряду с архейской, раннепротерозойской и пермско-триасовой. К таким месторождениям относятся Йоко-Довыренский и другие интрузивы Сыннырского рифта (Бурятия, Российская Федерация), комплексы рифта Мидконтинент (Дулут, Миннесота, США; Кристалл лэйк и Колдвелл, Онтарио, Канада), Маскок (Нунавут, Канада), Войсис Бэй (Лабрадор, Канада), Джиньчуань (Ганьсу, Китай) и Кабанга-Мусонгати-Капалагулу (Танзания и Бурунди). В представленной работе обобщены и проинтерпретированы новые данные по месторождению Джиньчуань.

Запасы составляют 500 млн. тонн руды со средним содержанием 1,2% Ni и 0,7% Cu; Pt – 0,20 г/т, Pd – 0,12, Au – 0,08, Ag – 3,2 г/т. Длина интрузива 6-6,5 км при ширине 20-528 м (в среднем 300 м), глубина более 1100 м. Серия кулисообразно расположенных ограниченных разломами линз сложена дунитовыми осевыми зонами, лерцолитовой оболочкой и краевыми оливиновыми пироксенитами. Нижняя часть состоит из сидеронитовых руд - сульфидсодержащих дунитов. Менее развиты вкрапленные и массивные руды. Отмечены контактово-метасоматические рудные тела в мраморах и скарнах. В глубоких горизонтах обнаружены высокомедистые руды с повышенным содержанием благородных металлов.

Возраст Джиньчуаня пересмотрен в сторону омоложения. Получен U-Pb SHRIMP возраст 827±8 млн. лет по циркону и 812±26 млн. лет по бадделеиту из плагиолерцолитов, циркон из секущей дайки дал возраст 828±3 млн. лет [9, 10]. Re-Os изохронный возраст массивных сульфидных руд составил 867±75 млн. лет [14]. Получен прецизионный U-Pb возраст по циркону 831,8±0,6 млн. лет с использованием метода химической абразии ID-TIMS [15].

По составам оливина и валовых проб пород рассчитано, что исходная магма была высокомагнезиальной базальтовой (пикробазальтом) с содержанием ~12% MgO, что подтверждено данными по РЗЭ и ЭПГ. Сделан вывод, что породы интрузива были обогащены MgO вследствие добавления оливина [1]. Основываясь на составе исходной магмы [1, 17], предположено, что интрузив сформирован в континентально-рифтовой обстановке. Данные по изотопии O и H показывают участие в гидротермальном изменении морской воды, а это индикатор обстановки континентальной окраины [12]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD плагиоклаза, амфибола и серпентина свидетельствуют о значениях флюида $\delta^{18}\text{O}$ от 2 до 5‰ и δD от -45 до -63‰, соответствующих вовлечению проэволюционировавшей морской воды или метаморфического флюида на ранних стадиях вторичного изменения.

На основании минералогических, петрологических и геохимических данных сделан вывод [10], что для образования исходной магмы интрузива Джиньчуань необходима высокая степень плавления, которую может обеспечить мантийный плюм с температурой >1350°. Им мог быть мантийный плюм в Южном Китае, который примерно 825 млн. лет назад спровоцировал раскол суперконтинента Родиния. Террейн Лоньшоушань (включая плутон Джиньчуань) мог быть частью Южно-Китайского кратона в начале позднего протерозоя. Первая фаза неопротерозойского внутриплитного магматизма кратона Янцзы началась 830-820 млн. лет назад, была, вероятно, инициирована мантийным плюмом под южным Китаем. Ультрамафитовый интрузив Джиньчуань и секущие его долериты идентичны по возрасту другим плюмовым интрузивам: мафитовым дайкам возраста 827-828 млн. лет на севере Гуанси в южном Китае и соседней Австралии, толеитам Тичуаньшань в области Ханьнань на северо-западе кратона Янцзы. В кратоне Янцзы задокументированы синхронные ультрамафит-мафитовые интрузивы Ханьнань с V-Ti оруденением (~820 млн. лет) и Тонде-Гаоджякун с ЭПГ-Cu-Ni оруденением (~820-840 млн. лет) [10]. Приведены возрастныи и стратиграфические корреляции в поддержку этих аргументов, за исключением того, что магматизм Джиньчуаня должен относиться к Северо-Китайскому кратону, а не к Южно-Китайскому [15].

Предположено [8], что массив Джиньчуань входит в состав протерозойской крупной магматической провинции Цилян, включающей также платобазальты Джиньтиешань, коматиты Занбутаи, пикриты, рои мафитовых даек ряда мест, особенно гор Лоньшоу, ультрамафит-мафитовые интрузивы, включая Лашуйся, на 90% состоящий из сульфидов.

На основании взаимоотношения интрузивных пород и их состава интрузив Джиньчуань проинтерпретирован [2] как тело, образованное оливин-ортопироксен-хромшпинелевой «кашей». «Каша» первоначально формировалась в промежуточной камере на глубине между 4 и 9 км после небольшой степени кристаллизации (<5% преимущественно оливина с подчиненными ортопироксеном и хромшпинелью) пикритовой магмы. В промежуточной камере происходила плотностная стратификация, приводившая к образованию практически не содержащего кристаллов слоя в кровле и сульфидсодержащей «каши» оливина и магмы на дне. Стратифицированный материал затем выжимался последова-

тельно от кровли до подошвы из промежуточного очага в системы трещин и разломов. Первоначальное выталкивание магмы без кристаллов сформировало безрудные мафитовые интрузивы района Джиньчуаня, а финальное выталкивание несущей оливин и сульфиды «каши» со дна промежуточной камеры сформировало интрузив Джиньчуань. Изначально он, по-видимому, представлял собой субгоризонтальное силлоподобное тело. Оно могло быть наклонено до 50° на юг в течение регионального воздымания Лоншоушаня.

Есть и другие аргументы [6]. В настоящее время несогласный контакт гнейсов пояса Лоншоушань и перекрывающих неопротерозойских метасадочных пород в 20 км западнее Джиньчуаня вертикальный, параллельный ориентировке интрузива Джиньчуань. Необходимость вращения исходно горизонтального несогласия подтверждает изначально субгоризонтальную ориентировку массива, который был скорее силлом, а не субвертикальным трубообразным телом. Интрузив внедрялся как субсогласное тело вдоль плоскости надвига гнейсов на мраморы. Мраморы сформировали лежачий, а гнейсы с подчиненными мраморами - висячий контакт. Мрамор подвергся контактовому метаморфизму, его ксенолиты (преобразованные в шпинель-диопсидовый скарн) обычны вдоль северного контакта, спорадически встречаются по всему интрузиву. Детальное изучение контакта [6] позволило выделить 2-3-метровую зону гибридных пород: перидотиты с обогащенной карбонатами матрицей с одной стороны и мраморы с пятнами перидотитов - с другой. Эндоконтактные плагиодуниты и плагиоверлиты отличаются аномально низким содержанием SiO_2 , высокими - CaO и потерями при прокаливании, на диаграммах отношений породообразующих оксидов к MgO их анализы занимают промежуточное положение между интрузивными породами и мраморами [6]. Если $\delta^{18}\text{O}$ силикатов интрузивных пород составляют 4,66-5,86‰, что отвечает мантийному составу, то это значение гибридных пород составляет 9,46-10,86‰. В мраморах $\delta^{18}\text{O}$ кальцита варьирует от 16,2 до 19,22‰, в ксенолитах $\delta^{18}\text{O}$ кальцита 15,75‰, а силикатов - 9,53-13,5‰ [6].

На диаграммах, нормированных на примитивную мантию, содержания микроэлементов в мраморах, ксенолитах, интрузивных и гибридных породах заметно относительное обогащение несовместимыми элементами (высокое отношение La/Yb), большие положительные аномалии Pb , отрицательные - Nb и Ta [6]. Это характерно для гранитных или осадочных пород континентальной коры, что показывает значительную контаминацию коровым материалом пород интрузива. Во всех образцах спектры распределений субпараллельны, концентрация элементов коррелирует с содержанием MgO [6]. Это позволяет сделать вывод, что контаминация происходила до поступления магмы в очаг или подводящий канал, который сохранился как интрузив Джиньчуань. Еще один аргумент – пониженные нормированные содержания U и Th в ультраосновных породах относительно легких редкоземельных элементов La и Ce [6]. Если даже после мощной коровой контаминации магма сохраняла высокое содержание MgO (12%, [1]), первичная магма должна была иметь значительно более высокое содержание магния, наиболее вероятно, что это был пикрит [6]. Предположено, что исходная магма формировалась парциальным плавлением высокой степени необычно горячего мантийного источника, плюма. Простая модель, включающая валовую ассимиляцию, исходную магму пикритового состава, контаминант состава нижней континентальной коры, показывает контаминацию 10-30% [6].

Северный (нижний) контакт с мраморами четкий, но ундулирующий, магматический. Местами содержащая кристаллы магма захватывала породы подошвы, и ксенолиты мрамора, преобразованные в диопсидиты, включены в нижнюю часть интрузива. Химический состав, особенно содержания макроэлементов и изотопный состав кислорода, свидетельствуют, что нижний контакт интрузива ассимилировал мрамор. Ксенолиты и некоторые породы экзоконтакта стали частично или полностью декарбонатизированы, исходные минералы мрамора замещены диопсидом и другими силикатами. Следовательно, во время внедрения нижняя часть интрузива взаимодействовала с породами подошвы, захватывала обогащенные CO_2 флюиды, высвобожденные декарбонатизацией мрамора экзоконтакта и ксенолитов. Эти флюиды должны были просачиваться вверх через кристаллическую кашу [6].

Магма ранее ассимилировала значительное количество гранитного материала в нижней коре. Растворимость серы в ультрамафит-мафитовой магме сильно зависит от давления. Ультрамафитовая магма, сформированная глубоким плавлением мантии, может растворить только ограниченное количество серы, и, когда магма достигает коровых уровней, падение давления вызывает сильное пересыщение серой. Горячая примитивная магма ассимилирует вмещающие породы нижней коры и частично кристаллизуется, оба этих процесса снижают растворимость серы и увеличивают концентрацию серы в расплаве (при кристаллизации сера концентрируется в постоянно уменьшающемся объеме остаточной магмы). Когда магма достигла современного уровня в средней-верхней коре и вступила в контакт с мрамором, предположительно, она была близка к насыщению серой [6].

Тепло магмы может частично расплавить карбонатные вмещающие породы или ксенолиты, производя капли кальциевого расплава низкой плотности и вязкости, поднимающиеся через оливиновые кумулаты нижней части интрузива. Кроме того, обогащенные CO_2 флюиды, сформированные декарбонатизацией пород подошвы и/или ксенолитов, могли просачиваться вверх через кумулаты. При достижении границы раздела кумулуса и жидкости флюиды реагировали с расплавом, увеличивая фугитивность кислорода и вызывая отделение сульфидной жидкости. Если магма перемещалась через интрузив, карбонат должен был окисляться и вызывать отделение сульфида из постоянно текущего потока магмы; таким образом, большой объем сульфида мог бы накопиться в месте этого взаимодействия. Сульфидная жидкость, более плотная, чем силикатный расплав, должна была проникать вниз через кристаллическую кашу, формирующую верхнюю часть толщи кумулуса, до уровня полностью твердых пород, и должна была накопиться выше его, формируя сидеронитовые руды, характерные для месторождения Джиньчуань. Этот механизм объясняет позицию и природу оруденения месторождения: сидеронитовая руда в нижней части интрузива, но не в базальном контакте [6].

Изучение Re-Os изотопии [14] показало, что массивные руды Джиньчуаня имеют значение γ_{Os} (827 млн. лет) 110. Это значение значительно выше, чем у мантийного резервуара на эту дату и показывает, что исходные сульфидные расплавы

месторождения Джиньчуань отделялись из магм, контаминированных материалом древней континентальной коры со значительно радиогенным Os.

Низкие отрицательные величины $\epsilon Nd_{(t)}$ (-6~-9) и высокие положительные значения $\epsilon Sr_{(t)}$ (56~160), с нерадиогенным изотопным составом Pb аналогичны в оливине, пироксене и различных ультраосновных породах. Более того, спектры распределения микроэлементов показывают обогащение легкими редкоземельными элементами и крупноионными литофильными элементами без ясной аномалии δEu . Все эти данные свидетельствуют, что источником комплекса Джиньчуань была обогащенная мантия. Спектры распределения микроэлементов показывают четкие отрицательные аномалии Nb и Ta, отрицательное отношение между величинами La/Sm и $\epsilon Nd_{(t)}$, что подтверждает коровую ассимиляцию интрузивом Джиньчуань. Изотопный состав He, Ne и Ar показывает, что мантийный компонент был смешан с материалом континентальной коры и атмосферными летучими в оливине, пироксенах и сульфидах интрузива Джиньчуань [5].

Изотопные отношения He, Ne и Ar в минералах Джиньчуаня указывают на смешение благородных газов из мантии, континентальной коры и атмосферных осадков и вовлечение их в процессы формирования рудоносной магмы [3, 4]. Среди них вклад континентальной коры - наиболее значимый. Повышенные отношения $^3He/^4He$ и пониженные $^{40}Ar/^36Ar$ в сульфидах относительно силикатов Джиньчуаня свидетельствуют, что отделение сульфидного расплава происходило на раннем этапе магматической дифференциации. Летучие континентальной коры непрерывно добавлялись в течение образования и кристаллизации магмы. Первичная рудообразующая магма была сформирована частичным плавлением мантии и прошла два этапа эволюции. Она, по-видимому, ассимилировала вмещающие породы, что привело к пересыщению силикатной магмы серой и отделению несмесимого сульфидного расплава, формированию смешанного компонента. Смешанный компонент внедрялся в верхнюю камеру и на субсолидусном этапе смешивался в высокой пропорции с глубоко циркулирующими атмосферными осадками, которые вызывали пересыщение серой рудоносной магмы и на месте формирования рассеянной руды в верхней магматической камере [3, 4].

Ta и Nb совместимы с мафическими минералами, сульфидами и оксидами. Поэтому ультраосновные породы Джиньчуаня должны иметь низкие отношения Th/Ta и Th/Nb, если они представляют чистые кумулаты базальтовых магм мантийного происхождения, не измененные коровой контаминацией. Однако, большая часть безрудных ультраосновных пород и сульфидных руд имеют отношения Th/Ta и Th/Nb 2,5-6,5 и 0,15-0,6 соответственно [13], выше, чем таковые примитивной мантии (Th/Ta=2,3 и Th/Nb=0,15). Высокие отношения Th/Ta и Th/Nb свидетельствуют, что магмы Джиньчуаня могли испытать коровую контаминацию на глубине [13]. Высокие содержания HFSE и LILE и отрицательная Nb-Ta аномалии безрудных пород и сульфидных руд соответствуют коровой контаминации [13]. Изотопный состав циркона ($^{176}Lu/^{177}Hf=0,00075-0,00101$) и бадделеита ($^{176}Lu/^{177}Hf=0,00013-0,00137$) указывает на их коровое происхождение [11].

В массивных рудах отмечен Cl-содержащий сульфид джерфшерит. Содержание Cl в биотите Джиньчуаня до 0,17% [7], во вторичных амфиболах (тремолит) до 0,15%, но первичная паргаситовая роговая обманка содержит гораздо больше Cl - 0,42-0,77%. Еще больше Cl содержит апатит - 1,31-2,39%. Повышенные содержания Cl в интеркумулусных апатитах и роговых обманках, как и джерфшерит в сульфидах, показывают, что Pt и Pd могли формировать хлорокомплексы вместе с Cu [7].

Изучен состав летучих компонентов и изотопный состав C в оливине, пироксене и сульфидах [16]. В первичных магматических летучих, захваченных силикатами при кристаллизации, доминируют CO₂ и SO₂ с мантийной характеристикой $\delta^{13}C$ от -12,16 до -4,71‰, в среднем -9,6‰. Летучие, захваченные при сегрегации или кристаллизации сульфидов, представлены в основном SO₂ и CO₂ с изотопно тяжелым $\delta^{13}C$ от -11,38 до -2,71, в среднем -6,83. То есть обогащенные CO₂ летучие, участвовавшие в рудообразовании месторождения Джиньчуань, должны иметь мантийное происхождение. Высокие отношения CO₂/CO и SO₂/H₂S показывают высокую окисленность системы, поддерживая гипотезу [6], что насыщение сульфидами было следствием воздействия CO₂, высвобожденного из мрамора вмещающих пород контактовым метаморфизмом. Но изотопия углерода флюидов не показывает значительного вклада CO₂ из корового источника [16].

Таким образом, Джиньчуань объединяет с другими рифейскими ЭПГ-Cu-Ni месторождениями толеитовый состав родоначальной магмы рудоносных интрузивов. Большую роль в массиве играют дуниты, он входит в состав вулканно-плутонической ассоциации. Формирование плутона связано с активностью мантийного плюма. Континентальный рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийного плюма сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюма кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в подводящих каналах и гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, карбонатными и терригенными породами. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, Cl, CO₂, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей сыграло решающую роль в локализации сульфидного Cu-Ni оруденения. Флюидно-магматическое взаимодействие оказывало значительное влияние на процессы петро- и рудогенеза. Обогащенные хлором флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты.

1. Chai G., Naldrett A.J. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma // *Journal of Petrology*. 1992. V. 33. P. 1-27.
2. De Waal S.A., Xu Z., Li C., Mouri H. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, western China // *Can. Mineral*. 2004. V. 42. P. 371-392.
3. Hu P.-Q., Zhang M.-J., Li C., Tang Z.-L. Noble gas isotopic constraints on the origin of fluids in the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Western China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72, N 12, Suppl. 1. A397.
4. Hu P.Q., Zhang M.J., Tang Q.Y., Ye X.R., Tang Z.L., Li W.Y. Noble gas isotopic constrains on mineralization of the Jinchuan Cu-Ni-PGE sulfide deposit, West China // *Acta petrologica sinica*. 2010. V. 26, N 11. P. 3375-3386.
5. Jiao J.G., Tang Z.L., Yan H.Q. Source and crustal assimilation of Jinchuan ultramafic complex in Gansu province, China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72, N 12, Suppl. 1. A431.
6. Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Harris C. Field relationships and geochemical constraints on the emplacement of the Jinchuan intrusion and its Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Gansu, China // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 75-94.
7. Li S., Halls C. Petrography and paragenesis of platinum-group minerals in Jinchuan ultramafic intrusion, northwest China // *Trans. Instn. Mineral. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.)*. 1993. V. 102. P. B164-B180.
8. Li W., Wang W., Guo Z. Magmatic Ni-Cu-PGE deposits in the Qilian-Longshou mountains, Northwest China – part of a Proterozoic large igneous province // *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer-Verlag, Berlin, 2005. V. 1. P. 429-432.
9. Li X.H., Su L., Song B., Liu D.Y. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinchuan ultramafic intrusion and its geological significance // *Chinese Science Bulletin*. 2004. V. 49, N 4. P. 420-422.
10. Li X.H., Su L., Chung S.-L. et al. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma south China mafic plume? // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6, N 11. 16 p.
11. Liu M., Tang Z., Qian Z. et al. Genesis and geochemical characteristics of zirconium enriched minerals in Jinchuan ultramafic body // *Northwestern Geology*. 2009. V. 42, Sup. Proceedings of Xi'an International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium 2009. P. 56-60.
12. Ripley E.M., Sarkar A., Li C. Mineralogic and stable isotope studies of hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu Deposit, China // *Economic Geology*. 2005. V. 100, N 7. P. 1349-1361.
13. Tang Z., Song X.-Y. Su S. Ni-Cu deposits related to high-Mg basaltic magma, Jinchuan, Western China // *New developments in magmatic Ni-Cu and PGE deposits*. Beijing: Geological Publishing House. 2009. P. 121-140.
14. Yang S.-H., Qu W.-J., Tian Y.-L., Chen J.-F., Yang G., Du A.-D. Origin of the inconsistent apparent Re-Os ages of the Jinchuan Ni-Cu sulfide ore deposit, China: Post-segregation diffusion of Os // *Chem. Geol.* 2008. V. 247. P. 401-418.
15. Zhang M., Kamo S., Li C., Hu P., Ripley E.M. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China // *Miner. Deposita*. 2010. V. 45. P. 3-9.
16. Zhang M., Sheng H., Tang Q., Hu P., Fu P. Volatile composition and carbon isotope constraints on ore genesis of the Jinchuan Cu-Ni deposit, western China // *11th International platinum symposium, June 21-24, 2010*. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release – Data 269. 2010. 4 p.
17. Zhou M.-F., Yang Z.-X., Song X.-Y., Keays R.R., Lecher C.M. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China // *The geology, geochemistry, mineralogy, mineral beneficiation of the platinum-group elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 54. 2002. P. 619-636.

МИНЕРАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ.

Н.Б. Колесникова
ФГУП ВИМС, Москва, vims@df.ru

Интерес к Патомскому нагорью издавна связан с его золотоносностью. В центральной части Патомской площади расположен Бодайбинский горнорудный район - один из наиболее крупных золоторудных районов России. Наряду с этим при проведении поисковых работ на золото в пятидесятых - восьмидесятых годах прошлого столетия на территории Патомского нагорья были обнаружены многочисленные проявления вольфрама и олова. К настоящему времени среди проявлений олова не выявлено объектов промышленной значимости. Из двенадцати выявленных проявлений вольфрама по результатам предварительной и дополнительной оценки перспектив, выполненной в 2010 году ЗАО «СибГК», основным практический интерес представляют проявления Догалдын и Марининское. В ФГУП ВИМС проведено изучение вещественного состава руд, особенностей вмещающих пород и определение минерального и формационного типа оруденения на этих объектах.

Проявление Догалдын расположено в юго-восточной части Бодайбинского района в 90 км юго-восточнее г. Бодайбо южнее истоков р. Джалалагун. Выявлено В.Г. Молочным в 1989 г. в ходе поисковых работ на рудное золото. Оруденение приурочено к периферийной части небольшой конкудеро-мамаканской интрузии, пересеченной серией субмеридиональных нарушений и представлено несколькими шеелит-кварцевыми жилами в грейзенизированных гранитах. Проведенный петрографический анализ показал следующее. Грейзенизация гранитов выражена в замещении биотита мусковитом, плагиоклаза серицитом, калиевого полевого шпата (микроклин) мусковитом и кварцем. Интенсивность замещений увеличивается с приближением к шеелит-кварцевым жилам (рис. 1). Характерные для грейзенов минералы, такие, как топаз, флюорит, при этом отсутствуют. В шлифах отмечены единичные мелкие кристаллы апатита (рис. 1 В).

Степень изменений породы повышается слева направо. Крайнее правое поле – крупное зерно кварца, содержащее шеелит и мелкочешуйчатый мусковит – контакт рудной жилы с гранитом.

В отличие от известных месторождений грейзенового типа, где подробно изучены и описаны процессы грейзенизации и связанного с ними вольфрамового оруденения [2], здесь в грейзенизированном граните минералы вольфрама не обнаружены. Как показывают исследования Ю.Г. Иванова [6], вольфрамоносные интрузии гранитоидов отличаются повышенным содержанием редких элементов и вольфрама. По данным рентгеноспектрального анализа содержание вольфрама и редких земель в догалдынских гранитах соответствует кларковому, что характеризует интрузивный массив как невольфрамоносный. Весь шеелит содержится в кварцевых жилах, при этом содержание его в среднем составляет порядка 5%. По систематике Ю.Г. Иванова минеральный тип оруденения – шеелит-кварцевый, рудная формация – грейзено-кварцевожильная. По классификации Ф.Р.Апельцина [2] и В.Т. Покалова [8] формационный тип данного оруденения кварцевожильный. Определенные рентгеноспектральным анализом содержания редких земель в составе шеелита, являющиеся индикатором генетического типа шеелитового оруденения, близки к кларку лантаноидов для кислых пород - $\sum (Y + \text{лантаноиды}), \% = 0,040\%$.

Подсчитанные на основании параметров рудных зон, определенных В.Г. Молочным, ресурсы WОЗ составят 5 340 т по категории P2, что позволяет отнести проявление Догалдын к категории мелких месторождений. Шеелит-кварцевый тип руд относится к легкообогатимым. Разработка руд проявления Догалдын возможна открытым способом. Тем не менее, отдаленность от инфраструктуры и труднодоступность территории делают добычу вольфрама здесь возможной лишь как сопутствующего в случае разработки рядом расположенного золотого рудопроявления Джалалагун.

Более интересным с точки зрения перспектив вольфрамоносности является проявление вольфрамита Марининское. Оно расположено на западной окраине Патомского нагорья в 12 км выше устья р. Правая Сехта в 40 км к юго-западу от пос. Мама. Рудопроявление выявлено Г.И. Сосновским и И.В. Корякиным при проведении в 1989-93 гг. групповой геологической съемки масштаба 1:50000. В 2010 г. силами ЗАО «СибГК» проведены работы по оценке перспектив этого объекта.

Общее структурное положение рудопроявления определяется приуроченностью к зоне крупного разлома северо-восточного простирания, разделяющего экструживно-купольную постройку, сложенную гранитоидами чуйско-нечерского

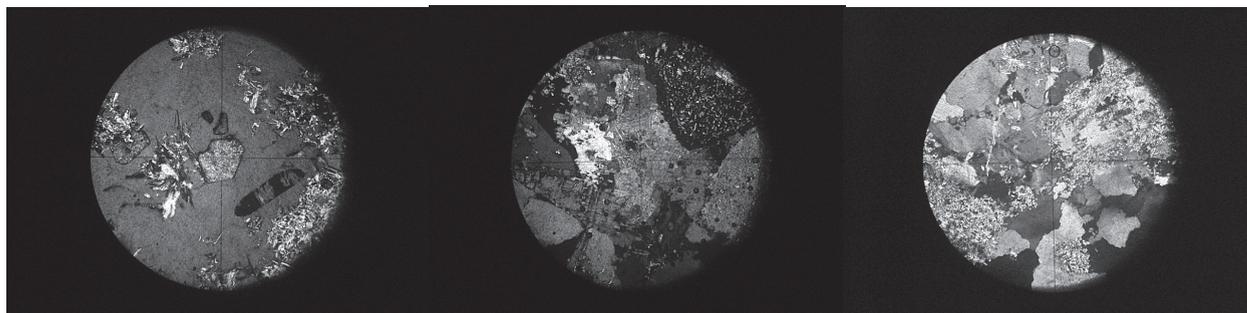


Рис. 1. Характер изменений гранита вблизи рудной жилы. D = 1,8 мм; николи скрещены.

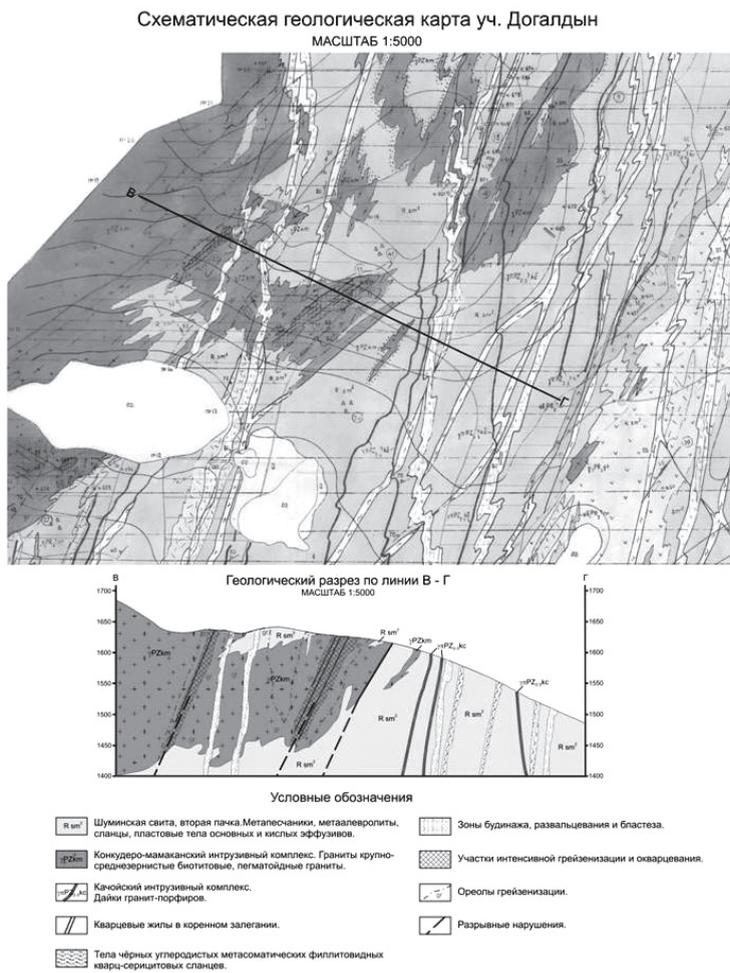


Рис. 2. Схематический разрез рудопоявления Догалдын (по В.Г. Молочному с использованием данных ЗАО «СибГК»)

ближе к грейзеновому. По данным того же рентгеноспектрального анализа количества марганца и железа в составе вольфрамитов примерно равны. В слюдяных сланцах вблизи контакта с рудными жилами методом панорамного РСА определены содержания фтора, а так же рубидия, цезия и хрома, в десять раз превышающие кларк для сланцев.

По систематике Ю.Г. Иванова [6] вольфрамовое оруденение Марининское можно отнести к выделяемой им грейзено-кварцевожилной рудной формации. По классификации Ф.Р. Апельцина [2] и В.Т. Покалова [8] это кварцевожилный формационный тип оруденения. При этом следует отметить, что оруденение (на что однозначно указывает рис. 3В, Г) формировалось в условиях тектонически нестабильной обстановки. В ходе процесса неоднократно менялось направление, характер и интенсивность воздействия на породу – явления, типичные для уже известных вольфрамовых месторождений Забайкалья (Белуха, Букука), подробно описанные в работах В.Ф. Барabanова [1, 7].

На основании многочисленных исследований [2, 8] установлено, что данный тип оруденения связан с гранитовыми и

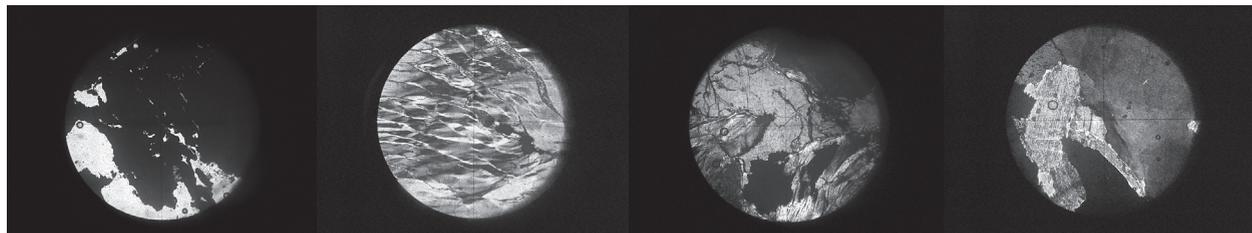


Рис. 3. Минеральные ассоциации рудосодержащих зон вольфрамового проявления Марининское. D = 1,8 мм; николи скрещены.

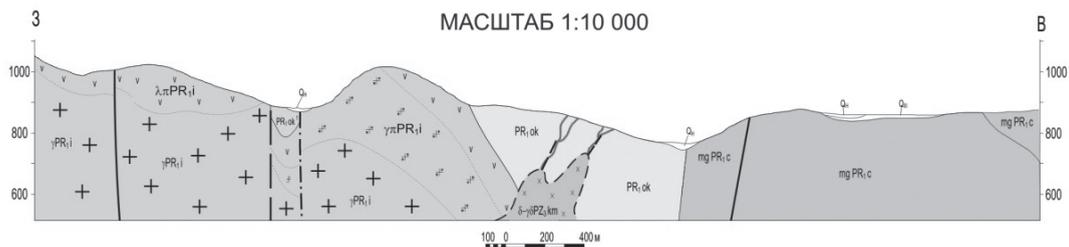
А – берилл и мусковит в кварце; Б – образование микротрещин в зерне кварца в результате роста в нем чешуек мусковита; В – волнисто-свилеватый характер угасания крупного зерна кварца - результат пластических деформаций, свидетельствующий о формировании кварца в условиях неразрушающих напряжений [3, 4, 5]; Г – скопление зерен вольфрамитов в кварце с мелкими выделениями шеелита, развивающимися по трещинкам в вольфрамите.

комплексанижнегопротерозояидапировокупольную структуру, выполненную магматогенными и ультраметаморфогенными нижнепротерозойскими образованиями чуйского комплекса. К югу от рудопоявления на поверхность выходят небольшие интрузивные тела палеозойских гранитов конкудеро-мамаканского комплекса.

Рудные тела – кварцевые жилы с вольфрамитом мощностью 0,5-1,7 м в слюдяных сланцах - образуют жильно-штоковую зону, имеющую протяженность до 700 м и ширину от 5 до 27м. Средние содержания ВОЗ на разных участках рудной зоны варьируют от 0,7 до 3,2 г/т. Ресурсы по категории Р2 по предварительным подсчетам, выполненным ЗАО «СибГК», составляют порядка 45000 т, что соответствует среднему по масштабам месторождению.

На основании проведенного в ФГУП ВИМС минералого-петрографического анализа минеральный тип данного проявления определен как берилл-вольфрамит-кварцевый (рис. 3).

Берилл-слюдисто-кварцевая минеральная ассоциация (рис. 3А, Б), как известно, характерна для формации грейзенов. По данным исследований Ю.Г. Иванова [6], содержание тантала и ниобия в вольфрамите является индикатором генетического типа оруденения. В лаборатории ВИМСа выполнен рентгеноспектральный анализ на содержание этих элементов. Полученные значения (0,80-1,22 % Nb₂O₅, 0,44 % Ta₂O₅ и 0,0011-0,019% Sc) по величине средние между значениями содержаний указанных элементов для грейзенового и кварцево-жилной формационных типов,



Условные обозначения

	Современные аллювиальные отложения		Геологические границы между разновозрастными подразделениями: достоверные (а), предполагаемые (б) и между фациально разными образованиями одного возраста (в)
	Четвертичные ледниковые и водноледниковые отложения		
	Конкудеро-мамаканский комплекс. Диориты, гранодиориты меланократовые		
	Ирельский комплекс Граниты		Разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б) и перекрытые рыхлыми четвертичными образованиями (в)
	Гранит-порфиры		
	Риолиты, риолит-порфиры		
	Метатуфалевропесчаники, углеродистые металевропесчаники, сланцы, тела метазэффузивов среднего, средне-основного состава		Кварцевые жилы с вольфрамитом
	Чуйский мигматит-гнейсовый комплекс. Гнейсы, мигматиты, плагиограниты, амфиболиты		

Рис. 4. Схематический геологический разрез рудопоявления Марининское (по В.Г. Молочному с использованием данных ЗАО «СибГК»).

лейкогранитовыми интрузиями. В этом случае генерирующими процесс оруденения предположительно могут считаться не вскрытые конкудеро-мамаканские интрузии, выходы которых расположены к северу от рудопоявления. Наиболее значительная доля вольфрамита в месторождениях грейзеновой формации обычно приурочена к апикальным частям интрузии. В связи с вышесказанным при постановке поисково-разведочных работ с применением бурения можно ожидать значительного увеличения прогнозных ресурсов рудопоявления Марининское.

1. Барабанов В.Ф. Вольфрамитовые месторождения Восточного Забайкалья. Л., 1975.
2. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. Под ред. Ф.Р. Апельцина. М.: Недра, 1980.
3. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. Индивиду. М., 1975.
4. Григорьев Д.П. Рекристаллизация минералов // ЗВМО. 1956. № 85.
5. Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М., 1979.
6. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974.
7. Каширина Т.В., Барабанов В.Ф., Сухаржевский С.М. К вопросу о типоморфизме кварца из вольфрамитовых месторождений // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ, 1991.
8. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ КРУПНЫХ И МЕЛКИХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ В БЕТОНЫ РИФТОВЫХ ВПАДИН ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

Качество заполнителей для тяжелых бетонов (крупные – обломочные смеси; мелкие – разнородные пески) определяется техническими требованиями ГОСТа 12730-0-78 (1994). На поисковых стадиях ведения геологических работ на данный вид нерудного сырья, в первую очередь, необходимо провести фациальный анализ четвертичных толщ с целью последующего выделения конкретных фаций (микрофаций) внутри фациальных групп генотипов, удовлетворяющих потребности Госстандарта. Поисковый ряд критериев приобретает при этом следующий вид: «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация (микрофация)». Отличительной особенностью накопления соответствующих толщ представляется довольно высокий энергетизм среды седиментации.

В естественном виде **крупными заполнителями** являются природные гравийно-галечные или древесно-щепнистые компоненты размером от 3 до 150 мм. Кроме того, широко используется и материал, получаемый при дроблении. И в том, и в другом случаях определяется фракционный ассортимент, плотность, прочность, содержание зерен пластинчатой и игловатой формы, водопоглощение, морозостойкость, включения алевритовых и глинистых частиц, петрографический состав, органические примеси. В генетическом плане натуральные крупные заполнители в исследуемом районе (Байкальская рифтовая зона – в геоструктурном отношении, или Прибайкалье – в широком географическом смысле) можно обнаружить в аквально (аллювий, пролювий) и гляциальном (ледниковые и водно-ледниковые осадки) парагенетических рядах континентальных осадочных образований.

Аллювиальные отложения. В фациальном плане наибольший процент пригодности проб (ППП) свойственен перлювиальной и пристрежневой фациям русловой группы, а также, выборочно, фации прирусловой отмели (гравийно-галечные толщи малой мощности). Ввиду высокого содержания алевритово-глинистых частиц по сравнению с нормами в 1-3% для разных марок бетонов остальные фациальные группы в естественном виде не пригодны. ППП по ископаемым отложениям низкий (табл. 1), лучшие показатели свойственны раннеголоценовым отложениям уровня высокой поймы, пригодность примерно равная по всем впадинам. Террасовый комплекс в целом мало перспективен. К аллювиальным толщам относятся месторождения крупных заполнителей Тунген, Гарга-2 и Хахаргай из Баргузинской котловины.

Табл. 1.

Процент пригодности проб – крупных заполнителей в бетоны

Генотип	Впадины				
	Верхнеангарская	Муйско-Куандинская	Баргузинская	Тункинская	Юго-восточное побережье Байкала
aQ ₄ ²	7,7	н/пр	-	-	-
aQ ₄ ¹	20,7	9,5	33,3	25,0	-
a ¹ Q ₃ ⁴ -Q ₄ ¹	18,2	н/пр	11,1	н/пр	н/пр
a ² Q ₃ ²	29,2	н/пр	5,9	н/пр	н/пр
ар, р	40,0	25,6	5,9	50,0	-
af, f	20,0	89,5	-	н/пр	-
g	75,0	85,7	-	н/пр	-

Примечание: н/пр – отложения не пригодны, прочерк – отсутствие генотипа.

Месторождение *Тунген* расположено в 28 км восточнее с. Курумкан в долине р. Гарга, выполнено песчано-галечными финальнонеоплейстоценово-раннеголоценовыми отложениями высокой поймы и I террасы. Разведанная площадь составляет 18 км², мощность продуктивной залежи не выдержана, в среднем до 2 м, запасы – 18 млн. м³ при благоприятных условиях отработки.

На месторождении *Гарга-2* полезная толща площадью 0,5 км² сложена гравийно-галечно-песчаным материалом поймы и первой террасы. Средняя вскрытая ее мощность достигает 1 м, запасы – 0,51 млн. м³. Ввиду высокого залегания уровня грунтовых вод условия отработки не благоприятные.

В среднем течении ручья Хахаргай (левый приток р. Баргузин) на северо-восточном замыкании Баргузинской впадины открыто месторождение *Хахаргай*. Продуктивный горизонт представлен валунно-галечно-песчаными смесями высокой поймы раннеголоценового возраста, площадь его распространения 1 км² при средней мощности до 1 м и запасах в 1,5 млн. м³.

Эффективность добычи сырья с данного генотипа существенно возрастет при ее оптимизации с получением щебня при

дроблении и фракционировании донных валунно-галечных отложений главных рек рифтовых впадин и водотоков 1-2-го порядков.

Проллювиальные отложения. Немалая значимость в разведанных и опробованных ресурсах крупных заполнителей в бетоне принадлежит этому генотипу. По фациальному анализу наиболее потенциальна фацция вершинной зоны конусов выноса, гидродинамика которой позволяет накапливать в достаточной мере крупные обломки и выносить мелкообломочно-песчаный материал. К разновозрастным проллювиальным отложениям относятся месторождения крупных заполнителей Хобок, Ихэ-Ухгунь, Гужиры в Тункинской впадине, приуроченные к предгорному шлейфу и конусам выноса рек 3-го порядка (см. материалы докладов в этом сборнике).

Ледниковые отложения. Перспективны конечно-моренные и водно-ледниковые образования. ППП в естественном виде самый высокий, после предварительного фракционирования с удалением тонких разностей может достичь максимального предела. Данный генотип контролирует месторождения крупных заполнителей Право-Муяканское и Мудириканское в Муйско-Куандинской впадине.

Месторождение *Мудириканское* расположено на междуречье рр. Мудирикана – Аневиркана в 25 км к югу от железнодорожной станции Таксимо (БАМ). Продуктивная толща представлена среднечетвертичными флювиогляциальными песчано-галечно-валунными отложениями и сложена пластовыми, пластообразными телами с невыдержанным строением, мощностью, а также изменчивым количеством полезного компонента. Окатанность гальки и валунов хорошая, по петро-составу преобладают гранитоиды муйского комплекса, лещадная форма обломков встречается крайне редко. Территория месторождения составляет 1 км², глубина отработки – 20 м, запасы 12 млн. м³. Прирост запасов месторождения может быть увеличен за счет двух участков, имеющих сходное геологическое строение, – Лево-Мудириканского (3 км², 8 млн. м³) и Право-Аневирканского (4 км², 9 млн. м³), при этом сумма всех запасов составит 29 млн. м³. Инженерно-геологические условия благоприятные – «сухая мерзлота» позволяет круглогодичное механизированное извлечение полезного компонента. Песчано-гравийная смесь этого месторождения после фракционирования и удаления валунно-галечного материала (>70 мм) пригодна в качестве заполнителя в тяжелых марки «200-300» и гидротехнических бетонах. В естественном виде может использоваться для отсыпки основания и нижнего слоя автодорог 3-й категории в суровых климатических условиях (СНиП 1-Д.2-79). Вскрышные породы (суглинки), а также подстилающие продуктивную толщу моренные глины и глинистые алевриты представляют интерес в качестве связных грунтов для гидротехнических сооружений.

Месторождение *Право-Муяканское* расположено на стрелке рек Муякана и Орана-Муяканского в 2,5 км южнее п. Северомуйск. Сложено песчано-галечно-валунными флювиогляциальными и озерными отложениями среднечетвертичного возраста. Площадь – 5,5 км², вскрыша – 0,5 м, глубина отработки – 2-10 м, прогнозные запасы 15 млн. м³. Помимо крупных заполнителей в тяжелые бетоны с фракционированием, осадки в естественном виде могут использоваться также в виде отсыпок основания и нижнего слоя автодорог и отсыпок железнодорожной насыпи (СНиП-IV-10).

Петрографический состав обломков по всем рассмотренным генотипам предопределен, в основном, комплексом магматических и метаморфических пород, имеющим самое широкое развитие в горном обрамлении рифтовых впадин. Механические свойства настоящего комплекса позволяют получать бетоны высоких марок.

Мелкими заполнителями бетонов по ГОСТу могут быть практически все разновидности песков с включениями гравия и алевритово-глинистых частиц из аллювиального, проллювиального, озерного, флювиогляциального и лимногляциального генотипов рыхлых материковых образований. *Аллювиальные и озерные отложения.* В фациальном отношении пригодными являются фацции со средними гидродинамическими условиями живой среды седиментации. Потоки, доставляющие сюда обломочный субстрат, теряют способность транспортировать обломки галечно-гравийной размерности, переносят более мелкий материал и, кроме того, характеризуются пульсационными изменениями придонных скоростей, приводящих к разрушению гидравлических ловушек и выносу тонкодисперсных частиц. Такой режим характерен для фацций прирусловой отмели и перекатов русловой группы, фацций приречной зоны и русел пойменной группы, фацции проточных озерных водоемов.

ППП по впадинам и отдельным элементам речных долин испытывает относительные колебания (табл. 2). Причина – разные динамические особенности бассейнов аккумуляции. Лучшие показатели годности в целом присущи Муйско-Куандинской впадине и юго-восточному побережью оз. Байкал, в морфологическом отношении интерес представляют осадки высокой поймы и низких террас (I-III). К описываемой совокупности причастны следующие месторождения мелких заполнителей.

Месторождение *Конфликтное* расположено в 4 км восточнее 710 км БАМа в месте слияния рек Муякан и Муя в Муйско-Куандинской впадине. Сложено озерно-речными и аллювиальными мелко-среднезернистыми, кварц-полевошпатовыми песками средне-верхнечетвертичного возраста (VI-V, III-II террасы). Площадь распространения полезного компонента составляет 5 км² при вскрыше до 0,5 м и глубиной отработки 5-10 м (прогнозные запасы – 50 млн. м³).

Месторождение *Тукалакта* открыто на правом берегу Муи в нижнем течении р. Большая Тукалакта рядом с трассой БАМа. Продуктивная толща представлена разновозрастными кварц-полевошпатовыми среднезернистыми песками. Полезная площадь составляет 33 км² при вскрыше до 0,5 м и глубине отработки в 10-15 м. Прогнозные запасы – 440 млн. м³.

Табл. 2.

Процент пригодности проб – мелких заполнителей в бетоны

Генотип	Впадины				
	Верхнеангарская	Муйско-Куандинская	Баргузинская	Тункинская	Юго-восточное побережье Байкала
aQ_4^1	10,0	9,5	11,1	50,0	-
$a^1Q_3^4-Q_4^1$	45,0	20,0	22,2	33,3	20,0
$a^2Q_3^2$	20,8	17,7	9,7	н/пр	50,0
$a^3Q_3^1$	8,0	32,6	4,2	н/пр	36,8
$la^4Q_2^{3+4}$	7,4	25,0	9,3	н/пр	30,4
$al^5Q_2^{1+2}$	н/пр	48,0	4,6	н/пр	4,8
$al^6Q_1^2-Q_2^1$	5,0	36,7	19,2	2,2	6,3
$al^7E_2-Q_1^1$	н/пр	38,8	9,1	5,0	н/пр
p	10,0	18,9	11,1	н/пр	-
f, g	н/пр	н/пр	н/пр	н/пр	-

Примечание: н/пр – отложения не пригодны.

Месторождение *Левомуйское* находится в окрестностях п. Усть-Муя, выполнено кварц-полевошпатовыми средне-мелкозернистыми песками речного и озерно-речного генезиса средне-верхнечетвертичного возраста (V-II террасы). Перспективная площадь – 0,35 км², вскрыша до 1 м, прогнозные запасы – 7,2 млн. м³. Пески находятся в состоянии «сухой мерзлоты».

Месторождение *Право-Аргадинское* расположено на нижнем отрезке долины р. Аргада в 16 км северо-восточнее с. Нижняя Аргада в Баргузинской котловине. Полезная толща характеризуется ниже-среднеплейстоценовыми алевритово-тонкозернистыми и мелкозернистыми песками VI-IV террас. Перспективный ареал – 3,0 км², мощность продуктивного горизонта – 2 м, запасы – 6,0 млн. м³.

На левобережье р. Баргузин, юго-восточнее с. Курумкан открыто месторождение *Улан-Бурга*, в строении которого принимают участие эоплейстоцен-среднечетвертичные алевритовые и тонко-мелкозернистые пески VII-V террас. Искомый компонент залегает на площади 3 км², глубина отработки – от 2 до 5 м, вскрыша – 1 м, прогнозные запасы 4,2 млн. м³, условия отработки позитивные.

Месторождение *Саятиха-1* (нижнее течение р. Налимовка в 5 км северо-восточнее курорта Горячинск на юго-восточном побережье оз. Байкал) соотносится с V-III надпойменными уровнями, сложенными среднезернистыми песками. Ареал распространения полезного продукта 6,5 км², глубина залегания – от 0,9 до 3,3 м, резерв – 15,6 млн. м³.

Проллювиальные и ледниковые отложения. ППП очень низкий, как мелкие заполнители в природном виде, практическим значением не обладают. Годная смесь может быть получена при добыче крупных заполнителей в качестве добавочного продукта.

Таким образом, в качестве крупных заполнителей в бетоны наиболее значимыми являются ледниковые, флювиогляциальные, проллювиальные и аллювиально-проллювиальные отложения. Среди аллювиальных отложений практический интерес представляют отдельные толщи пойм и низкого террасового комплекса межгорных впадин Прибайкалья. Мелкими заполнителями в бетоны в генетическом отношении перспективны аллювиальные и аллювиально-озерные осадки пойм и надпойменных террасовых уровней.

Добыча может вестись круглогодично механизированным карьерным способом. Это в полной мере удовлетворит запросы стройиндустрии, как в местных, так и региональных потребностях. Отработка месторождений, в первую очередь террасового комплекса впадин, не повлечет за собой существенных корректив в ландшафтном облике местности ввиду заложения выработок вдоль крутых уступов террас. Многомиллионные запасы, удобная транспортная инфраструктура позволит также производить вывоз заполнителей в бетоны за пределы Байкальского региона.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУНКИНСКИХ ВПАДИН

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bsnet.ru

Тункинская система впадин находится в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и состоит из шести отдельных не равных по площади слегка овальных в плане котловин, отделенных одна от другой горными перемычками. Наиболее крупная из них – собственно Тункинская впадина, занимает срединное положение. К западу от нее за Ниловским отрогом располагаются Туранская, Хойтогольская и Мондинская, к востоку за Еловским отрогом – Торская и Быстринская котловины. С севера структура Тункинского рифта обрамлена альпинотипным хребтом – Тункинскими Гольцами, с юга – сводовым поднятием Хамар-Дабана.

В результате довольно сложного геологического развития, обусловленного проявлениями дифференцированных неотектонических движений в процессе рифтогенеза на протяжении квартера, в депрессиях сформировался полигенетический комплекс больших по мощности осадочных толщ. Данное фациально-генетическое и литолого-стратиграфическое разнообразие представляет практический интерес в качестве сырья для строительной промышленности. Это: а) пески для производства силикатного кирпича и других мелкоштучных прессованных изделий автоклавного твердения; б) пески для приготовления кладочно-штукатурных растворов; в) пески и смеси в качестве заполнителей при изготовлении бетона; г) стекольные материалы.

Песок для производства силикатных изделий. Оценка пригодности песчаных отложений для производства силикатных изделий автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80, согласно которому основные требования предъявляются к зерновому и химическому составу песков. Начальным, или литологическим критерием, разбраковки осадков на площади, годные ОСТу, являются структурные особенности отложений. Теоретически этим требованиям удовлетворяет та часть спектра обломочных пород, к которой относятся все псаммитовые разности – от грубозернистых до тонкозернистых. Следовательно, вторым, генетическим критерием поиска является выделение тех генотипов континентальных осадочных образований, для которых наиболее характерны размерности частиц от 10 до 0.001 мм. Этому размерному диапазону соответствуют такие генетические типы, как аллювий, пролювий, лимний, флювио- и лимногляциальные осадки. Перечисленный комплекс, особенно отложения речной и озерной групп аквального ряда, занимает господствующее положение в Тункинском рифте.

Аллювиальные и озерные отложения. Данные генотипы являются ведущим источником силикатных песков. Отложения низкой и высокой пойм рек пригодны выборочно. Процент пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб не превышает здесь 50 (табл.). В этом случае ключевая роль принадлежит уже третьему, фациальному критерию поиска перспективных площадей. В фациальном отношении наибольший интерес представляет группа пойменных фаций, фация прирусловой отмели, фации береговых и прибрежных отложений озерной группы. Практически не пригодны пристрежневая фация в виду высокого содержания грубообломочных разностей и группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм по причине завышенного насыщения алевритово-глинистыми частицами (A_0).

По отношению к пойменным осадкам ППП песков надпойменных террас (I-VII) выше, имея абсолютный показатель для отложений II террасы. Причиной таких колебаний является фациальная изменчивость осадков, а также значительная переработка песков с поверхности эоловыми и склоновыми процессами до глубины 2-3 м, особенно VI и VII террас, и, как следствие, высокое процентное содержание в породе алевритово-глинистых частиц. Пробы, отобранные в горных выработках с «чистых» горизонтов, полностью соответствуют ОСТу. Химический состав силикатных песков за редким исключением соразмерен предельным значениям отраслевого стандарта и находится в норме. С этой совокупностью связаны крупные по запасам месторождения силикатных и строительных песков: Бадар и Торы.

Табл.

Процент пригодности проб рыхлых отложений Тункинских впадин на различные виды нерудного сырья

Генотип	Силикатные пески	Строительные материалы	Крупные заполнители в бетоны	Мелкие заполнители в бетоны	Стекольные пески
aQ_4^2	н/пр	н/пр	н/пр	н/пр	н/пр
aQ_4^1	50,0	75,0	25,0	50,0	25,0
$a^1Q_3^4-Q_4^1$	66,7	66,7	н/пр	33,3	66,7
$a^2Q_3^2$	100,0	33,3	н/пр	н/пр	100,0
$a^3Q_3^1$	60,0	н/пр	н/пр	н/пр	20,0
$la^4Q_2^{3+4}$	84,2	26,3	н/пр	н/пр	84,2
$al^5Q_2^{1+2}$	68,2	27,3	н/пр	н/пр	81,8
$al^6Q_1^2-Q_2^1$	63,0	26,1	н/пр	2,2	76,1

Генотип	Силикатные пески	Строительные материалы	Крупные заполнители в бетоны	Мелкие заполнители в бетоны	Стекольные пески
al'E ₂ -Q ₁ ¹	65,0	35,0	н/пр	5,0	60,0
ар, р	48,9	24,3	50,0	н/пр	н/пр
fg	53,4	56,6	н/пр	н/пр	н/пр
lg	100,0	95,2	н/пр	19,1	60,5
g	н/пр	н/пр	н/пр	н/пр	н/пр
v	33,3	н/пр	н/пр	н/пр	83,3

Месторождение *Бадар* находится в центральной части собственно Тункинской впадины, сложено нижне-среднечетвертичными тонко-мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками (VI терраса) и занимает территорию в 40 км². Мощность толщи до 3,5 м, запасы 128 млн. м³.

Месторождение *Торы* (Торская котловина) представлено нижне-среднечетвертичными тонко-мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками (VI-IV террасы). Площадь – 30 км², глубина отработки до 2,5 м при вскрыше 0,5 м, объем 75 млн. м³.

Для *пролювиальных отложений* ППП невысокий. Пригодны выборочно в пределах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса. Проявления характеризуются как мелкие, значение их может возрасти в районном масштабе с целью исключения затрат на транспортные перевозки.

Ледниковые отложения. В виду ограниченного развития данного парагенетического ряда в и подчиненной роли флювио- и лимногляциальных генотипов перспективы использования их не велики. Исключение составляют озерно-ледниковые осадки камовой морены в Хойтогольской котловине, где ППП максимален. Это месторождение *Нилова Пустынь*, расположенное на левобережье р. Ихэ-Ухгунь. Полезная залежь занимает площадь 2,3 км² при вскрытой мощности 3,5 м и представлена среднечетвертичными мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками. Запасы составляют 8 млн. м³.

Песок для строительных работ. Пригодность песка определяется техническими условиями ГОСТа 8736-93. Главные запросы качества предъявляются только к фракционному содержанию. Если для силикатных песков поисковые критерии можно представить в виде ряда «литология» – «генотип» – «группа фаций», где главная роль в оценке отводится выделению годных во всей совокупности генотипов, фациальная вариабельность которых с высокой степенью вероятности не выйдет за рамки общей пригодности, то для строительных песков основная функция этого ряда смещается в сторону последней составляющей. Основными генотипами, соответствующим вышеозначенным требованиям являются речные, пролювиальные и озерные отложения водного ряда.

Базисом запасов строительного песка выступают *аллювиальные и озерные отложения*. Определяющим фактором прогноза при этом является обособление, как отдельных групп фаций, так и самих фаций внутри групп, энергетизм живых сил седиментации которых способствует накоплению вещества, пригодного в качестве стройсырья (речные фации: прирусловой отмели, перекатов, прирусловых валов, пойменных русел; группа фаций смешанного озерно-речного генезиса; береговые и прибрежные фации лимнической группы). С данным осадочным комплексом связаны месторождения Бадар (15 км², 45 млн. м³) и Торы (3 км², 7,2 млн. м³).

Пролювиальные отложения. ППП ниже среднего. Нормам ГОСТа соответствуют фации периферийной зоны предгорных шлейфов и конусов выноса, а также разрозненные маломощные горизонты вершинной зоны, сложенные разнозерни-

стым песком с небольшим количеством обломков. Значение этого генотипа, как и *ледниковых отложений*, не пригодных в естественном состоянии, может возрасти при фракционировании отложений с получением песка-отсева. Таковыми являются месторождения Гужиры, Хобок, Ихэ-Ухгунь.

Месторождение *Гужиры* (Торская впадина) расположено в пределах периферийной части конуса выноса р. Тубота и выполнено валунно-галечно-гравийными осадками с песчаным заполнителем, доля которого варьирует от 20 до 36%. По минеральному составу песок-отсев имеет полевошпатово-кварцевый состав. Площадь – 5 км², средняя мощность полезного горизонта 2,8 м, запасы не менее 3,5 млн. м³.

Месторождение *Хобок* (Тункинская котловина) соотносится с верхнеплейстоценовыми пролювиальными отложениями. Суммарный

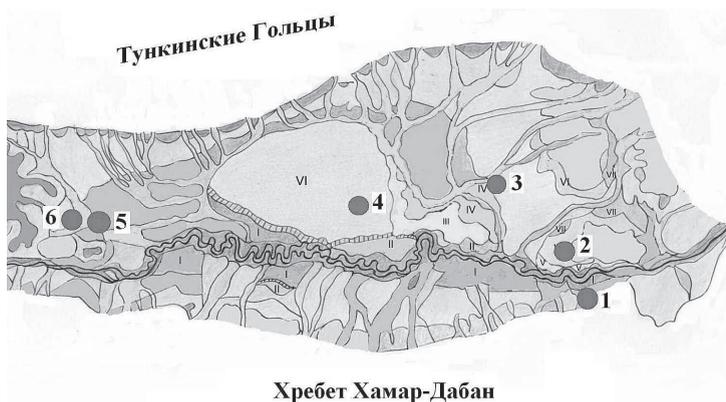


Рис. Месторождения строительных материалов Тункинской впадины: 1 – Гужиры; 2 – Торы; 3 – Хобок; 4 – Бадар; 5 – Ихэ-Ухгунь; 6 – Нилова Пустынь.

процент песка-отсева 25-35%, по составу он полевошпатово-кварцевый. Территория распространения 3,7 км², вскрытая мощность 0,9 м, запасы 1,2 млн. м³.

Месторождение *Ихэ-Ухгунь* (Хойтогольская депрессия) открыто на периферии пролювиального позднеплейстоцено-голоценового конуса выноса р. Ехе-Гэр, сложенного валунными галечниками с песчано-гравелистым заполнителем. Количество полевошпатово-кварцевого песка-отсева составляет 26-33%. Площадь – 7,9 км², средняя вскрытая мощность 1,4 м, запасы – 3,7 млн. м³.

Пески и песчано-гравийные смеси как заполнители в бетоны. Годность песков и песчано-гравийных смесей для бетонов диагностируется требованиями ГОСТа 12730-0-78 (1994). Заполнители подразделяют на крупные – гравийно-галечные отложения и мелкие – средне-грубозернистые пески с гравием. В поисковом плане основные положения сводятся к выделению высоких динамических обстановок среды аккумуляции (водный парагенетический ряд). Такое состояние дел требует более сосредоточенного внимания к фациальному анализу толщ и последующему обособлению конкретных фаций внутри фациальных групп генотипов, удовлетворяющих потребности стандарта (поисковый ряд критериев: «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация»).

Аллювиальные отложения. В фациальном отношении максимальный интерес представляет перлювиальная и пристражневая фации русловой группы, а также единичные маломощные гравийно-галечные толщ фации прирусловой отмели. Остальные фациальные группы в естественном виде не пригодны на основании высокого содержания алевритово-глинистых частиц (норма 1-3% для разных марок бетонов). Процент пригодности проб низкий, лучшие показатели имеют осадки высокой поймы. Террасовый комплекс не перспективен.

Пролювиальные отложения. По фациальной природе наиболее значимой является фация вершинной зоны конусов выноса, динамические которой позволяют аккумулировать довольно объемный материал. Данными отложениями сложены месторождения Хобок (3,7 км², 3,4 млн. м³), Ихэ-Ухгунь (7,9 км², 11,1 млн. м³) и Гужиры (5 км², 14 млн. м³).

Сырье для стекольной промышленности. Качество сырья для стекольной промышленности определяется техническими требованиями к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым материалам ГОСТа 13451-77. Заявка стандарта по фракционному набору ограничивается осадками в виде естественной смеси из песчано-алевритово-глинистых частиц и исключает присутствие каких-либо примесей размером >1,25 мм. Поэтому, при выработке прогнозных рекомендаций годности следует использовать ранее предложенный поисковый ряд критериев «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация (микрофация)».

По микрофациальному анализу запросы качества удовлетворяют лишь те фации, которые образовались в условиях низких энергетических уровней живой среды седиментации, а именно слаботурбулентных, субламинарных русловых и донных потоков, глубоководных частей озер, периферии конусов выноса и зоны золотых перемещенных песков зрелой стадии перевевания. Отложения ледникового генезиса, кроме лимногляциального типа, в большинстве своем не пригодны из-за высокого энергетизма бассейнов осадконакопления, имеют локальное значение и без применения дополнительных средств не могут рассматриваться как готовый к производству материал. Самыми перспективными в гранулометрическом отношении являются аллювиальный, озерно-речной, лимногляциальный и золовый генотипы (табл.).

Аллювиальные и озерные отложения. Характеризуются довольно устойчивым ППП, Практический потенциал годности имеют фация внутренней зоны поймы, группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм, группа фаций озерного генезиса (береговые, прибрежные фации и фация внутренних частей озер).

Пролювиальные отложения. ППП ниже среднего, но отдельные пробы из фаций полого-покатой периферии крупных конусов выноса дают положительный результат и предлагаются как возможные источники получения сырья.

Золовые отложения. ППП высокий, годность понижается за счет малых примесей (1-2%) фракции 2,5-1,25 мм. При ее отсеве может быть достигнут хороший результат, так как основная масса заключена в песчано-алевритовой области (70-80%).

Имеющиеся данные по полному химическому составу песков вносят свой отпечаток в выявленные закономерности. В первую очередь, повышенные содержания окиси железа (Fe₂O₃) до 2-5%, что на порядок выше требований ГОСТа, исключают возможность применения осадков в естественном виде для изготовления технического, листового и оконного стекла. Поэтому они могут использоваться лишь как сырье для производства изделий из темно-зеленого и тарного стекла (марка КПШС-Н-11,5 с ненормированной массовой долей Fe₂O₃). В случае проведения магнитной сепарации осадки могут соответствовать более высоким требованиям к сырью для стекольной промышленности, а именно – маркам КПТС-0,70-11,5 и КПТС-0,50-11,5, применяемых для получения листового оконного стекла.

Тункинским впадинам свойственны некоторые изменения содержания SiO₂ с переходом нормативной границы 11,5 % в меньшую сторону (ППП 69,8), при этом левобережье р. Иркут и подножья Тункинских гольцов имеют почти 100% показатель годности. Содержания суммы Na₂O+K₂O ниже нормы характерны в целом для всей котловины, поэтому пески в качестве источника стекольных материалов в натуральном виде оцениваются скорее отрицательно.

ВОЗРАСТ ИНГАШИНСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ЖИЛ ПРИСАЯНЬЯ

С.И. Костровицкий¹, Д. П. Гладкочуб², Т. В. Донская², Fu Yuan Wu³, J. Sun³, Д.А. Яковлев¹

¹Институт геохимии СО РАН, Иркутск, serkost@igc.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Gladkochub@mail.ru

³Институт геологии и геофизики Китайской Академии наук, Пекин, Китай, wufuyuan@mail.igcas.ac.cn

В пределах Иркутской области известен единственный коренной источник алмазов. В Присяняе, в бассейне левого притока реки Ока ручья Ингаши в 1960 г. были обнаружены алмазоносные жилы, представленные породами флогопит-оливинового состава [3]. Жильные породы, описанные сначала как слюдяные кимберлиты [3], позднее были «переведены» в лампроиты [5].

В геолого-структурном плане Ингашинские жилы расположены в центральной части Урикско-Ийского грабена, приуроченного к юго-западной краевой части Сибирской платформы [7]. Вмещающие породы жил (сланцы, песчаники, редкие прослои известняков) являются нижнепротерозойскими образованиями, отнесенные к большеерчинской, далдарминской, урикской и ингашиской свитам [7].

Возраст формирования жил был определен К-Аг методом по флогопиту и методом построения Rb-Sr изохроны, как протерозойский (1240 и 1268 млн. лет соответственно). Достаточная близость возрастных оценок не оставила сомнений в их достоверности и поэтому все поисковые, прогнозно-оценочные работы проводились, исходя из этих определений.

В настоящем сообщении приведены результаты дополнительных изотопно-геохимических исследований лампроитов и датирования пород U-Pb методом по циркону. Был изучен химический (методом РФА) и микроэлементный (методом ICP) состав пород, выполняющих Ингашинские жилы № 1 («Искра»), 3, 4 и 6 («Правобережная») а также проведена оценка возраста U-Pb методом по циркону, отобранному из жил № 1 и 4. При описании лампроитов, наряду с собственными наблюдениями использованы данные других исследователей [5-8], а также геологов, разведывавших жилы (неопубликованные данные).

Алмазоносные лампроиты образуют серию жильных тел мощностью от 0,1 до 1,0 м (средняя их мощность 15-20 см) протяженностью до нескольких сот метров. Всего известно 9 жил. Почти все кимберлитовые жилы имеют генеральное простирание 280-300° и являются секущими по отношению к простиранию складчатости метаморфической толщи и к многочисленным дайкам основных пород. В вертикальном разрезе жилы образуют линзообразные раздувы мощностью до 0,8 м, сменяющиеся пережимами. Лампроиты, выполняющие жилы, не обнаруживают следов метасоматического воздействия на вмещающие породы.

Лампроиты жил № 1 («Искра»), 2, 3, 4 и 5 близки по внешнему виду и представляют собой в верхних выветрелых частях зеленовато-бурую глинистую массу, содержащую округлые вкрапленники серпентинизированного оливина (от 10 до 70 %), многочисленные пластинки хлоритизированного флогопита. С глубиной порода становится менее измененной гипергенными процессами, приобретает темно-серую окраску и становится более плотной. Лампроиты насыщены большим количеством (до 15-20 %) мелких обломков вмещающих пород - хлорит-серицитовых сланцев. Породы характеризуются порфировой структурой и флюидальной текстурой основной массы.

Породы, выполняющие жилу № 6 «Правобережная», темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, плотные, массивные, мелкозернистые, содержат вкрапленники псевдоморфоз темно-зеленого серпентина по оливину (от 10 до 50 %) и чешуйки флогопита. Основная масса – преимущественно кальцит-серпентин-флогопитового состава, реже встречается хлорит, тальк, магнетит. Соотношение кальцита, серпентина и флогопита широко варьирует. Иногда кальцит образует в лампроитовых породах небольшие гнезда (до 3 см), тонкие прожилки, указывающие на их формирование в гидротермальную стадию. По предположению А.П. Секерина и др. [5] карбонатная компонента лампроитов произошла за счет ассимиляции вмещающих пород, среди которых имеются слои известняков.

Тяжелая фракция лампроитов содержит, по данным геологов-поисковиков, хромшпинелиды (Cr₂O₃ до 46 %), гранат, перовскит, рутил, анатаз, ильменит, циркон, муассонит, апатит, эпидот, турмалин, сфен, алмаз. Обнаружение в составе минералов, слагающих основную массу пород, таких минералов, как армоколлит, прайдерит, щелочные амфиболы дало основание исследователям установить их лампроитовую природу [5].

Наши данные подтверждают вывод [5] о специфическом химическом и микроэлементном составе лампроитов, выполняющих жилу № 6, по сравнению с другими жилами. Химический состав пород жилы № 6 (SiO₂ - 35,68; TiO₂ - 1,2; Al₂O₃ - 2,04; Fe₂O₃ - 5,48; FeO - 3,52; MnO - 0,11; MgO - 29,61; CaO - 6,35; Na₂O - 0,04; K₂O - 0,75; CO₂ - 6,62; H₂O - 7,07 %) соответствует типичному кимберлитовому. Химический состав пород жилы № 4 (SiO₂ - 43,64; TiO₂ - 3,6; Al₂O₃ - 4,69; Fe₂O₃ - 10,16; FeO - 5,48; MnO - 0,39; MgO - 20,36; CaO - 3,27; Na₂O - 0,2; K₂O - 1,64; CO₂ - 0,23; H₂O - 7,24 %) соответствует лампроитам. Распределение редких элементов для жилы № 6 (рис. 1) неустойчиво, но в целом также имеет большее сходство с кимберлитами, чем с лампроитами. Типичное для лампроитовых пород распределение редких элементов характерно для жилы № 4. От алмазоносных кимберлитов ингашинские породы отличаются более высоким уровнем содержания редких элементов, а главное, более высоким значением La/Yb параметра фракционирования REE (364). По высокому уровню содержания редкоземельных элементов слюдяные породы Ингашинского поля близки слюдяным кимберлитам трубки Загадочная [2], но отличаются относительно низкими концентрациями Ba, Th, U, Nb, Ta, а также по значениям большинства из индикаторных отношений, в том числе, La/Yb, Nb/U. Изотопная Sr-Nd систематика для пород, выполняющих жилу № 6 (ϵ_{Nd} - -10,2; $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0,706115) соответствует литосферному источнику EM1, который характерен для лампроитов

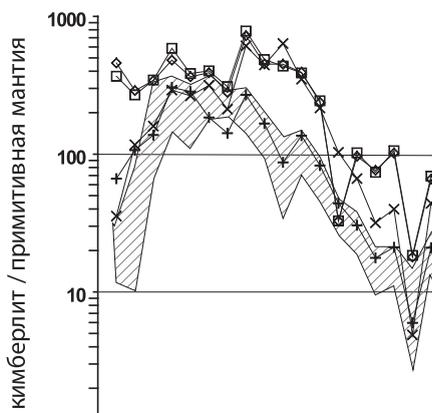


Рис. 1. Спайдердиаграмма распределения редкоземельного состава лампроитов из жил Ингаши. 1-2 – образцы № 05-421 и 05-422 (жила № 4); 3-4 – образцы № 05-444 и Инг-1 (жила Правобережная). Заштрихованное поле отражает состав алмазоносных кимберлитов [2].

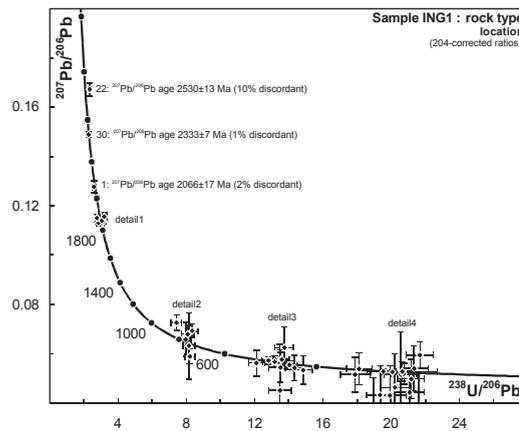


Рис. 2. Возрастные определения цирконов из жилы 1 (Ингаши, Иркутская область), выполненные в Университете Кетина (Австралия).

Лейцит-Хилла (США). И это является решающим доводом за отнесение слюдястых пород всех жил Ингашинского поля без исключения к лампроитам.

U-Pb датирование цирконов из лампроитов было выполнено в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (г. Перт, Австралия) на приборе SHRIMP-II со стандартом CZ3 по стандартной методике [10]. Обработка полученных данных проводилась с использованием программы SQUID [11], построение графиков с конкордией осуществлялось в программе ISOPLOT. Повторно U-Pb возрастные определения были проведены, используя метод лазерной абляции, на индуктивно-плазменном массспектрометре (LA-ICP-MS) в Китае (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, г. Пекин). Детальные аналитические процедуры были описаны Xie et al. [12].

Определение (в Австралии) U-Pb возраста представительной коллекции цирконов, извлеченных из тяжелой фракции лампроитов жилы № 1, выявило существование трех групп зерен с конкордными возрастными 308, 464 и 750 и отдельных единичных зерен с более древними возрастными (рис. 2). Поскольку полученные цифры находились в полном противоречии с известным ранее докембрийским возрастом жил, нами были проведены дополнительные исследования на ограниченном материале лампроитов жилы № 4 (изучено всего 6 зерен), которые подтвердили (табл. 1) наличие и здесь зерен циркона с возрастными, близкими к указанным выше. Таким образом, сомневаться в полученных цифрах абсолютного возраста цирконов из ингашинских жил не приходится. Полученные данные указывают на то, что возраст формирования лампроитовых жил Ингашинского поля был не древнее 300-330 млн. лет.

Табл. 1

Возрастные определения цирконов из жилы 4 (Ингаши, Иркутская область), проведенные в Институте геологии и геофизики (Китай)

№ зерна циркона	Возраст, млн. лет			
	Pb207/Pb206	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb208/Th232
S1- 01	2329,9	2288,3	2243	2147,8
S1- 02	2364,2	737,2	321,1	935,7
S1- 03	4037	1898,3	563,6	4531
S1- 04	675,5	330,5	283,7	332,3
S1- 05	1807,4	1880,5	1948,3	2407,2
S1- 06	416,9	471,6	483,1	457

В связи с данным определением возраста, в корне меняющим представления геологов об источниках россыпных алмазов в Иркутской области, следует заметить, что корректность измерения протерозойского возраста породы вызывает сомнение. Дело в том, что Rb-Sr изохрона, послужившая основанием для вывода о древнем возрасте, была построена по точкам, которые характеризуют карбонатную и силикатную части породы, хлоритизированный флогопит, незначительно измененный флогопит и неизменный флогопит [5]. Перечисленные компоненты отражают разные процессы становле-

ния жил, в том числе, гипергенные, и поэтому получение корректной изохроны по соответствующим точкам невероятно. Тем более, что по данным тех же авторов [5] карбонат имеет вторичное происхождение (за счет ассимиляции известняков из вмещающих пород).

Большинство исследователей предполагает ксеногенную природу основной части мелких цирконов (имеющих размер менее 0,25 мм), которыми собственно и представлена тяжелая фракция лампроитовых пород ингашинских жил. Высокая доля зерен с обломочной формой (около 30%) соответствует такому выводу. Безусловный интерес вызывает рассмотрение вопроса материнского источника цирконов.

Нельзя исключить предположение, что цирконы попали непосредственно из вмещающих жилы метаморфических пород. Омоложение архейских пород до верхнепалеозойского возраста было установлено [1] в краевой части Присаянской структуры, в Онотско-Бельской зоне. Авторы пишут, что все метаморфические образования шарьжалгайской и слюдянской серий, граниты китойского комплекса характеризуются значениями абсолютного возраста биотитов и амфиболов (полученные К-Аг и Rb-Sr методом) в интервале 473-206 млн лет. Одной из предполагаемых причин процессов омоложения могло быть, по мнению авторов, воздействие интрузий щелочных пород и связанных с ними парагенетически процессов щелочного метасоматоза. В результате исследований последних лет [4, 9] получены новые данные, указывающие на широкое распространение в этом районе проявлений щелочного магматизма, возраст которого близок к 300 млн лет. Так возраст редкометальных гранитоидов месторождения Улук-Танзек оценен Аг-Аг и U-Pb методами по амфиболам и циркону соответственно в 296-301 млн лет [9]. Возраст субщелочных габброидов, образующих совместно с месторождением Улук-Танзек цепочку массивов, протягивающуюся до р. Ока (в бассейне которой расположены и лампроитовые жилы Ингаши) оценивается [4] в 300-307 млн лет. Безусловно, интерпретация возрастных рубежей, полученная для цирконов из Ингашинских жил, требует дополнительных исследований. Заключение о возрасте внедрения жил, как не превышающем 300-330 млн лет, будет уточнено новым определением возраста по перовскитам, обнаруженным в жиле №1.

Исследования проведены при поддержке интеграционных грантов N 23.1 and 72.

1. Докембрий Восточного Саяна / Труды Академии наук СССР, лаборатории геологии докембрия. Гл. редактор А.А. Полканов. М.- Л.: Наука, 1964. 328 с.
2. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 350-371.
3. Печерский В.П. О находке слюдяных алмазоносных кимберлитов в предгорной части Восточного Саяна // Советская геология. 1965. № 4. С. 131-133.
4. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1133-1144.
5. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенцов В.А. Новые данные о докембрийских кимберлитах Присаянья // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 75-81.
6. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенцов В.А. Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. АН. 1993. Т. 329. С. 328-331.
7. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенцов В.А. Присаянская провинция высококальциевых щелочных пород и лампроитов // Докл. АН. 1995. Т. 342. С. 82-86.
8. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присаянья // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 38-43.
9. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И. Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улук-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т.430. № 2. С. 248-253.
10. Williams I.S. U²³⁵Th²³⁰Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.
11. Ludwig K.R. SQUID 1.02: A user's manual. Berkeley Geochron. Centre. 2001. Spec. Publ. 2.
12. Xie L.W., Zhang Y.B., Zhang H.H., Sun J.F., Wu F.Y. In situ simultaneous determination of trace elements, U-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon and baddeleyite // Chinese Sci. Bull. 2008. V. 53. P. 1565-1573.

КОНЦЕПЦИЯ ТЕРРИТОРИАЛЬНО РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ КЛАСТЕРНОГО ТИПА (ТРИСКТ)

Л.А. Кувшинова, К.А. Кувшинова, И.И. Куприянова,
Н.В. Скоробогатова, Н.И.Клименцова, И.С. Володина.
ФГУП ВИМС, Москва, niknik@yandex.ru

В настоящее время существует большое количество оцифрованной на основе разнообразного программного обеспечения (*.txt, *.doc, *.xls, *.dbf, *.tab и др.) текстовой информации разного объема и назначения, накопленной в отдельных областях знаний. Однако, стихийная систематизация информации, проводимая на локальном уровне в различных организациях, породила дополнительную проблему - проблему доступа к оцифрованной информации, которая оказалась рассредоточенной по различным компьютерным технологиям.

Преодоление этой проблемы, используя стандартный подход к созданию банка данных, то есть первичность формата, по нашему мнению, нереально, учитывая особенности информационной инфракструктуры. В общем случае, информационное поле представляет собой территориально рассеянное, неупорядоченное, гетерогенное, разномасштабное, нелинейное с виртуальной составляющей множество данных. Предлагаемый при создании информационной системы (ИС) формат, как правило, не учитывает специфики и нюансов первоначальной записи, осуществленной на местах, что приводит к потере информации, выхолащиванию, а порой к потере смысла записи. Оптимальным в этом случае является сбор информации в распределенную базу данных открытого типа. Но отсутствие эффективной технологии перевода исходной информации в базы ИС - одна из причин, не позволяющая создать распределенную базу данных, доступную широкому кругу пользователей.

Идея принципиально нового подхода к сбору и систематизации текстовой информации заключается в том, что из неупорядоченного гетерогенного разномасштабного и нелинейного множества оцифрованного информационного поля выделяются «источники информации» (эксперты, специалисты), владеющие определенным объемом эксклюзивной информации, которые являются единицей данной разработки или кластером.

Такой подход с учетом уровня развития компьютерных технологий и состояния коммуникационной среды на местах скопления информации, позволил выработать аргументированное решение проблемы создания территориально распределенной информационной системы кластерного типа (ТРИСкт), основанное на первичности информации и вторичности формата. Разработанная технология дает возможность, практически, сразу создавать элементы банка данных (например, строить систему запросов), а, в дальнейшем, служить мостом для автономно созданных баз данных при объединении их в единый банк, решая проблему доступа к оцифрованной информации, обработанной по различным компьютерным технологиям.

Алгоритм разработанной ТРИСкт, как и многие вопросы построения информационной системы, апробированы, реализован ряд пилотных проектов: приложение «Администратор» (управляющий блок), приложения «КРМ» предназначенные для обслуживания моделей клиентских рабочих мест (КРМ), различающихся спецификой информации, подлежащей обработке, реализован макет итерационного взаимодействия двух разработанных программных приложений в рамках информационной системы кластерного типа.

1. Блок «Администратор» выполняет несколько функций:

- создает и поддерживает общесистемные справочники (кодификаторы) различных типов, содержащие всю необходимую общую описательную информацию;
- создает модели автономного КРМ кластерного типа для различных «Источников информации» и Пользователей собранной информации и соответствующие им модели ИС;
- выполняет обмен информации между Администратором и клиентом.

2. Приложение «КРМ»

преобразует (при необходимости) оцифрованную текстовую информацию и структурирует исходный текст, т.е. создает справочники различных типов и увязывает их с соответствующими записями исходного текста;

проводит унификацию созданных справочников;

выполняет обмен информации между клиентом и «Администратором»;

выполняет обмен информации между клиентами.

Сбор информации осуществляется на местах, максимально приближенных к «Источникам информации», в рамках созданных автономных КРМ, при использовании стандартного аппаратного и программного обеспечения. При этом информация компонуется в виде кластера, элементы которого имеют статус доступа к информации, либо в режиме «ввод», либо «только чтения».

Каждый «Источник информации» осуществляет наполнение своей собственной ИС, которая сформирована согласно его собственному представлению о своей информации, т.е. не происходит навязывания шаблонов для сбора информации. Такой подход позволяет формализацию первичной информации передать непосредственно специалистам (эксперт или «источник информации»), владеющим материалом, что обеспечит высокий уровень надежности и достоверности собираемой информации. Создание КРМ приводит к авторизации информации, т.к. информация для ввода и корректировки предоставляется только клиенту рабочего места.

Для работы в режиме «Пользователя» информации «Администратор» создает модель ИС путем объединения определен-

ной части моделей ИС из соответствующих КРМ, а не информации соответствующих «источников информации», что дает возможность проводить коррекцию информации только у «Источника информации». Наполнение модели «Пользователя» информации происходит путем импорта необходимой именно данному пользователю объема информации от соответствующих «Источников информации» любым способом: от простого переноса информации с использованием электронных носителей до обмена по локальным и глобальным сетям. Доступ «Пользователя» к собранной информации возможен только в режиме чтения. Каждый пользователь информационного поля может создать свою модель ИС.

Таким образом, «Администратор» создает модели ИС и поддерживает их.

«Источник информации» вводит и корректирует свои данные.

Аккумуляцией всей необходимой информации в модель ИС для решения конкретной задачи занимается непосредственно пользователь этой информации.

При данном подходе структура модели в режиме Пользователя автоматически утрясается по мере накопления информации. Собранная таким образом информация может быть в оперативном режиме импортируема в любую современную компьютерную технологию.

Приложение «КРМ» помимо основной функции сбора, хранения и пользования накопленной информацией представляет собой технологию первичной обработки информации. В режиме КРМ осуществляется поэтапная формализация текстовой информации. Она включает:

- преобразование выделенного объема информации;
- структурирование и увязка справочников с текстом;
- унификацию;
- коррекцию;
- создание тематических и внутренних справочников.

Кроме этого решены проблемы ввода первоначальной информации, запросной системы и др. функций.

Приложение «КРМ», формализуя текстовую информацию в рамках ТРИСкт, формирует базу (кластер), информацию которой можно передавать в любые другие банки. С другой стороны, приложение «КРМ» является самостоятельным продуктом, и может быть успешно и эффективно использовано на локальном уровне любыми специалистами, занимающимися сбором и систематизацией описательной информации для унификации любого исходного текста, формируя локальную БД.

Рассматриваемая технология позволяет к формализации данных подойти итерационно, проводя структуризацию текста на любом уровне и любого объема информации.

Предлагаемая гибкая форма банка удобна для работы с разнородными объектами, которые изучены и описаны с разной степенью детальности. Кроме того, существенным преимуществом этой системы является обработка по объектам разной природы, требующим разной рубрикации при формировании базы данных. Не нужно проводить громоздкой унификации терминов.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ГИПЕРГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ПРИАМУРЬЯ)

И.В. Кузнецова, Л.И. Козак, Э.А. Кузнецов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН,
Благовещенск, kuzia67@mail.ru

В связи с тем, что большинство россыпей уже отработаны, на сегодняшний день запасы золота в техногенных отвалах становятся реальным потенциалом укрепления минерально-сырьевой базы страны [1]. Объемы песков техногенных россыпей золота с каждым годом увеличиваются, чему способствует также вовлечение в разработку объектов с повышенным содержанием микро- и наночастиц золота. Но на большинстве действующих предприятий извлечение мелкого золота осталось на низком уровне. Освоенность территорий размещения отвалов, отсутствие необходимости в проведении вскрышных работ и лёгкая промывистость техногенных песков повышают их привлекательность для повторной переработки. Кроме того, запасы золота в старых отвалах при переоценке по новым кондициям нередко переходят в разряд промысленных. Максимальное комплексное использование всех добываемых компонентов горной массы позволяет в корне изменить технико-экономическую оценку россыпей. Эти обстоятельства определяют в ближайшей перспективе актуальность проблем эффективного извлечения золота и других минералов из техногенных отвалов. С целью оценки качества минерального сырья и обоснования выбора наиболее перспективных месторождений, в том числе и техногенных, работы по выявлению новых объектов уже на ранних стадиях геологического изучения недр должны сопровождаться исследованиями его вещественного состава и технологических особенностей.

Амурская область известна богатыми, в значительной степени отработанными, россыпями золота. Технологии извлечения россыпного золота являются несовершенными и не предусматривают извлечение тонкого и наноразмерного золота, а также золота, закапсулированного в других минералах. Это приводит к большим потерям драгоценного металла и выносу его в техногенные отвалы [2]. При формировании техногенных россыпных месторождений наблюдаются геологические процессы, связанные с гипергенным изменением состава пород, выведенных на дневную поверхность, водным и воздушным их преобразованием, новыми параметрами давления и температур. При этом изменяются окислительно-восстановительные и другие физико-химические условия среды. То есть техногенез рассматривается как сжатый во времени и локализованный в пространстве гипергенез, проявляющийся в результате «реакции» поднятых из недр пород на новые условия среды, выражающийся в изменении их строения и состава, а также преобразовании полезных компонентов [3].

В пределах Нижнеселемджинского золотоносного узла Амурской области широко развиты россыпи золота, в основном аллювиальные, из которых с конца XIX в. добыто более 20 тонн благородного металла. Из них около 9 т получено при отработке делювиально-элювиальных россыпей, к которым относятся вершина р. Некля и ее левый приток руч. Веселый. На сегодняшний день практически все россыпи отработаны и переведены в разряд техногенных. Но работы по добыче благородного металла продолжаются до настоящего времени. Главная причина плохого извлечения связана с тем, что основное количество золота в россыпях тонкодисперсное или находится в минералах-концентраторах благородного металла, как традиционных, так и ранее не привлекавших внимание исследователей.

Преобразования, которые произошли в минеральном составе россыпей в результате техногенеза, рассмотрены на примере россыпи руч. Веселый. В россыпи известны два золотоносных пласта. Верхний пласт залегает на слое глины, а нижний располагается непосредственно на плотике, представленном сланцами среднего-верхнего(?) протерозоя. Гранулометрический состав аллювия (%): галька и щебень – 24; гравий, песок ил и глина – 76. Верхний пласт, в отличие от нижнего, характеризуется меньшими размерами золотин и их слабой окатанностью. Фракции золота (%) по разведочным данным: очень мелкое – 44,6; мелкое – 20,7; среднее – 19; крупное – 15,7. Нижний пласт сложен труднопромывистыми глинами с большим количеством щебня и крупной гальки. Гранулометрический состав аллювия (%): галька и щебень – 12; гравий, дресва, песок – 38; глина – 50. Фракции золота (%): очень мелкое – 45; мелкое – 33; среднее – 22. Золото окатанное, крупное, пластинчатое. В россыпи ручья Веселый среднее содержание Au на продуктивный пласт – 500 мг/м³.

Основным источником золота в россыпи, скорее всего, являются не крупные золото-кварцевые жилы, а широко рассеянные по площади маломощные золотоносные кварцевые жилы и прожилки в осадочных породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Не совсем ясно, насколько широко распространены отложения золотоносных кор выветривания в регионе, но, безусловно, они являются одним из источников золота многих россыпей, а на некоторых объектах служат непосредственным материалом для отработки. Выходы глинистого структурного элювия наиболее широко проявлены в россыпи руч Веселый. Непосредственно на полигоне обломки дезинтегрированных кварцевых жил залегают в полностью разложенных вмещающих породах, которые состояли, судя по остаткам, из амфибол- и хлорит-серицит-кварцевых сланцев. Выветрелые породы в зонах дезинтеграции, гидратации и начального гидролиза сохраняют текстурно-структурные особенности исходного субстрата, выше — не сохраняют. Источниками россыпного золота являются продукты химического выветривания коренных пород, в том числе и с относительно невысокими содержаниями в них металла. В обломочном кварце установлено содержание золота от 0,07 до 180 г/т. Глины из коры выветривания различны по составу, наиболее богатыми являются каолинит-хлорит-серицитовые зоны (содержание Au продуктивного горизонта – 3,3 г/т). Они отличаются ограниченным развитием в цоколе профиля и наличием стяжений золотоносных железомарганцевых оксигидроксидов (содержание Au – 5,2 г/т, Ag – 3,9 г/т). Механизм концентрации золота заключается в размыве рыхлых золото-содержащих отложений кор выветривания водотоками, сопровождающемся дифференциацией размываемого материала. Транспортировка золота в химических корах выветривания почти не осуществляется, но происходит его гравитационная просадка от верхних зон к нижним, при этом осуществляется его трансформация.

В россыпи руч. Веселый гипергенные процессы характерные для зоны коры выветривания многократно усилены преобразованиями в результате техногенеза. Как следствие наблюдается изменение процентного соотношения основных

минералов в тяжелой фракции шлиха. В техногенной россыпи увеличивается количество металлического Pb до 16 % с одновременным уменьшением галенита до 5 %. В тяжелом шлихе не обнаружены гематит, пирит и лимонит, уменьшилось количество магнетита. Но выявлено до 4 % металлического Fe и 8 % окислов железа. Появляется амальгама золота (до 0,5 %, рис. 1).

Самородный свинец образует выделения в основном сферической формы. Низкие содержания в его составе сурьмы - 0,3 % и мышьяка - 100 г/т и высокие содержания золота (140 г/т), серебра (50 г/т), железа (0,15 %), меди (850 г/т), ртути (300 г/т) и других примесей указывают на то, что он является продуктом восстановления галенита, а не свинцовой дробью. Так как в составе сплава, применяемого для изготовления дробы, согласно ГОСТ-1292 массовая доля Sb должна быть не менее 3-4 % и As 0,4-0,7 %, а количество остальных примесей в сумме не должно превышать 0,1 %.

Среднее содержание свободного золота в тяжелой фракции шлиха техногенной россыпи кл. Веселый по минералогическому анализу 1473 г/т, по данным атомно-абсорбционного метода Au содержится 1758 г/т (аналитик Радомский С.М., ИГиП ДВО РАН). Предполагается, что часть золота находится в минералах тяжелой фракции в связанном состоянии, что подтверждается результатами исследований Миронока А.Ф. с соавторами, по данным которых концентрация золота в минералах из россыпей значительно превышает его содержание в этих же минералах, выделенных из горных пород [4]. В процессе золотодобычи, где до недавнего времени широко использовалась ртуть, активно происходит трансформация амальгам с высвобождением золота [5], при этом происходит заражение благородным металлом типичных аксессуарных минералов, поступивших в россыпи, таких как ильменит (Au-110 г/т, Ag-50 г/т) и циркон (Au-280 г/т, Ag-560 г/т) (данные атомно-абсорбционного анализа).

Установлены основные золотосодержащие минералы в техногенной россыпи кл. Веселый: халцедоновидный кварц (Au-150 г/т, Ag-30 г/т), магнетит (Au-300 г/т, Ag-100 г/т), металлический свинец (Au-140 г/т, Ag-50 г/т), монацит (Au-680 г/т, Ag-600 г/т); рутил (Au-1000 г/т, Ag-70 г/т) и галенит (Au-10 г/т, Ag<2 г/т). Выявленное отложение Au на поверхности и по дефектам структур золотосодержащих минералов (галенита, рутила, монацита), говорит о гипергенном характере благородного металла.

Наличие в шлихе халцедоновидного золотосодержащего кварца наряду с глинистыми минералами и гидроксидами железа является также одним из индикаторных признаков прохождения стадии коры выветривания [6]. Содержание такого кварца в россыпи кл. Веселый 44 г/м³ промываемой породы.

Процессы физико-химического преобразования вещественного состава россыпей (освобождение минералов из глинистых агрегатов, сростков и др.) и золота (высвобождение, вынос и переотложение), проявляющиеся в зоне гипергенеза и при разработке золотосодержащих месторождений, приводят к перераспределению концентраций тонкодисперсного золота на геохимических барьерах, и частично к его укрупнению [6, 7, 8].

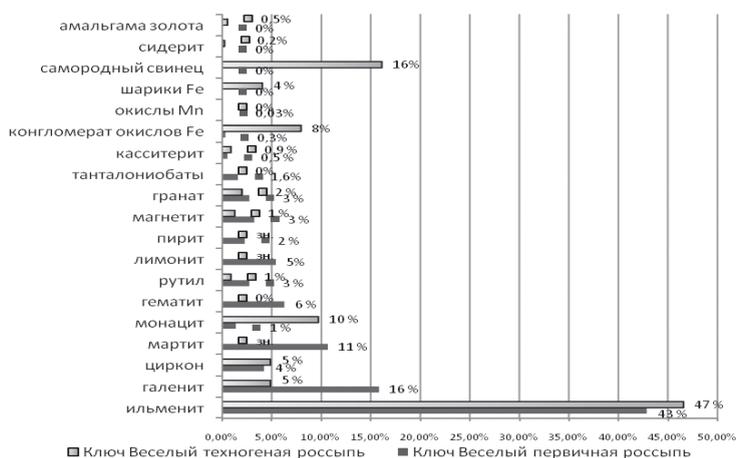


Рисунок 1. Изменение минерального состава тяжелой фракции шлиха россыпи руч. Веселый в процессе формирования техногенной россыпи.

В россыпях в восстановительных условиях, создаваемых деструкцией органического вещества, заболоченностью и отсутствием кислорода, происходит разложение некоторых минералов железа (гематита, мартита, лимонита, пирита, магнетита) и галенита с частичным восстановлением до металла. При этом происходит высвобождение, вынос и переотложение закапсулированного в них золота.

1. Куторгин В.И., Сапрыкин А.А. Состояние и перспективы освоения сырьевой базы россыпного золота России // Разведка и охрана недр. 2008. № 9. С. 79-84.
2. Афанасенко С.И., Лазариди А.Н. Золотая жила техногенных отвалов // Золотодобыча. 2009. № 133. С. 33-35.
3. Наумов В.А., Наумова О.Б. О направленном формировании месторождений на примере техногенных россыпей золота // Известия Тульского государственного университета. Естественные науки. 2010. № 1. С. 282-287.
4. Миронока А.Ф., Моисеенко В.Г., Воропаева Е.Н., Остапенко Н.С., Радомский С.М. Содержание золота в минералах золотосодержащих россыпей Приамурья // ДАН. 2005. Т. 405, № 5. С. 652-654.
5. Костромин М.В., Юргенсон Г.А., Позлутко С.Г. Проблемы дражной разработки континентальных россыпей. Новосибирск: Наука, 2007. 180 с.
6. Кириллов М.В. Типоморфные особенности самородного золота Баунтовского рудно-россыпного района (Республика Бурятия). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2009. С. 16.
7. Генералов М.Е., Наумов В.А. Преобразование золота в техногенных россыпях и отвалах Урала // Уральский геологический журнал. 1998. № 4. С. 19-56.
8. Коробушкина Е.Д., Гладкова В.Г. Моделирование гипергенных и россыпеобразующих процессов на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья на основе геохимической деятельности микроорганизмов // Новый век – новые открытия. Мат.-лы межрегион. научн.-практ. конф., посвященной 40-летию ЗабНИИ. Чита, 2001. С. 155-157.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВИТИМСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА

Лаврова Т.Ю.¹, Трусов А.А.¹, Скопинцев В.Г.²

¹ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, agp@aerogeo.ru

²ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, geocentr@east Sib.ru

Одной из основных задач выполненной в 2007-2010 гг. ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика» комплексной аэрогеофизической съемки на территории Витимского горнорудного района являлась оценка перспектив территории на золотое оруденение.

По сложившимся представлениям, месторождения и проявления золота, установленные в районе, относятся к пяти основным формациям: золоторудной малосульфидной (месторождение Троицкое), золоторудной кварцевой (месторождение Горное), золото-кварц-сульфидной (месторождение Карафтит), золото-кварц-шеелитовой (месторождения Снежное, Скалистое, Казачья Поляна), золотоносных конгломератов нижнего мела (проявление Якшинское).

В результате анализа пространственного положения территории месторождений и отдельных рудопроявлений золота по результатам интерпретации комплексных аэрогеофизических данных были выявлены некоторые общие закономерности размещения золоторудных объектов в пределах площади работ.

Коренное золотое оруденение, чаще всего, приурочено к:

зонам разломов первого порядка северо-западного направления, уверенно трассирующимся линейными зонами повышенной проводимости по аэроразведочным данным и срывами осей корреляции модели намагниченности;

узлам пересечения зон главных разломов (северо-восточного простирания), в той или иной мере проявленных в геофизических полях всех компонент аэрогеофизического комплекса, и разломов первого порядка (северо-западного простирания);

зоне контакта образований сланцевого состава, карбонатных пород (известняков, доломитов, кальцитовых мраморов) с амфиболитами, амфиболовыми сланцами, слоями вулканитов (перечисленные породы входят в состав нижнепротерозойских, рифейских, вендских, кембрийских стратифицированных структурно-вещественных комплексов, их картирование выполнено по данным комплексной интерпретации результатов обработки и физико-математического моделирования аэрогеофизических материалов);

известнякам, доломитам давыкшинской свиты нижнего отдела кембрийской системы;

интрузивным образованиям, по данным аэрогамма-спектрометрии характеризующимися повышенными содержаниями К и U;

областям развития даек, в основном, среднего состава, закартированных по аэромагнитным данным.

Золотоносные конгломераты отмечаются в:

мезо-кайнозойских впадинах, контуры которых были существенно уточнены по данным аэроразведки;

образованиях зазинской свиты нижнего отдела меловой системы и ее коре выветривания;

бортах впадин, сложенных породами давыкшинской свиты, предполагаемой по данным аэроразведки (по априорным данным икатская свита) под мезо-кайнозойскими отложениями.

По аэрогеофизическим данным золотое коренное оруденение пространственно приурочено к зонам разломов первого порядка северо-западного простирания и к узлам их пересечения с зонами главных разломов северо-восточного направления. Это в определенной мере расходится с представлениями предыдущих исследователей, по мнению которых в пределах Витимского горнорудного района наиболее перспективными на золото являются зоны северо-восточного направления, а в тектонических структурах другой ориентировки золотое оруденение отмечается реже.

Продуктивность тектонических зон напрямую связана с интенсивностью проявления в них гидротермально-метасоматических изменений, участки которых могут повторяться в одной зоне неоднократно. По результатам аэрогеофизической съемки проявления золота отмечаются только на тех участках зон разломов первого порядка, вблизи которых отмечаются интрузивные образования с повышенным содержанием К и U, что позволяет предположить их возможную рудогенерирующую (или мобилизующую) роль. Идентификация этих образований неоднозначна. Нами они отнесены к гранитам второй фазы витимканского комплекса.

Основные проявления золота залегают в стратифицированных породах, благоприятных для проявления тектонических и метасоматических преобразований.

Отмечено, что золотое оруденение обычно тяготеет к зоне контакта терригенно-карбонатных пород (известняков, доломитов, кальцитовых мраморов, карбонатных сланцев, металевролитов) с амфиболитами, амфиболовыми сланцами, вулканитами, которые рассматриваются в составе нижнепротерозойских, рифейских, вендских, кембрийских стратифицированных структурно-вещественных комплексов. Отмечены повышенные содержания золота в известняках и доломитах, отнесенных по результатам интерпретации аэрогеофизических данных к давыкшинской свите. В силу своих физико-химических особенностей терригенно-карбонатные породы благоприятны для проявления графитизации, окварцевания, карбонатизации, лиственитизации, которые наиболее сильно проявлены вдоль мощных протяженных зон разломов. Возможно, на контакте проницаемых трещиноватых пород (амфиболовые сланцы, амфиболиты с повышенным содержанием золота) и более плотных образований (доломиты, мраморы), которые могут выступать как геохимический барьер на пути рудных растворов, происходит концентрация золота.

Вблизи известных месторождений, по результатам аэрогеофизических материалов, выделены объекты, которые интерпретируются как малые интрузии и дайки различного состава. В контурах рудных полей преобладают дайки среднего состава. С учетом этого можно предположить пространственную связь золотого оруденения с малыми интрузиями. По данным А.А. Пэка [2], интрузивные образования типа штоков, даек, некков вследствие небольших размеров не могут обеспечивать гидротермальную систему энергетически, но могут способствовать ее возникновению. Их роль может сводиться к проработке трассы, вдоль которой функционирует гидротермальная система [2], в этом случае их состав не принципиален. С этих позиций находит объяснение часто наблюдаемое проявление вдоль одного тектонического шва разновозрастных даек различного состава и приуроченность кварцевых жил к их контактам.

Для уточнения общих закономерностей распространения золотого оруденения был выполнен его формальный прогноз с использованием алгоритма, специально разработанного для прогноза слабоконтрастных объектов по комплексу геолого-геофизических данных, представленных в количественной, полуколичественной и качественной форме, в условиях неравномерной изученности территории [1]. Прогноз осуществлялся по результатам аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 и, на детальных участках, 1:10 000. Для прогноза золотого оруденения по результатам съемки масштаба 1:50 000 использовался 31 признак (исходные поля, их трансформанты, комбинации и результаты моделирования), а для участков детализации – 34 исходных признака. По результатам выполненного прогноза выполнена оценка сравнительной информативности признаков, которая показала ведущую роль (по суммарной информативности) в прогнозе золотого оруденения электроразведочных данных. Результаты прогноза представлены в виде карт меры близости для трех эталонов: месторождения Горное и Троицкое.

Особенности распределения золота, выявленные по результатам интерпретации комплексных аэрогеофизических данных, хорошо согласуются с результатами формального прогнозирования и были использованы в качестве дополнительных поисковых предпосылок.

На участках детализации Талойский, Троицкий, Байтахский с учетом уточненных поисковых предпосылок выделены участки для проведения детальных поисковых работ на рудное золото Еринский, Контактный и Байсинский.

Результаты прогнозирования золотого оруденения, предполагаемые закономерности его размещения требуют наземной проверки.

1. Бабаянц П.С. Формальные методы при неформальной геологической интерпретации комплексных геофизических данных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 37-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 34-39.

2. Пэк А.А. Орогенез, эрозия и гидротермальное рудообразование: гипотеза тепловой и геодинамической связи процессов // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С.184-200.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОГРАНИЧНОГО

Е.И. Ласточкин, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, gin-buryatia-07@yandex.ru

Проявление Пограничное находится в южном обрамлении Северо-Муйской глыбы, оно представлено карбонатитами, слагающими вытянутое в субмеридиональном направлении крутопадающее тело. Обнаженная часть его имеет ширину от 50 до 100 м и протяженность около 550 м (рис. 1). Вмещающими породами являются габброиды, имеющие резкие контакты с карбонатитами. Возраст карбонатитов, полученный Ag/Ag методом по арфведсониту, равен 624 ± 3 млн. лет, а по флогопиту 625 ± 9 млн. лет [3].

В формировании проявления выделяется две фазы [1]. На начальной образовались породы, обогащенные магнетитом. Они содержат редкие фенокристы эгирина и кристаллокласты калиевого полевого шпата.

Карбонатиты проявления были подвержены метаморфическим преобразованиям, одним из его следствий явилось рафинирование минералов от примесей. U-Pb возраст 559 ± 17 млн. лет (SHRIMP II) выделившегося из апатита монацита свидетельствует о близости со временем метаморфических процессов, проявившихся на проявлении Веселое [4].

Карбонатиты главной фазы составляют более 90% объема залежи [2]. Это массивные среднезернистые породы. По ориентировке зерен апатита просматривается субвертикальная полосчатость пород. Участки более крупнозернистых агрегатов, сегрегации магнетита и апатита придают им такситовую текстуру. Присутствие ксенолитов, большую часть которых составляют вмещающие породы, обусловило (особенно в приконтактных зонах) появление брекчиевых текстур.

Главными минералами карбонатитов являются доломит, магнетит и апатит [1]. В числе второстепенных встречаются кальцит, эгирин, арфведсонит, биотит, а среди аксессуарных отмечены монацит, пироксенолор, циркон, торит, титанит, графит, молибденит, стронцианит. По химическому составу породы относятся к доломитовым карбонатитам.

В габброидах отмечается зона фенитизации, сложенная щелочными полевыми шпатами, эгирином, арфведсонитом, флогопитом. Аналогичные минералы образовались и в ксенолитах габброидов.

В карбонатитах присутствует редкометальная минерализация (торит, монацит, пироксенолор, колумбит). Источниками редких элементов для этих минералов послужили апатит, доломит и пироксенолор. Важной особенностью проявления Пограничного

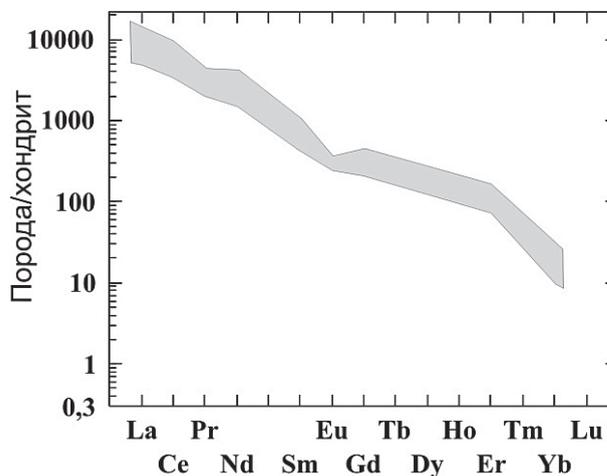


Рис. 2. Диаграмма нормированных содержаний РЗЭ в карбонатитах участка Пограничный. Нормировано к хондриту по [5].

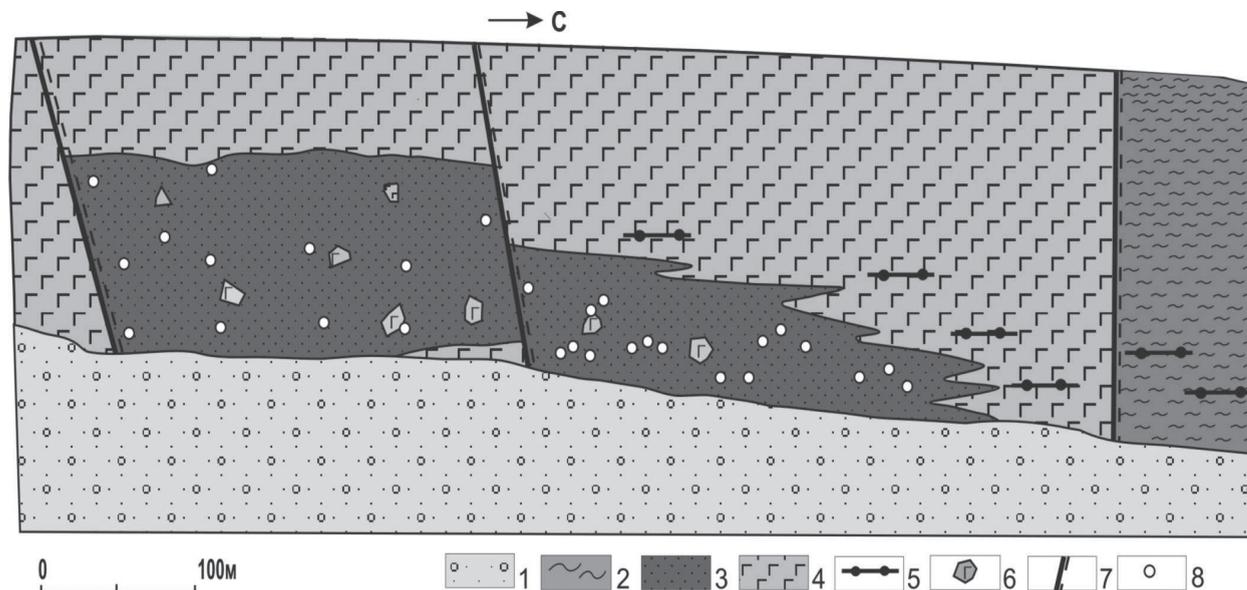


Рис. 1. Схема геологического строения проявления Пограничного.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - кристаллические сланцы; 3 - доломитовые карбонатиты; 4 - габбро, габбродолериты; 5 - дайки щелочных сиенитов; 6 - ксенолиты габброидов; 7 - тектонические нарушения; 8 - точки отбора проб.

ного являются повышенные концентрации РЗЭ (до 1,5 мас.% TR_2O_3), стронция (до 4,2 мас.% SrO) и фосфора (более 3,5 мас. % P_2O_5). Содержание РЗЭ в 1,5-2 раза выше, чем в среднем доломитовом карбонате [3]. Главным носителем РЗЭ является апатит.

РЗЭ представлены существенно легкими лантаноидами (рис. 2). Количество лантана варьирует от 0,92 до 1,2 мас.% La_2O_3 , церия от 2,15 до 2,64 мас.% Ce_2O_3 , неодима от 0,65 до 1,3 мас.% Nd_2O_3 (табл. 1).

Концентрация стронция более чем в 3 раза превышает содержание в среднем доломитовом карбонате по [6]. Главным источником его являются доломит и апатит. Содержание SrO в апатите варьирует от 5,51 до 6,65 мас.% SrO (табл. 1), а в доломите от 1,17 до 4,5 мас.%. Столь высокие концентрации стронция в тригональных карбонатах явление неординарное и, вероятно, обусловлено не только высокими содержаниями его в системе, но и повышенными давлениями в момент кристаллизации карбонатитового расплава.

Табл. 1

Химический состав апатита и торита из карбонатитов проявления Пограничного

компонент	Апатит					Торит			
SiO ₂	-	-	-	-	-	13,56	13,3	7,2	14,62
FeO	-	-	-	-	-	н/опр	н/опр	3,52	0,5
MgO	-	-	-	-	-	н/опр	н/опр	0,61	
CaO	44,68	45,28	45,46	44,47	44,45	1,78	1,87	3,63	1,82
Na ₂ O	1,22	1,23	1,05	0,75	1,02	-	-	-	-
SrO	6,65	6,48	5,51	6,43	5,94	0,69	0,86	1,91	0,68
P ₂ O ₅	40,56	40,54	40,58	40,14	39,43	3,68	3,97	5,53	2,76
F	2,23	3,04	2,9	2,4	3	-	-	-	-
La ₂ O ₃	0,99	0,92	1,1	1,2	1,09	2,03	3,58	2,77	2,06
Ce ₂ O ₃	2,64	2,31	2,45	2,17	2,15	3,76	5,19	4,05	3,3
Pr ₂ O ₃	н/опр	-	-	-	-	0,73	0,76	-	-
Nd ₂ O ₃	0,65	1,3	1,2	0,98	0,96	1,39	1,69	-	1,02
ThO ₂	-	-	-	0,88	1	63,47	61,66	53,91	66,76
Сумма	100,54	101,11	100,25	100,54	99,06	91,09	92,88	83,14	93,53
- O = F ₂	0,94	1,28	1,22	1,01	1,26				

Примечание. Здесь и далее (-) – элемент не обнаружен, н/опр – элемент не определялся.

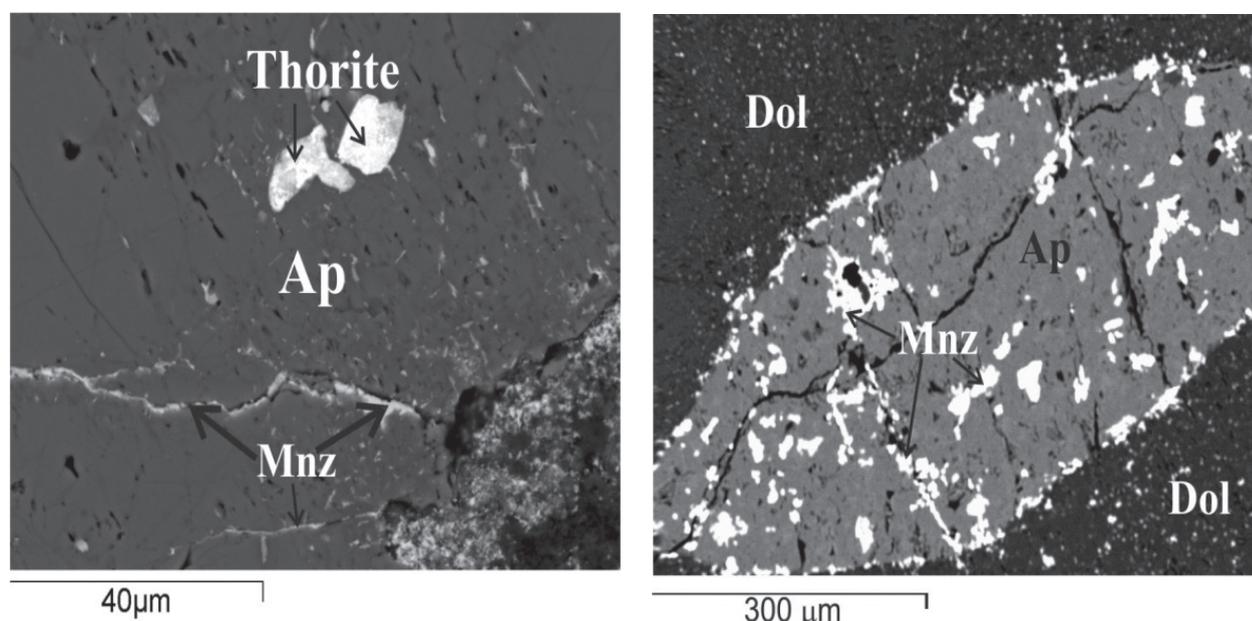


Рис. 3. а - выделения торита (Thr) (белое) и прожилки монацита (Mnz) в апатите. б - вкрапленность монацита (Mnz) в апатите (Ap), в доломите (Dol) присутствует тонкая сыпь (белое) стронцианита.

Редкометалльные минералы слагают вкрапленность, прожилки, тяготеющие к апатиту, пирохлору. Торит наблюдается в виде неправильной формы зерен, обычно в апатите (рис. 3а). Состав его представлен в табл. 1. Особенностью минерала является присутствие редкоземельных элементов и стронция от 0,68 до 1,69 мас.% SrO.

Монацит в карбонате представлен маломощными прожилками, цементирующими участки трещиноватости, и выделениями в апатите (рис. 3б). Он характеризуется значительным количеством тория (до 7 мас. % ThO₂), серы и стронция (табл. 2).

Табл. 2

Химические составы монацита из карбонатитов проявления Пограничного, мас. %.

P ₂ O ₅	CaO	SO ₃	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₅	ThO ₂	Сумма
28,71	0,49	0,99	0,99	21,66	32,05	2,70	7,15	6,79	100,54
30,61	1,24	1,21	1,21	21,77	34,33	2,93	7,17	2,44	101,7

Выделения колумбита приурочены к пирохлору и магнетиту. В обоих случаях они локализованы в участках тектонической нарушенности пород. Составы пирохлора и колумбита приведены в табл. 3. Колумбит характеризуется высокой железистостью (низкой марганцовистостью), содержит до первых процентов тантал, вольфрам и торий.

Табл. 3

Химические составы пирохлора и колумбита из карбонатитов участка Пограничный, мас. %.

Компонент	пирохлор					колумбит	
SiO ₂	-	-	-	-	10,05	1,07	3,68
CaO	4,73	3,35	4,32	2,46	3,44	0,36	1,05
TiO ₂	4,76	4,77	-	-	-	0,71	2,69
FeO	1,38	1,13	0,79	0,8	6,35	20,8	21,86
Nb ₂ O ₅	41,24	42,98	54,17	51,72	36,46	71,00	53,18
Ta ₂ O ₅	10,52	10,85	7,18	5,75	13,62	2,41	5,49
SrO	2,86	2,36	-	-	-	-	-
WO ₃	3,87	3,38	3,93	5,02	8,19	1,46	2,37
PbO	1,95	2,44	1,04	0,92	3,15	-	-
UO ₂	28,11	29,02	29,11	30,19	5,27	-	2,47
ThO ₂	-	-	-	-	5,61	1,13	3,9
Сумма	99,42	99,28	100,54	100,09	95,58	99,04	98,83

Примечание. В пирохлоре сумма дана с учетом Al₂O₃, BaO, Ce₂O₃, в колумбите с учетом MnO, Al₂O₃, Sc₂O₃.

1. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Скулыбердин А.А. Новое проявление карбонатитов в Северном Забайкалье // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 411-442.

2. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г. Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Прибайкалье) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Труды III международного семинара. Иркутск-Хабаровск. 2003. С. 88-108.

3. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17, №1. С. 79-96.

4. Lastochkin E.I., Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Badmatsirenov M.V. Metamorphism of the Veseloe carbonatites, North Transbaikalia // Deep seated magmatism, its sources and plumes. Mirny-Irkutsk. 2006. P. 207-223.

5. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the ocean basins. Geol. Special Publ. 1985. № 42. P. 313-345.

6. Woolley A.R., Kempe D.R. Carbonatites: nomenclature, average, chemical composition and element distribution. Unwin Hyman, London, 1989. P. 1-14.

ГОРНО-ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ТЕХНОЛОГИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА ТЕХНОГЕННОЙ РОССЫПИ

В.С. Литвинцев, В.С. Алексеев

Институт горного дела ДВО РАН, Хабаровск, litvinzev@igd.khv.ru

Техногенные россыпные месторождения благородных металлов являются важным резервом россыпной золотодобычи в связи с тем, что добыча золота из геогенных россыпей в последние годы существенно снижается во многих регионах Дальневосточного федерального округа. Однако к решению проблемы освоения техногенных месторождений следует подходить с позиций научного обоснования новых технологий их разработки и обогащения. Одним из перспективных научных направлений, развиваемых в ИГД ДВО РАН, является создание теории и геотехнологии формирования продуктивного пласта техногенного отвального комплекса. Обоснование геотехнологии формирования продуктивных пластов крупномасштабных техногенных россыпных месторождений является одной из фундаментальных задач горной науки, её решение возможно на основе изучения комплексного воздействия на продуктивную горную массу техногенных россыпей природных и антропогенных процессов, активизирующих внутриотвальную миграцию ценных компонентов.

Техногенные россыпи, как правило, представляют собой довольно сложное сочетание отвальных образований, характеризующихся хаотичным распределением в их толще полезных компонентов, и некоторых целиковых структур россыпных месторождений, не отработанных в силу определенных причин при первичной эксплуатации. Для подготовки их к освоению требуется выполнение определенного состава и объема горно-подготовительных работ, но предварительно следует оценить эксплуатационные параметры техногенных месторождений путем **анализа и систематизации строения и форм перемещенных комплексов** (породных, гале-эфельных отвалов, водоотстойников и других структур).

Однако, нужно отметить, что закономерности в формировании высоких концентраций металла в структурах техногенных россыпей изучены недостаточно. Ранее наиболее детальное исследование этого вопроса выполнено во ВНИИ-1 А.С. Власовым [1] при разработке методики разведки техногенных россыпей. Изучались техногенные отвалы горных работ раздельного и подземного способов добычи: отвалы торфов, гали и эфелей. В процессе выполнения работ опробованы четыре отвала торфов, восемь отвалов гали и три отвала эфелей, имеющих геологическое строение как у большинства россыпей Северо-Востока, одинаковые горнотехнические условия эксплуатации. Общее количество опробованных борозд составило 133, а взятых секционных проб - 3646 (длина каждой секции 1 м, ширина 0.2 м, глубина - 0.1 м) [1].

Отвалы торфов представлены аллювиальными породами различного гранулометрического и петрографического состава, включающими гальку, щебень, песок, ил и глину. Иногда песчано-глинистая фракция отвалов прослеживалась в виде небольших пропластков и линз в самых различных частях отвала. Галечные отвалы сложены из продуктов грохочения скрубберных бочек и представлены в основном галькой, валунами и незначительным количеством песчано-глинистых фракций рыхлых отложений. Эфельные отвалы являются хвостами обогащения шлюзовых промысловых приборов, сложены гравием с примесью мелкой гальки, щебенки и песчано-глинистого материала (песчано-глинистые и глинистые сланцы). Морфология долины при данном способе разработки существенно меняется [2]. На месте пласта, как правило, зачищенный плотик, борта подрезаны и имеют морфологию террасы. Ниже располагаются терриконы галечных отвалов, имеющие следы разваловки, а эфельные отвалы образуют гравийно-глинисто-песчаные гряды небольшой высоты внутри отработанного контура полигона, либо плащеобразно растекаются по поверхности террасы или поймы.

Полученные А.С. Власовым выводы по результатам выполненных исследований заключаются в следующем: 1. Золото в отвалах горных работ распределяется крайне неравномерно, и никакого обогащения внутренних частей и подножий отвалов нет. 2. Золото в отвалах рассредоточено по всему объему. Участки с высокими концентрациями обычно удалены друг от друга и разделены значительными по размеру пустыми со знаковым золотом. 3. В галечных отвалах золото приурочено к глинистой "примазке" и мелкому песчано-глинистому материалу. На наш взгляд из этих выводов, несомненно, следует лишь одно - во всех структурах техногенных россыпей наблюдается определенное, зачастую кондиционное содержание золота, даже в отвалах вмещающих пород.

В ИГД ДВО РАН на современном этапе исследованы состав, структура, гранулометрические характеристики вмещающих пород и золота большой группы техногенных россыпных месторождений Амурской области и Хабаровского края.

Техногенные россыпи, в зависимости от первичного способа разработки, представлены отвалами пород, имеющими различный гранулометрический состав. Дрожные отвалы состоят из двух разнородных отвалов: нижний (эфельный) отвал с частицами пород крупностью менее 16 мм перекрывается галечным отвалом с частицами крупностью свыше 16 мм. При раздельном способе разработки россыпи галечный и эфельный отвалы размещаются, как правило, обособленно.

Характеристика техногенных россыпных месторождений (ТРМ), первично отработанных открытым раздельным способом, представлена в табл. 1, в которой использованы данные, изложенные в [3], отражающие геометрические параметры всех подвидов отвального комплекса, характеристику их пространственного размещения.

Табл. 1.

Характеристика структур отвального комплекса техногенных россыпей, первично отработанных открытым способом

Структура ТР	Параметры структур отвального комплекса			
	Длина, м	Ширина, м	Высота, м	Примечание
Галечные отвалы	25–130	25–90	6–15	Угол откосов 35°-37°, могут быть размещены на склонах, в выработанном пространстве, на забалансовых бортовых целиках. При использовании скрубберного промывочного прибора с консольным отвалообразователем отвалы размещаются на борту выработки и имеют веерообразную, конусообразную форму.
Эфельные отвалы	15–80	15–80	1–10	Формы отвалов – конусообразная, куэстовидная, подковообразная, плащевидная. Угол откосов у конусообразных отвалов – 20°-30°, куэстообразных – 30°-35° – лобовой и 5°-10° – тыловой.
Гале-эфельные отвалы	50–150	10–50	2–12	Характерны для россыпей, отработанных с применением приборов ПГШ и гидровашгердов ППГ-25. Эти отвалы размещаются на склонах и в выработанном пространстве. Имеют конусовидную форму, в плане – овальную, овально-прямоугольную формы.
Смешанные отвалы	250–300	до 100	2-3	Размещаются в выработанном пространстве, формируются при отработке природной россыпи на прямоточном водоснабжении гидравлическим понурно-шлюзовым способом.
Вскрышные отвалы	Размещаются вдоль выработанного пространства на бортовых целиках, могут частично размещаться в выработанном пространстве или на поверхности внутриконтурных целиков. Имеют в разрезе куэстообразную форму с пологой поверхностью со стороны отработок и крутым тыльным склоном (40°-45°). Высота, ширина и форма определяются объемом вскрышных пород и пространством для складирования горной массы.			
Отстойники	Практически не изучены, размеры их определяются площадью дна отстойника и количеством иловато-глинистого материала в песках.			

Данные табл. 1 показывают, что наибольший интерес для освоения техногенных россыпных месторождений способом формирования обогащенного пласта могут представлять эфельные, гале-эфельные, смешанные отвальные комплексы и, редко, породные отвалы. Илово-глинистые отложения отстойников и хвостохранилищ в достаточной степени подготовлены к промышленному освоению, однако необходимо применение новых технологий обогащения полезного ископаемого, предназначенных для извлечения мелкого и дисперсного золота.

Изучение гранулометрического состава пород россыпей Хабаровского края показывает, что содержание фракций менее 16 мм в ста тридцати одном россыпном месторождении распределилось следующим образом (табл. 2): наибольшее число месторождений (53.4 %) имеют содержание фракций менее 16 мм свыше 50 %, причем в отдельных месторождениях эти фракции преобладают: месторождение Колчан – 82.2 %, Павловский Лог – 86 %, Генриховский-Талагач – 90.5 %, Октябрьский – 90.1 %, Малый Ваюн – 93 %.

Анализ ситового состава золота 26 россыпных месторождений Хабаровского края (табл. 3) показывает, что наибольшую часть месторождений составляют россыпи с ситовым составом золота от 0.1 до 3 мм.

Табл. 2.

Распределение россыпей в зависимости от процентного содержания фракций аллювиальной горной массы менее 16 мм

Содержание фракций аллювиальной горной массы размером менее 16 мм					
Более 50 %		20 – 50 %		Менее 20 %	
Количество месторождений	%	Количество месторождений	%	Количество месторождений	%
70	53.4	46	35.1	15	11.5

Табл. 3.

Характеристика ситового состава золота группы россыпей Хабаровского края

Показатели	Фракции, мм						
	<0.1	0.1-0.3	0.3-0.5	0.5-1.0	1.0-3.0	3.0-5.0	>5.0
Мах значение в классе, %	19.5	57.5	55.6	62.7	53.6	81.2	36.7
Среднее значение в классе, %	3.1	22.2	22.4	20.1	16.1	10.4	5.7

Является доказанным фактом влияние циклов "Проморозка - Протаивание" (П-П) на перемещения частиц ценных компонентов в отвальных комплексах. Эти смещения частиц ценного компонента в толще пород носят хаотический характер, но они имеют, тем не менее, общую направленность в вертикальном направлении. Одним из "катализаторов" дезинтеграционных и миграционных процессов в толще аллювиальных пород является воздействие безнапорных потоков воды, при котором возникающие дезинтеграционные и суффозионные процессы способствуют пространственным перемещениям частиц ценных компонентов.

Нами разработана математическая модель расчета параметров горно-подготовительных работ, которая является одной из структур математической модели расчета параметров технологических процессов технологии формирования обогащенного пласта техногенной россыпи. Основой расчета параметров горно-подготовительных работ с помощью математической модели являются горно-геологические данные техногенного месторождения, план месторождения, водораспределительной и водоприемной траншей. Планы месторождения, котлована и траншей должны быть представлены в масштабной координатной сетке, позволяющей определить относительные координаты всех точек перегиба линий плана месторождения и других сооружений.

Технический этап горно-подготовительных работ включает:

- расчет площади отвального комплекса техногенного россыпного месторождения;
- селективную выемку и складирование плодородного слоя почвы;
- уборку пней, валунов и предметов техногенного происхождения;
- разваловку отвалов техногенного комплекса с одновременной засыпкой выработанного пространства, формирование откосов;
- создание котлована (возможно использование выработанного пространства) для накопления технологической воды с целью формирования фильтрационного потока в породах отвального комплекса;
- проходка водозаводной и водоотводной траншей (канал) с возможностью регулирования объема подаваемой воды в породы отвального комплекса.

1. Власов А.С. Характер распределения золота в отвалах горных работ // Труды ВНИИ-1. Выпуск 65, Геология. Магадан, 1960. С. 2-31

2. Шевелева Е.А. Значение технологических аспектов в формировании техногенных ландшафтов при разработке россыпей // Влияние процессов горного производства на объекты природной среды. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 91-96.

3. Мирзаханов Г.С. Условия формирования, принципы прогноза и оценки ресурсов техногенных образований отработанных россыпей золота (на примере юга Дальнего Востока). Дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 2005. 253 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.В. Малышев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Waylander6@mail.ru

В пределах южного складчатого обрамления Сибирского кратона проявления базит-ультрабазитового магматизма различной геохимической специализации и возраста фиксируются в геологических структурах, образование которых связывается с разными геодинамическими этапами развития Палеоазиатского океана от его раскрытия и до закрытия. Здесь, наряду с другими структурами, выделены и охарактеризованы структурно-вещественные комплексы (террейны), представляющие собой фрагменты рифейских островных дуг. Примером такой структуры является выделенная в последнее время Метешихинская островодужная система. Согласно данным В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатова и др [1], эта структура фиксируется верхнерифейскими турбидитами Баргузинского террейна, надсубдукционными базальтами верхнерифейской итанцинской свиты, а также отдельными магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава, расположенными в виде останцов среди гранитных пород вдоль восточного побережья озера Байкал. Среди этих массивов нами изучены массивы Метешихинский, Острая Сопка.

Метешихинский массив размером $8 \times 2,5$ км расположен на хребте Урлак в междуречье Метешиха и Большая. Вмещающими породами являются граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80% состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами [2]. В его центральной части развиты в основном оливиновые габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболитизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболитизированные габбро.

Все породы Метешихинского массива относятся к толеитовым породам нормального ряда и характеризуются высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 . Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO , содержание глинозема при этом меняется не значительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . По мере увеличения содержания кремнезема в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO .

Для всех пород Метешихинского массива, как габброидов, так и дунитов установлены низкие содержания редкоземельных (РЗЭ) и других некогерентных элементов. Габброиды Метешихинского массива имеют спектры распределения РЗЭ с пологими $((La/Yb)_N=0,24)$ положительными наклонами и положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=1,9$) (рис. 1). Плагиограниты и плагиолейкограниты характеризуются пологими отрицательными $((La/Yb)_N=3$ и $5,7$ соответственно) спектрами распределения РЗЭ с заметной положительной аномалией по Eu ($Eu/Eu^*=11,8$ и $5,4$).

Анализируя распределения РЗЭ в габброидах, можно прийти к выводу, что они являются дифференциатами основной магмы. Близкие соотношения некогерентных элементов указывают на комагматичность габброидов и дунитов.

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для габброидов Метешихинского массива характерны почти плоские спектры, с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE. Габброиды характеризуются максимумами по St и Eu , что характерно для базитовых магм островодужной обстановки. Породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана - $\tau=(Al_2O_3-Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород массива ($\tau=7,6-36,4$), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов.

Изотопное датирование выполнено по первичной роговой обманке из габбро $Ag-Ag$ методом. В возрастном спектре наблюдается плато, характеризующее примерно 98% выделившего ^{39}Ar и значением возраста 809 ± 8 млн. лет. Полученное значение возраста указывает на верхнерифейский или позднебайкальский этап проявления островодужного магматизма.

В структуре массива выделяются три серии пород: ультрамафитовая, относящаяся по-видимому к первой фазе становления плутона, и преобладающая мафитовая, принадлежащая ко второй фазе дифференциатов.

Для Метешихинского массива характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов. Для него не установлены породы краевой фации, что характерно для островодужных расслоенных габброидов. Не наблюдается в нем и ксенолитов осадочно-вулканогенных пород.

Состав главных породообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах.

Железистость оливина варьирует от 17,5-21,2 % в дунитах и перидотитах до 25,2-28,7 % в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13,3 % в клинопироксен-содержащих дунитах до 26 % в габбро. Ортопироксен по составу отвечает бронзиту с железистостью от 19,5 % в ультраосновных породах до 29 % в габброноритах. Состав плагиоклазов изменяется от 88-92 % An в плагиоклазосодержащих перидотитах до 87 % An в оливиновых габбро и 77 % An в габброноритах. Особо следует остановиться на характеристике амфибола, присутствующего во всех разновидностях пород массива и являющегося наиболее поздним магматическим минералом. Согласно номенклатуре амфиболов Б.Е. Лике, первично-магматический кальциевый амфибол имеет состав паргасита-эденита и только в габбро появляется магнезиальная роговая обманка. В целом для амфиболов Метешихинского массива характерны повышенные содержания Al_2O_3 и Na_2O , отражающие высокие $P_{общ}$ при их кристаллизации. Эти данные наряду с очень низкой кальциевостью оливина и повышенной глиноземистостью пироксенов свидетельствуют о

глубинных условиях формирования пород интрузива

Острая Сопка. Располагается от предыдущего плутона в 15 км вверх по течению реки Метешиха, в хребте Черная Грива в районе г. Острая Сопка. Непосредственно сам массив в первом приближении в плане имеет серповидную форму, обращенную вогнутой стороной к северо-востоку.

При подробном рассмотрении взаимоотношений мафитовой и ультрамафитовой частей интрузива можно предположить, что он сложен породами, относящимися к двум фазам его становления. Следует отметить, что породы этих двух фаз, по-видимому, образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива.

Первой фазе соответствуют амфиболовые перидотиты, плагиоперидотиты, лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты. Вторая фаза сложена разностями габбро и габбро-норитов. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона, слагающие различные по форме и конфигурации тела (от 50 до 400 м в поперечнике). В наиболее крупных перидотитовых телах преобладают амфиболовые перидотиты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в перидотитах возрастает, в экзоконтактах отмечается появление плагиоперидотитов и пироксенитов.

Преобладающими породами массива являются габброиды, составляющие порядка 70% площади. В распределении базитовой части пород можно выявить довольно четкую зональность. В центральной части плутона распространены в основном пироксениты, оливковые габбро и габбро-нориты, затем следует зона мощностью порядка 300 м амфиболовых габбро, сменяющихся к контакту амфиболизованными и цизотитизированными габброидами. Жильные породы распространены мало и представлены дайками гранитов и линзами кварца. Они имеют северо-восточное направление при мощности от 10 до 50 см. Вмещающими породами массива являются гранитоиды, сланцы и гнейсы.

По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 - 43-53 мас. %, сумма щелочей - 0,43-5 мас. %), и характеризуются высокой глиноземистостью (7,14-30 мас. % Al_2O_3), низкой титанистостью (0,1-1 мас. % TiO_2), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$). Магнезиальность пород колеблется от $\text{Mg}\# = 60$ в перидотитах до $\text{Mg}\# = 14$ в лейкогаббро. На вариационных диаграммах $\text{MgO} \rightarrow$ элемент состава пород плутона образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO - 14,5 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO - 0,4 мас. %). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания MgO возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в породе уменьшается как доля оливина, так и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остаётся постоянным, а содержание Al_2O_3 возрастает от 12,5 мас. % в оливковом габбро до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза. Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами, и только для габбронорита в области легких лантаноидов. Нормализованное по хондриту $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношение варьирует от 2,5 до 6,4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами.

Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 1,7-2,4$), что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на примитивную мантию, выделяются минимумы по Ta, Hf, Ti и Zr, а также обогащение пород крупноионными литофильными элементами (LILE) и Sr, что наряду с обогащением легкими лантаноидами характерно для остороводужных базальтов (рис 1.).

По петро- и геохимическим особенностям породы массива близки к породам высокоглиноземистых перидотит-габбровых массивов, широко распространенных в структурах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии (лысогорский, мажалькский, хиргиснурский комплексы), для пород расслоенной серии которых характерны низкие содержания кремния, титана, щелочей и фосфора при высоких содержаниях магния и глинозема.

Широкие вариации содержания глинозема, магния и кальция обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокомагнезиального базальтового расплава в магматических камерах при низких давлениях.

Проведенное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическое исследование пойкилитового магматического амфибола позволило датировать возраст 844 ± 6 млн. лет.

Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести плутон к перидотит-пироксенит-габбровому типу интрузий.

1. Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Гилев А.Ю., Бараш И.Г. Ультрабазит-базитовые комплексы района нижнего течения р. Селенги (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 84-87.

2. Малышев А.В. Петрохимические особенности метешихинского ультрабазитового массива (юго-восточное Прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 2006. С. 88-90.

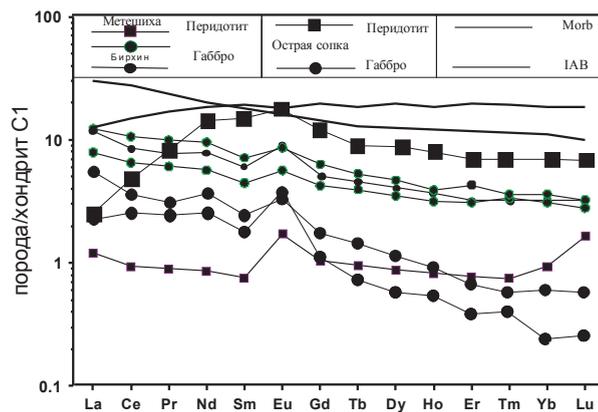


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах массивов Метешиха и Острая Сопка

МАГМАТОГЕННО-ЛИКВАЦИОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПРАКТИКЕ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ТЕХНОЛОГИИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО СЫРЬЯ

Г.Б. Мелентьев

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, emalina@km.ru

Создатель редкометального направления в рудообразовании и минерагении К.А. Власов предложил рассматривать редкие элементы в качестве «меченых атомов» магматогенных процессов, а редкометальные пегматиты – как фации и фазы гранитных интрузий, представляющие собой «природные лаборатории», чрезвычайно удобные для изучения проявлений дифференциации и концентрирования рудного вещества. Очевидно, что расшифровка механизма этой дифференциации, включая концентрирование редких металлов, имеет как фундаментальное, так и прикладное значение, выходящее за рамки редкометально специализированных магматогенно-рудных систем.

В процессе изучения минералого-геохимической специализации и пространственно-генетической зональности редкометальных пегматитовых полей и других месторождений гранитовых формаций Средней Азии в условиях хорошей обнаженности в глубоких вертикальных врезках, а также вскрытия горными выработками и скважинами разведываемых и эксплуатируемых месторождений редкометальных пегматитов (Восточный Казахстан) и гранитов (Восточное Забайкалье), автором были выявлены и детально задокументированы примеры как непосредственной связи пегматитов с «материнскими» фациями гранитных интрузий, так и фациальной изменчивости их состава и строения в направлении внедрения. При этом впервые установлены «расщепления» зональных жил во фронтальной части инъекций на самостоятельные, согласные или, реже, поперечные жилы-апофизы, представленные контрастными по составу и строению минерально-парагенетическими комплексами соответствующих им зон. В направлении внедрения зональное строение редкометальных пегматитовых инъекций, как и выступов-апофиз в породы кровли редкометальных фаций гранитов, осложняется участковой и ритмичной полосчатостью, причем синхронно с усложнением химического состава этих поликомпонентных остаточных образований – за исключением их непосредственных выклиниваний, представленных кварцевыми жилами и штокверками, содержащими переменные количества альбита, мусковита, железисто-фторидно-литиевых слюд и касситерита. Эти данные полевых исследований не могут быть интерпретированы иначе как проявления внутренних, физико-химических и синергетических свойств самих расплавов, структурирование которых в условиях температурного градиента при внедрении, по-видимому, осуществляется самопроизвольно и многократно [1, 2].

С использованием этих, а также экспериментальных данных, включая специальное изучение в надликвидной области состояния и свойств фторидно-литиевых щелочноалюмосиликатных систем, моделирующих редкометальные пегматитообразующие расплавы, автор пришел к выводу о проявлениях в них *многопорядковой несмесимости* (immiscibility) в условиях температурного градиента при внедрении как ведущего фактора дифференциации расплавов с избыточными компонентами. Разработанная нами принципиально новая *магматогенно-ликвационная* концепция и модель редкометального рудообразования обосновывает естественную пространственно-генетическую связь между всеми фациально-инъекционными производными гетерогенных гранитных интрузий (от источника до рудных тел), что позволяет использовать в прогнозно-поисковых целях все проявления специализации и объемной зональности этих неравновесных и саморазвивающихся магматогенно-редкометальных систем, которые отражены в геофизических и геохимических аномалиях, структурах и специфике состава вмещающих пород и, наконец, в рельефе, то есть представлены геохимическими «концентрами» и конкретными морфоструктурами.

С использованием этих фундаментальных основ и закономерностей локализации редкометальных оруденений гранитовых формаций разработаны и апробированы на объектах поисков, разведки и эксплуатации следующие *методы* крупномасштабного и детального *прогнозирования, поисков и перспективной оценки* редкометальных пегматитов и гранитов [3-5]:

- аналитико-графический, позволяющий в жестких системах координат петрохимических диаграмм типа $A - Si - Al - \Sigma_{\text{щ}} (Na+K+Li+Rb+Cs) - \Sigma_{\text{ф}} (Fe+Ti+Mg+Mn+Ca)$ и типа $B - Al - \Sigma_{\text{ф}} (Na+Li) - K$ различать специализацию и изображать пространственно-генетическую зональность естественных гомологических рядов редкометальных пегматитовых полей, их гипабиссальных аналогов – редкометальных гранитных интрузий и излившихся аналогов – редкометальных стекол («онгонитов»); рекомендовано их использование в качестве эталонных палеток для прогнозирования ожидаемого типа редкометального оруденения по результатам 10-15 силикатных анализов безрудного гранит-пегматит-аплитового комплекса;

- вариационно-геохимический, позволяющий прогнозировать ожидаемые уровни концентрации цезия и тантала в пег-

магитовых полей с ведущим литиевым орудением на стадиях поисков и оценки с использованием обратной зависимости содержаний этих элементов от величины отношения $\text{SiO}_2/\Sigma\text{R}$, характеризующего относительную вязкость пегматитообразующих расплавов, где R – остальные компоненты силикатных анализов пегматитовых тел;

- морфоструктурный, используемый для прогнозирования редкометальных месторождений, не выходящих на дневную поверхность («слепых» и погребенных), оценивать уровни эрозионного среза зональных рудных полей и месторождений и осуществлять прогнозирование и оценку редкометальных россыпей;

- шлихо-геохимический, рекомендованный для прогнозирования, поисков и перспективной оценки различных типов месторождений пегматитов и гранитов, в том числе – по ассоциациям минералов тяжелой фракции, специфике состава касситеритов и вольфрамитов из жильно-штокверковых надинтрузионных зон, по их же составу – из россыпей, и, наконец, для обнаружения и оценки перспективности россыпных месторождений по ассоциациям и специфике состава минералов тяжелой фракции, характерных для тех или иных типов редкометальных пегматитов и гранитов;

- ореольно-геохимический, позволяющий оконтуривать эндогенные геохимические аномалии на поисковых площадях, ранжировать их по степени перспективности на тот или иной тип ожидаемого редкометального орудения с использованием мажоритарных рядов выявленных в ореолах элементов и локализовать поиски путем интегрированного использования геохимических карт.

Наиболее ярким примером реализации этих авторских разработок служит обнаружение «слепого» месторождения танталово-оловорудных гранитов Кара-Су на глубине до 300 м под касситеритосодержащим кварцево-жильным штокверком на фланге Калбинской провинции редкометальных пегматитов (Восточный Казахстан). При этом определяющим поисковым признаком наличия на глубине танталового орудения явилось обнаружение в касситеритах штокверка повышенных содержаний тантала, в том числе – относительно ниобия. Увеличение глубины поискового бурения позволило обнаружить альбитовые фации в апикали гранитной интрузии с танталовым орудением, то есть радикально изменить оценку рудного объекта и дальнейшее направление геологоразведочных работ [6].

С фундаментальных и прикладных позиций обосновываются перспективы использования несмесимости (immiscibility) расплавов в качестве инновационного пирохимического способа обогащения природного и техногенного сырья с извлечением редких металлов и других особо ценных компонентов. Примерами результативности авторских исследований являются данные, полученные для редкометально-фосфатных руд коры выветривания карбонатитов, отходов обогащения вольфрамитовых руд и минеральных концентратов редких щелочных металлов [7, 8].

1. Сначала в ИМГРЭ (Мелентьев Г.Б., 1982-1983 гг.), а затем в ГИГХСе (Делицын Л.М., 1985-1986 гг.) изучены возможности селективного получения ниобий- и фосфорсодержащих плавяных концентратов в процессе одностадийной ликвационной плавки в окислительной среде из пирохлоровой коровой руды с добавками в качестве флюсов и агентов расслоения расплава галоидов щелочных металлов. В результате плавки при $T=1000-1100^\circ\text{C}$ были получены два контрастных по составу слоя расплава: верхний – щелочно-железисто-силикатный как концентрат Nb, Ta, Zr и нижний – щелочно-фосфатно-карбонатный как концентрат Sr, преобладающей части F и радионуклидов. При этом извлечение ниобия составило 85-87%, а фосфора – 78-81%. Дополнительной полувосстановительной плавкой каждого слоя (плавляемого концентрата), были получены образцы чугуна, легированного ниобием с содержаниями фосфора ниже допустимого уровня в ниобийсодержащих сталях. Последующим конвертированием ниобиевого термопродукта могут быть получены обесфосфоренные товарные феррониобиевые лигатуры. Восстановительной плавкой фосфатного слоя достигается выделение его в газовую фазу с получением желтого фосфора, а из шлака – фторида кальция. Таким образом, этот способ может служить основой разработки комбинированной инновационной технологии переработки высококомплексных коровых руд Томтора и природных редкометальных концентратов россыпей участка Буранного на северо-западе Саха-Якутии с учетом специфики бразильского технологического опыта на рудах и концентратах Араша [9].

2. Подобным же образом изучена возможность глубокой переработки с использованием *ликвационной плавки* отходов обогащения (неэлектромагнитной фракции - НЭФ) вольфрамитовых руд Спокойнинской обогатительной фабрики (Орловский ГОК, Восточное Забайкалье). В результате плавки смеси исходного сырья и солевого галоидного флюса при $T=900-1250^\circ\text{C}$ обнаружено четкое расслаивание расплава по высоте тигля на три несмешивающиеся жидкости, фиксируемые закалкой. В отсутствие флюса расслоение не наблюдается. Эти слои избирательно обогащены W, Nb, Ta, Bi, Ag и другими компонентами относительно исходных содержаний в НЭФ и друг друга: верхний – 2,33 кг/т Ta_2O_5 , исходно 270 г/т), средний – 22,0 кг/т WO_3 (300 г/т) и 1,1 кг/т Nb_2O_5 (2,20 г/т), нижний – 1 кг/т WO_3 , 99,3 кг/т Bi (12 г/т) и 6,3 кг/т Ag (260 г/т). Тем самым достигнут эффект *разделения* друг от друга *изоморфных тантала и ниобия* за одну операцию. Аномально высокие концентрации тантала и соотношения его с ниобием в верхнем слое аналогичны для черновых, собственно танталовых концентратов. Более высокие содержания висмута в испытуемой сырье обуславливают снижение коэффициента его накопления с 800 до 20 раз. Этот способ может быть рекомендован для комплексной переработки лежалых хвостов обогащения Джидинского вольфрамово-молибденового комбината.

3. Продолжается экспериментально-технологическое изучение возможности извлечения редких щелочных металлов из минеральных концентратов сподумена и других минералов лития, а также цезия с рубидием (поллукита) с применением конверсионной ликвационной плавки их с фосфогипсом как отходом сернокислотной переработки апатита на фосфатные

удобрения. За счет обменных реакций в расплавах между редкометалльно-щелочными алюмосиликатами и фосфогипсом получены слои сульфатов Li, Cs, Rb и плагиоклаза.

Приведенные и другие примеры свидетельствуют о высокой эффективности использования ликвации продуктивных расплавов в качестве прямого одностадийного способа избирательного извлечения и разделения полезных и лимитируемых компонентов из различного природного и техногенного сырья; права на изобретения оформлены авторским свидетельством в СССР и патентами РФ. Изложенная концепция с фундаментальных и прикладных позиций представляется перспективным вкладом в развитие теории рудообразования, практики поисков и инноваций в переработке минерального сырья [10, 11]. Тем более, что ее основные положения были реализованы при выполнении автором договорных работ: с геологоразведочными организациями – по локальному прогнозированию новых, в том числе не выходящих на дневную поверхность редкометалльных пегматитовых тел и месторождений оловорудно-редкометалльных гранитов (Восточный Казахстан, Средняя Азия) и с ГОКами – по извлечению тантала из шлаков оловорудных производств (Восточное Забайкалье, Якутия). Этот опыт рекомендуется использовать при поисках и оценке редкометалльных пегматитов и редкометалльно-оловорудных формаций, характерных для Северо-Востока России с учетом проявлений дифференциации рудного вещества в одном объеме (Кестер) или в пространстве, то есть с образованием оловорудных апофиз, жильных инъекций и штокверков в надрудных зонах (Иныльчек в Кыргызстане, Кара-су в Восточном Казахстане).

Согласно экспериментальным и технологическим данным, включая авторские, ликвационный распад (расплавление) расплава при соответствующих С-Т-параметрах осуществляется мгновенно, во всем объеме и является необратимым. В момент распада расплав представлен сверхтекучими несмешивающимися жидкостями, которые находятся в режиме самопроизвольного турбулентного движения за счет стремления системы к минимуму свободной поверхностной энергии. Капельные фазы в матрице образуют рои, шпировидные, эмульсионные, сидеронитоподобные, линзовидно- и ритмично-полосчатые, спирально-вихревые и зонально-концентрические структуры и текстуры. На стадии стабилизации продуктов ликвации движение сосуществующих жидкостей (макрокапель и слоев) замедляется, поскольку определяется вязкостью среды и стремлением системы к выравниванию химических потенциалов и объемов.

1. Мелентьев Г.Б. Новая петрологическая модель формирования редкометалльных месторождений гранитовой формации и ее роль в разработке объемно-количественной методики их прогнозирования, поисков и перспективной оценки // Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценка. М: ИМГРЭ, 1983. С. 7-44.

2. Мелентьев Г.Б. Лепидолит-альбитовые пегматиты и их генезис. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М: ИМГРЭ, 1972.

3. Мелентьев Г.Б. Рациональный комплекс методов геолого-прогнозной и дифференцированной минералогической оценки редкометалльных пегматитовых полей с выделением типов руд и определением их потенциальной продуктивности // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ. Под ред. В.В. Щипцова. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2006. С. 75-82.

4. Мелентьев Г.Б. Научно-методические основы и результаты комплексной оценки месторождений природного и техногенного сырья // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Материалы 2-го Всероссийского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2007. С. 35-58.

5. Принципы и методы крупномасштабного прогнозирования редкометалльных месторождений. Под ред. В.В. Булдакова и Г.Б. Мелентьева. М: ИМГРЭ, 1978. 178 с.

6. Мелентьев Г.Б., Степанов А.Е. и др. Оловорудно-редкометалльные месторождения гранитовой формации на флангах пегматитовой провинции, условия их формирования и перспективы поисков // Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценка. М: ИМГРЭ, 1983. С. 5-30.

7. Мелентьев Г.Б. Инновационная техноэкология и новые задачи технологической минералогии // Экология промышленного производства. 2009. № 2. С. 40-51; № 3. С. 13-29.

8. Мелентьев Г.Б. Фазовая несмесимость в расплавах как инновационный техноэкологический фактор экспрессной переработки природного и техногенного сырья // Исследования и разработки в области химии и технологии функциональных материалов. Материалы Всеросс. научн. конф. с международн. участием. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 127-129.

9. Мелентьев Г.Б., Самонов А.Е. Зачем и кому нужен Томтор? Стратегия развития // Химия и бизнес. 2009. № 2. С. 17-21; № 3-4. С. 49-54; № 6. С. 52-57.

10. Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. Под. ред. Коптева-Дворникова. М: Недра, 1972. С. 253-285.

11. Мелентьев Г.Б., Давыдов Н.Ф. Перспективы развития пирохимической технологии и связанных с ней минералогическо-геохимических исследований // Проблемы направленного изменения технологических и технических свойств минералов. Л: Механообр, 1985. С. 17-34.

К ВОПРОСУ ВОЗРАСТА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

О.Р. Минина¹, С.В. Руженцев², Л.И. Ветлужских¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, yaksha@rambler.ru

²Геологический институт РАН, Москва

Еравнинская структурно-формационная зона входит в состав Удино-Витимской островодужной системы (УВОС), выделенной в последние годы и занимающей внутренние части Западного Забайкалья [7]. В составе УВОС выделяется Еравнинская вулканогенно-тектоническая структура, которая рассматривается как раннепалеозойская энсиалическая островная дуга [2-4, 11]. Считалось, что она образована раннепалеозойскими вулканитами олдындинской свиты (C_1), сероцветными терригенными отложениями химгильдинской свиты ($C_{1,2}$) и пестроцветными терригенными породами исташинской свиты (C_3-O_1). Стратиграфические исследования имеют большое значение, так как пространственно-временные соотношения указанных свит до сих пор не вполне ясны, однозначно не решены вопросы возраста олдындинской свиты, вмещающей основной объем рудных залежей, и генезиса руд. Анализ накопившихся палеонтологических и изотопных данных позволили существенно пересмотреть возраст вышеуказанных свит и их положение в сводном разрезе Еравнинской зоны [5-7, 12]. Внесены изменения по объему и возрасту олдындинской свиты, из ее состава выделена ульзутуйская толща девона-нижнего карбона и средне-верхнекаменноугольная сурхэбтинская толща. Исташинская и химгильдинская свиты отнесены к среднему палеозою.

Олдындинская свита нижнего кембрия распространена в междуречье Холоя-Зазы, Уды и Оны в бассейне р. Кыджимит. Основной объем олдындинской свиты слагают вулканиты андезит-дацит-риолитового ряда, которые изучались многими исследователями. Дифференцированные вулканиты риолитового, андезитового, дацитового и смешанного составов, часто перемежаются с биогермными известняками. Андезитовые и андезит-базальтовые порфириты юго-восточной и восточной частей Еравнинской зоны Б.А. Литвиновским и др. [8] были выделены в самостоятельную сурхэбтинскую свиту условно кембрий-ордовикского возраста. Новые геохимические и минералогические данные наиболее типичных представителей вулканических пород, составляющих основу островодужного комплекса олдындинской свиты получены И.В. Гордиенко с соавторами [7]. По нашим данным [12], олдындинская свита на территории Озернинского рудного узла представлена двумя фациями. Первая распространена на юге Еравнинской зоны (Озернинский участок), вторая - в северной части зоны (северная часть Еравнинской зоны, Кыджимитский и Олдындинский участки). **Первая фация** - это археоциатово-водорослевые известняки и толща фельзитов, кварцевых и плагиопорфиров, их туфов. Возраст кварцевых порфиров определен в 517 ± 4.4 Ма. Эти отложения ассоциируют с многочисленными телами плагиогранитов, гранит-порфиров, кварцевых и плагиопорфиров олдындинского (озерного) комплекса. Возраст плагиогранит-порфиров правобережья руч. Ульзутуй определен в 513 ± 6 Ма, плагиопорфиров - 516 ± 5.5 Ма. Вверх по разрезу кислые вулканиты сменяются андезитовыми порфиритами, для которых получен изохронный возраст 466 ± 4.8 Ма. Таким образом, возраст верхней вулканогенной части разреза олдындинской свиты соответствует интервалу средний кембрий - средний ордовик. **Вторая фация** свиты представлена в основном вулканитами. Это мощная толща переслаивающихся базальтов, андезитовых порфиритов, плагио- и кварцевых порфиров, фельзитов и их эпикластов. Известняки здесь практически полностью отсутствуют. Для вулканитов этого разреза получены следующие возрастные датировки: дациты Еравнинского участка - 529 ± 3 Ма, кварцевые порфиры Кыджимитского участка - 530.8 ± 2.6 Ма, фельзиты Олдындинского участка - 529.8 ± 3.6 . Следовательно, в северной части зоны археоциатовые известняки нижнего кембрия замещаются нижнекембрийскими вулканитами. Нижнекембрийский ($C_{1,2}$, атдабанский и ботомский ярусы) возраст известняков определяется по многочисленным находкам фауны археоциатов, водорослей, трилобитов. Известняки содержат водорослево-археоциатовые биогермы, тафостромы и остатки трилобитов надсемейства *Oleniellina*, широко распространенного в нижнем кембрии Алтае-Саянской складчатой области [11, 10]. Нижнекембрийские отложения прорваны телами граносиенитов, гранитов и гранодиоритов олдындинского (озерного) комплекса. Возраст граносиенитов в бассейне р. Кыджимит определен в 471.1 ± 3.1 Ма, возраст кварцевых диоритов (плагиогранитов) на Олдындинском участке (р. Химгильда) - 513.7 Ма. Мощность олдындинской свиты от 250 (рч. Сосновский) до 1600 м (Озернинский рудный узел). Олдындинская островодужная серия формировалась в интервале ранний кембрий - средний ордовик на гетерогенном байкальском основании.

К среднепалеозойскому комплексу отнесены ульзутуйская толща, исташинская и химгильдинская свиты [1, 7, 9, 10, 12]. **Ульзутуйская толща** выделена из состава олдындинской свиты и включает три подтолщи: еравнинскую (S_2-D_2), кыджимитскую (D_2-D_3), левоолдындинскую (D_3-C_1). Толща несогласно, с базальными конгломератами залегает на известняках и вулканитах олдындинской свиты. Разрез *еравинской подтолщи* (до 200 м) на водоразделе Ульзутуй - Известковый начинается горизонтом кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников, известняков, переходящих вверх по разрезу в мощную толщу вулканомиктовых песчаников, разнообразных туфов, средних и кислых эффузивов. Здесь же встречаются отдельные прослои органогенных известняков. В известняках установлены конодонты *Pandorinellina postexcelsa Wang et Ziegl.*, *P. cf. exigua philippi Klapp.*, *P. steinhornensis steinhornensis (Ziegl.)*, *Polygnathus sp.* (нижний девон, эйфельский ярус) и *Panderodus cf. unicosatus Br. et Mehl* (силур - средний девон), *Pandorinellina ex. gr. steinhornensis (Ziegl.)*, *Panderodus sp.*, *Ozarkodina sp.* (верхний силур - нижний девон) и тентакулиты (силур - девон). Выше еравнинской подтолщи (р. Ульзутуй, левобережье р. Кыджимит) с постепенным переходом залегают андезитовые, дацит-риолитовые туфы, вулканомиктовые песчаники, реже плагиопорфириты, фельзиты, содержащие линзы органогенно-обломочных известняков кыджимитской подтолщи (мощность до 1500 м). *Кыджимитская подтолща* охарактеризована остатками брахиопод *Cyrtospiriferidae gen.*

indet. vel Syringothyridae gen. Indet (верхний девон - нижний карбон), мшанок *Ceramopora sp.*, цефалопод *Discosorida sp.* (ордовик - девон), кораллов *Sociophylum sp.*, криноидей, синезеленых *Rothpletzella sp.* (силур-девон) и харовых *Sicidium sp.* водорослей (средний-верхний девон) и конодонтов *Palmatolepis sp.*, *Polygnatus sp.* (средний девон, живет - верхний девон, фран). В составе комплекса миоспор преобладают виды, характерные для франского яруса верхнего девона. Встречены обломки и фрагменты (переотложенные) археоциат (нижний кембрий) и мшанок *Orbipora* (ордовик). Левоолдындинская олистостромовая подтолща (мощность более 300 м) выделяется в верхнем течении р. Левая Олдында и на междуречье Ульзутуй - Известковый. Подтолща сложена тефротурбидитами, содержащими многочисленные олистолиты (протяженностью до 150 м, мощностью до 100 м), блоки, валуны, гальку разнообразных вулканитов и водорослево-археоциатовых известняков, горизонты пестроцветных крупноглыбовых конглобрекций, в обломочной части которых преобладают белые известняки, разноокрашенные песчаники, фельзиты, фельзитовые порфиры и лавобрекчии. Взаимоотношения подтолщи с другими образованиями неясны. В левоолдындинской подтолще, кроме зоогенного детрита (обломки археоциата, трилобитов, хиолитов), выделены конодонты *Palmatolepis transitans Müll.* (нижнефранский подъярус верхнего девона), встречены синезеленые водоросли *Rothpletzella sp.*, *Ikella sp.*, *Nuia devonica Sh.* (девон), харовые водоросли (силур - девон), многочисленные мелкие трубчатые сифонии *Berezella*, *Drinella* (нижний карбон), тентакулиты, строматопороидеи *Kyklopora* и амфипориды (верхний девон, фамен), мельчайшие фрагменты мшанок *Fistulipora sp.* (верхний ордовик - пермь, следует заметить, что господствующее положение фистулипоры занимали в среднем девоне - раннем карбоне). Палинокомплекс левоолдындинской подтолщи содержит миоспоры, характерные для турнейского яруса нижнего карбона. Общая мощность ульзутуйской толщи 300-1500 м.

Исташинская и химгильдинская свиты Еравнинской зоны тесно связаны с осадконакоплением ульзутуйской толщи [5, 7, 12]. **Исташинская свита** (мощность 1500 м) сложена пестроцветными (преимущественно красноцветными) полимиктовыми, реже кварцевыми, песчаниками с прослоями и маломощными линзами полимиктовых гравелитов и конгломератов, глинисто-карбонатными и карбонатными сланцами. В отложениях свиты установлены губки, строматопораты (девон) и комплекс миоспор, в составе которого преобладают виды, характерные для отложений нижнефранского подъяруса верхнего девона. Возраст исташинской свиты определен как верхнедевонский, нижнефранский [9]. По нашим данным, исташинская свита может быть сопоставлена с левоолдындинской подтолщей ульзутуйской толщи. На севере Еравнинской ВТС (Кыджимитский и Олдындинский участки) среднепалеозойские отложения представлены **химгильдинской свитой**. Свита сложена мощной (не менее 1000 м) толщей разнообразных терригенных пород. Выделяется две подсвиты: нижняя - песчаниково-алевролитовая, верхняя - конгломерато-песчаниковая. В песчаных известняках нижней подсвиты обнаружены церампоридные мшанки (ордовик - девон), найдены остатки сифоновых водорослей (девон). В составе комплекса миоспор выделены виды, характерные для фаменских отложений верхнего девона. В комплексе миоспор верхней подсвиты преобладают виды, распространенные в нижнем (визе) - среднем карбоне. Возраст химгильдинской свиты определяется в интервале верхний девон (фамен) – средний карбон [9, 10].

Сурхетинская толща впервые была выделена в Еравнинской ВТС как сурхетинская свита, возраст которой определялся как верхний кембрий - ордовик [8]. Представлена вулканогенными породами кислого (дациты, риолиты, трахириолиты, их туфы, игнимбриты), среднего (трахиандзиты и их туфы) и основного (преимущественно базальты и андезибазальты при подчиненном развитии андезитов) составов [6; 7]. Ag-Ag возраст андезибазальтов (правобережье рч. Хулудый) составляет 306,6 млн. лет, а U-Pb возраст по цирконам толщи кислых вулканитов (левобережье рч. Хулудый) составляет 290,8±4,1. Ag-Ag возраст гранодиоритов района Озерного месторождения определен в 271±3,3 млн. лет, а U-Pb возраст этих же пород по цирконам – в 284 млн. лет [14]. Мощность разреза толщи не менее 400-500 м.

Метаморфические преобразования всех выше перечисленных отложений выражены неодинаково. В целом им свойственна слабая степень регионального метаморфизма, соответствующая серицит-хлоритовой субфации, а также приконтактовые изменения и динамометаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования, локализующиеся в отдельных зонах. По предварительным наблюдениям, к породам ульзутуйской толщи приурочены гематит-магнетитовое и колчеданно-полиметаллическое оруденения, к олдындинской свите - основная масса железорудных тел (этот вопрос требует дальнейшего изучения).

Таким образом, в Еравнинской зоне, наряду с раннепалеозойской вулканогенной олдындинской свитой, широко распространены среднепалеозойские отложения ульзутуйской толщи, исташинской и химгильдинской свит, и позднепалеозойские сурхетинской толщи. В раннем кембрии – ордовике (каледонский этап) здесь на разнородном байкальском основании сформировался вулканоплутонический комплекс (олдындинская свита). В среднем палеозое на каледонском складчатом основании формируется раннегерцинский структурно-формационный комплекс, включающий отложения наложенного герцинского прогиба – Ульзутуйско-Химгильдинского, сложенного в основном продуктами размыва ВТС. В позднем палеозое в Еравнинской зоне шло формирование вулканогенных субщелочной, высокоглиноземистой серии [6]. Наряду с вулканитами здесь формировались комагматичные им гранитоиды зазинского комплекса. Предполагается, что Еравнинская зона в палеозое представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину, в пределах которой были локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский (C-S), варисский (D-C₁) и герцинский (C₂-P₁). Первый из них был связан с развитием Забайкальского, два других – с соответствующими по времени этапами Монголо-Охотского бассейнов [7, 8, 12].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2) и РФФИ (проекты 05-05-64035, 08-05-00290, 08-05-00409).

1. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально – Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Вып. 8, Т. 1. С. 24-26.
2. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
3. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
4. Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
5. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Климук В.С. Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 154-159.
6. Гордиенко И.В. Новые данные по геодинамической эволюции палеозойских Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. Т. 1. С. 92-95.
7. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. № 5. С. 589-614.
8. Литвиновский Б.А., Постников А.А., Занвилевич А.Н., Зеленый Э.Н., Зоричева Л.Л. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 56-67.
9. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
10. Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П. Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 6, Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 38-41.
11. Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. № 3. С. 30-41.
12. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 54-56.
13. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. и др. // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18-32.
14. Hegner E., Gordienko I.V., Iaccherri L.M. On the origin of the Late Paleozoic Selenga-Vitim magmatic belt, Transbaikalia // Structural and Tectonic Correlation across the Central Asian Orogenic Collage: Implications for Continental Growth and Intracontinental Deformation. Abstracts. Ulaanbaator, 2006. P. 51-53.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ ГОРНОРУДНЫХ РЕГИОНОВ

С.К. Мустафин

ГОУ ВПО Башкирский государственный университет, Уфа, sabir.mustafin@yandex.ru

Для старых регионов добычи, обогащения и переработки минерального сырья к каковым относится Южный Урал, включая территорию Республики Башкортостан (РБ), актуальными становятся проблемы прикладной минералогии, обусловленные снижением качества минерального сырья, растущими объемами отходов добычи и обогащения, необходимостью решения задач экологического содержания.

Снижение качества минерального сырья при разработке традиционных для территории медно-колчеданных месторождений обуславливает необходимость совершенствования технологии обогащения сульфидных руд для их комплексного использования и снижения потерь ценных компонентов при обогащении флотацией. Внедрение новых технологий, включая кучное и подземное выщелачивание, требует особых подходов к оценке технологических, в первую очередь минералогических, параметров сырья, в частности установления форм нахождения и распределения ценных примесей включая Au (извлечение которого не превышает 20%), Ag и PGE. Перспективной представляется технология гидрометаллургии для эффективного вовлечения в освоение комплексных по составу руд зоны окисления медноколчеданных месторождений. Однако недостаточная изученность минералогических параметров комплексного сырья не позволила получить положительный результат при испытании технологии кучного выщелачивания меди из руд одного из месторождений [5].

Задачи комплексного использования природного и техногенного минерального сырья старых горнорудных регионов рассматриваются на примере Южного Урала. На территории региона Южного Урала, в частности РБ – одного из промышленно развитых субъектов Российской Федерации (РФ), широкое развитие получили добыча и переработка разнотипного минерального сырья.

По данным Управления по недропользованию по РБ, на территории региона в настоящее время известно 1170 месторождений, сырьевая база которых обеспечивает функционирование мощного минерально-сырьевого комплекса, включающего добычу и переработку углеводородов, чёрную и цветную металлургию, химическое производство, добычу и переработку неметаллических полезных ископаемых.

Концепция рационального использования минеральных ресурсов РБ нацелена на:

решение экономических и экологических проблем горнорудных предприятий на основе современной технологии добычи и переработки руд с завершённым технологическим циклом производства;

вовлечение в переработку отвалов вскрыши месторождений, забалансовых руд, гидроотвалов, пиритных концентратов с комплексным извлечением металлов;

комплексную утилизацию разнообразного техногенного минерального сырья.

Проблемы оптимизации процессов рационального освоения минерального сырья актуальны для предприятий недропользователей чёрной и цветной металлургии РБ.

Туканское рудоуправление Белорецкого металлургического комбината для обогащения высококачественных природнолегированных окси-гидроксидных руд железа использовало схему, которая позволяла получать продукты дробления плотного бурого железняка фракций от 10 до 100 мм и средним содержанием железа 50%, сложенного веретенообразными выделениями гётита размерами до 10 нм. Дисперсная руда, содержащая около 40% железа, как отход обогащения была накоплена в количестве 170 млн. т. Окси-гидрооксидные руды железа представлены турьитами, жёлтыми и коричневыми охрами, сложенными высокодисперсными фазами гётита и гидрогётита с примесью гематита, ферраксинита, оксигидрооксидов марганца, кварца, иллит-гидролюда, каолинита, галлуазита, гиббсита, бёмита, шамозита. Электронная микроскопия и Мессбауэровская спектроскопия выявили кристалломорфологические типы гётита/гидрогётита: характерные для турьитов игольчатые частицы и их лапчатые сростки размерами 50-1000 нм; игольчатые выделения 100-1000 нм, формирующие звёздчатые сростки; характерные для жёлтых охр округлые выделения размерностью около 100 нм [3]. Эти данные необходимы для рациональной технологии переработки этого техногенного сырья. В отвалах комбината на площади 22 га накоплено 2,911 млн. т мартеновских и доменных шлаков, содержащих до 400 тыс. т металла. Новое освоение дробильно-сортировочного комплекса отделяет металлические соединения от шлака магнитной сепарацией с получением щебня.

В комплексных рудах медно-колчеданных месторождений Учалинского, Западно-Озёрного, Ново-Учалинского, Октябрьского, Сибайского, Подольского, Юбилейного, наряду с Cu и Zn, в качестве ценных компонентов присутствуют: Au, Ag, Cd, In, Se, Te; имеются данные о концентрации элементов группы платины (PGE).

Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% Au и 40% Ag, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или так называемого «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах.

Низкие (10-20%) технологические показатели извлечения Au из Cu-Zn руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм его нахождения и распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению Au [8]. Этот вывод справедлив и в отношении возможности комплексного извлечения из медно-колчеданных руд Ag и PGE.

В рудах Учалинского месторождения содержание свободного золота составляет 3-4%, в сростках – 10-12%, тонкодисперсного «упорного» в сульфидах – 85%, чем обусловлены значительные (до 29%) потери Au с хвостами флотации при

обогащении.

Основная часть Au и Ag находится в рассеянном состоянии в сульфидах – сфалерите, пирите и халькопирите. Концентрацию металлов в рудах определяют самородное золото, сульфиды (петровскит, аргентит), теллуриды (гессит, эмпрессит, калаверит), и сульфосоли серебра (Ag-теннантит-тетраэдрит и Ag-тетраэдрит с 7-8% Ag, пирсеит). Самородное золото встречается редко, обладает низкой пробностью, размерами выделений 5-30 мкм и составом от $Au_{0,69}Ag_{0,31}$ до $Au_{0,34}Ag_{0,59}Hg_{0,1}$; отмечается ртутистое (11,3 мас. % Hg) золото. Пластинкам самородного золота размерами от 10-н нм до 10-п мкм, выявленным при электронно-микроскопических исследованиях свойственна монокристаллическая микродифракционная картина. Золотинки располагаются на поверхности и в трещинах кристаллов пирита. Главные концентраты Ag - блёкляя руда, реже борнит; второстепенные – теллуриды: волинскит, гессит, штюцит, эмпрессит; подчинённые – Ag сульфиды: штроейерит, ялапит, маккисторит, аргентит, акантит; сульфоантимониды: пираргирит, стефанит, фрейбергит, полибазит, пиростильпнит; сульфоарсениды: пирсеит, прустит и Au-Ag теллуриды: креннерит, сильванит, петцит [2].

Данные о минеральных формах нахождения золота и серебра особенно ценны при оптимизации существующих и разработке новых технологий для обеспечения комплексного использования минерального сырья. Весьма актуально это для лежалых хвостов и не пользующегося спросом пиритного концентрата, причём эти образования следует изучить, поскольку их состав при длительном хранении претерпит изменения.

Основные ресурсы благородных металлов РБ связаны с комплексным по составу медно-колчеданным оруденением и бурами железняками зоны окисления («железными шляпами») этой группы месторождений.

В бурых железняках зоны окисления месторождения Бакр-Узяк золото присутствует в самородной форме и в виде амальгамы золота с размерами выделений 0,01-0,1 мм. В слабо золотоносной самородной меди не обнаружено совместных фаз Cu и Au. Природная амальгама золота близка по составу фазе $Au_{0,81}Hg_{0,19}$. Плотная и мощная плёнка куприта (Cu_2O) покрывает поверхность частиц самородной Cu, что снижает эффективность гидрометаллургии Cu. Опытные промышленные испытания кучного выщелачивания металла по этой причине оказались малоэффективными. Электронно-микроскопическое изучение самородного золота из бурых железняков выявило широкое развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа, которые могут снизить технологические показатели кучного выщелачивания золота, впервые применённого на Урале в 1996 г. НПФ «Полиметалл» на золотоносных бурых железняках Западно-Озёрного месторождения. Гипергенные плёнки гидроксидов железа снижают плотность их агрегатов с самородным золотом, что снижает эффективность гравитационных методов обогащения и осложняет процесс гидрометаллургии.

Технология подземного выщелачивания золота не реализуется из-за сложных гидрогеологических условий региона, где преобладают трещинные воды. Проект извлечения золота с использованием технологии хлоринации оказался несостоятельным.

Большинство из многочисленных россыпей золота региона к настоящему времени отработаны старателями. Многие из этих объектов представляют собой техногенные россыпи, поскольку используемая до настоящего времени технология гидродобычи не могла извлечь металл мелкого (0,9-0,05 мм) и пылевидного (0,05-0,01 мм) классов по Н.В.Петровской [6], доля которого могла превышать 75% металла россыпи. Этим было обусловлено традиционно широкое использование уральскими старателями для извлечения тонкого золота технологии амальгамации, запрещённой в настоящее время ввиду экологической опасности. Амальгама золота техногенной природы установлена в лежалых эфельных отвалах отработки россыпей бассейна р. Авзян. Рентгеноструктурный анализ позволил идентифицировать амальгаму золота состава Au_6Hg_5 . Частицы самородного золота, покрытые плёнкой техногенной амальгамы золота, обладают, как показали исследования на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности. В самородном золоте техногенной россыпи установлены включения фаз Au_6Hg_5 , Au_3Hg_8 .

Мелкое и тонкое золото россыпей эффективно выделяется центробежными высокопроизводительными концентраторами, позволяющими извлечь в концентрат и техногенную ртуть, что решает и экологическую проблему. Возможно извлечение в концентрат и других ценных минералов (рутил, циркон) в значительных количествах, накапливающихся в песках отсева добычи песчано-гравийных смесей.

Минералы PGE количественно существенно уступают золоту, однако повышают ценность россыпей. Рентгеноструктурный анализ минералов аллювиальной россыпи золота бассейна р. Урал позволил установить фазы туламинита Pt_2FeCu ; самородного иридия Ir с примесью ферроплатины Pt_3Fe ; самородного иридия Ir; рутенистого осмия $OsRu$; иридийского осмия $Os_{13}Ir_7$; рутенистого иридия $Ir_{53}Ru_{47}$; самородного осмия Os. Рентгеноспектральный анализ показал, для иридомина из россыпи свойственны примеси (мас. %): Ru (8,53-9,56), Cu (0,42-0,6) и Fe (0,31-0,42).

В металлургических шлаках золотомедного завода (г. Баймак), аккумулярованных в количестве 1 млн. т, основная масса техногенного золота представлена чешуйками размерами от 0,25 до 0,05 мм. В техногенной самородной меди из шлаков выявлены фазы Au_3Cu . Требуется специальные минералогические и технологические исследования для оценки возможности извлечения металлов из техногенного сырья.

Перспективным для Урала в целом природным типом минерального сырья являются древние золотоносные конгломераты, весьма мелкое свободное самородное золото из цемента которых обладает редко проявляющимися у данного минерала магнитными свойствами, а тонкодисперсное золото концентрируется в гематите и, в меньшей степени, в магнетите, что следует иметь в виду при выборе технологии.

Перспективы золотодобычи региона связаны с переработкой накопленного в значительных объёмах (млн. т) разнотипного техногенного минерального сырья, представленного: хвостами флотации золото-пиритных руд (Миндяжский ГОК), хвостами перколяции золотоизвлекательной фабрики пос. Семёновский, лежалыми эфельными отвалами многочисленных бегунных фабрик, золотосодержащими песками отсева месторождений песчано-гравийных материалов, пиритными огарками - отходами сернокислотного производства (г. Мелеуз). Отходы требуют изучения с применением всего арсенала

средств современной технологической минералогии.

Примером таких работ служат геолого-экономические исследования песков-отсевов месторождений ПГМ Республики Татарстан, проведённые ЦНИИГеонеруд.

Отходы добычи – вскрышные породы рудных месторождений РБ представляют интерес в качестве материала для производства щебня. Это минеральное сырьё, как и породы немногочисленных в регионе месторождений добычи щебня для дорожного строительства, требует специальных исследований минерального состава, текстурно-структурных свойств, особенностей вторичных изменений и других характеристик, определяющих как прочность минерального остова, так и его взаимодействия - адгезии с битумом в составе асфальтобетонной смеси, качеством которой можно управлять, используя адгезионные добавки. Перспективы развития этого подхода к исследованиям обсуждались в МАДИ (Москва) и ЦНИИГеонеруд (Казань) [1].

Физико-химические воздействия при обогащении полезных ископаемых приводят к значимым изменениям технологических свойств минералов [7].

Мониторинг технологических свойств природного и техногенного минерального сырья необходим ввиду его неоднородности в широком диапазоне от макро- до наноуровня. Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, позволяющих оптимально реализовать ресурс современных совершенствующихся технологий переработки [4].

Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств, для оптимальной реализации современных экологичных постоянно совершенствующихся технологий переработки.

Реализацию стратегии рационального использования минерально-сырьевых ресурсов старых горнорудных районов РФ обеспечит комплекс минералогических исследований, органично сочетающий имеющиеся ресурсы традиционных методов, включая возможности дистанционного зондирования регионов при минералогическом картировании с расширяющимися, вплоть до наноуровня, возможностями прецизионных методов изучения вещества: электронной микроскопии, вторично-ионной масс-спектрометрии, рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов [5].

1. Буртан С.Т., Мустафин С.К. Состав и свойства минерального остова в связи с проблемой управления качеством асфальтобетона // Дорожная техника. 2010. С. 84-91.

2. Викентьев И.В., Молошаг В.П., Шишакова Л.Н. и др. Формы нахождения благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Материалы конф., посвящ. 100-летию Н.В. Петровской. Т. I. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 100-102.

3. Кочергин А.В. К проблеме генезиса плотных и дисперсных окси-гидрооксидных руд железа Зигазино-Комаровского рудного района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Труды научных чтений памяти Н.П. Чирвинского. Пермь, 2008. Вып. II. С. 230-237.

4. Мустафин С.К. Атлас самородного золота руд, россыпей и техногенных объектов Южного Урала (на примере Республики Башкортостан) // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Материалы конф., посвящ. 100-летию Н.В. Петровской. Т. II. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 67-69.

5. Мустафин С.К. Задачи прикладных минералогических исследований в старых регионах добычи и переработки рудного сырья (на примере Южного Урала) // XI Съезд РМО «Современная минералогия: от теории к практике». СПб: РМО, 2010. С. 358-360.

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

7. Чантурия В.А., Бочаров В.А., Щипцов В.В. О влиянии физико-химических воздействий на изменение технологических свойств минералов при обогащении полезных ископаемых (по материалам Плаксинских чтений) // Цветные металлы.- 2004. №1. С.15-18.

8. Чантурия Е.Л. Развитие теории и методов модификации технологических свойств минералов в разделительных процессах обогащения труднообогатимых руд цветных и редких металлов. Дис. ... докт. тех. наук. М.: 2006. 338 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕБЕДИНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

С.Н. Ненашева.

УРАН Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, nenashevasn@mail.ru

На месторождении Лебединое установлен ряд минералов, не известных ранее. Среди них разнообразные блёклые руды, минералы полисоматической серии халькозина $mCu_2S \cdot nCuS$, анизотропный арсеносульванит, гессит, петцит, алтаит, англезит, байлдонит, леогангит, эвхроит, дуфтит, клинотиролит, страшимирит, клиноклаз, корнваллит, свидетельствующие об изменениях условий минералообразования: понижении температуры, изменении состава минералообразующих растворов, изменении кислотности-щелочности среды в сторону повышения кислотности

Микроскопическое изучение полированных шлифов руд месторождения Лебединое показало, что в них, наряду с кварцем и карбонатом, присутствуют такие рудные минералы как пирит, халькопирит, блёклые руды, фаматинит, борнит, пирротин, ковеллин, дигенит, анилит, сульванит, арсеносульванит. Сульванит в отраженном свете светло-желтый, изотропный. Цвет арсеносульванита светло-желтый, немного светлее сульванита, но темнее блёклых руд, двуотражение слабое, цвет анизотропии меняется от светло-серого с зеленоватым оттенком до бледно-лилового или густо-розового. Для зерен с анизотропией до густо розового характерны полисинтетические двойники. Средние значения микрозондовых анализов и их пересчеты на формулы представлены в таблице. Анализы пересчитывались на сумму атомов в формуле, равную 64, согласно идеализированной формуле арсеносульванита $Cu_{24}V_2As_6S_{32}$, предложенной О.В. Франк-Каменецкой с соавторами [3].

Табл. 1.

Микрозондовые анализы сульванита и арсеносульванита (мас. %) и их пересчет на формулы

№ ан.	Характеристика фазы	Cu	Fe	V	As	Sb	S	Σ
1	Сульванит	52.31	-	13.22	0.03	0.02	34.83	100.55
		$Cu_{24.28}^{+}Pb_{0.02}V_{2.00}^{5+}As_{5.65}^{5+}Sb_{0.01}^{5+}S_{32.03} \Delta = 2.10$						
2	Арсеносульванит анизотропный	50.56		3.17	13.44	1.00	32.65	100.48
		$Cu_{24.67}^{+}V_{1.93}^{5+}(As_{5.56}Sb_{0.26})^{5+}S_{31.58} \Delta = 1.2$						
3	Арсеносульванит анизотропный с полисинтетическими двойниками	49.35	0.07	3.13	14.44	0.58	33.39	100.96
		$Cu_{23.92}^{+}V_{1.89}^{5+}(As_{5.94}Sb_{0.15})^{5+}Fe_{0.04}S_{31.58} \Delta = 1.1$						

Примечание. Ан. 1 среднее из 3 анализов, ан. 2 среднее из 10 анализов арсеносульванита, ан. 3 среднее из 14 анализов арсеносульванита с полисинтетическими двойниками.

Оба минерала достаточно чистые. Разница анизотропии разных зерен арсеносульванита, вероятно, связана с их разными сечениями. Существует мнение, что арсеносульванит является колуситом, не содержащим олова [4]. Однако, С.Н. Ненашева и В.Ю. Карпенко [2], основываясь на химических данных, результатах изучения рентгенограмм, анализа литературных данных, приходят к выводу, что арсеносульванит - самостоятельный минеральный вид.

Блёклые руды месторождения Лебединое весьма разнообразны: 1) по характеру одновалентных металлов (медные и медно-серебряные); 2) по элементному составу двухвалентных металлов (цинковые, цинково-железистые, железно-цинковые, медно-железистые, медно-цинковистые); 3) по характеру полуметаллов (существенно сурьмяные, сурьмяно-мышьяковые, мышьяково-сурьмяные, сурьмяно-мышьяково-теллуры). Они встречаются в разных ассоциациях. Во всех ассоциациях есть галенит, халькопирит, пирит, арсенаты меди. Кроме того, изотропный зандбергерит ассоциируется с фаматинитом, сульванитом, англезитом, а анизотропный – с халькопиритом, кубанитом, зернами пирита и галенита, подвергшимися частичному замещению вторичными продуктами – гематитом, азурином, малахитом, арсенатами меди: байлдонитом, эвхроитом, леогангитом, дуфтитом, клинотиролитом, страшимиритом, клиноклазом, корнваллитом. Наличие тесных сростаний халькопирита и кубанита говорит о распаде высокотемпературного твердого раствора халькопирита при температуре 250–300°C, что свидетельствует о широком интервале температуры образования описываемых руд. Ассоциация тетраэдрита, содержащего более 4 мас. % Fe (до 4.90) и значительные количества Ag (до 4.87 мас. %), Zn (до 3.37 мас. %), с бурнонитом, теллуридами (гесситом, петцитом, алтаитом), гематитом, медными сульфидами полисоматической серии халькозина $mCu_2S \cdot nCuS$, арсенатами (леогангитом и байлдонитом) образовалась при очередном изменении условий минералообразования, привнесении серебра, железа, теллура в минералообразующую среду и дальнейшем понижении температуры ниже 155°C, о чём свидетельствует наличие анизотропного гессита, который при 155°C переходит в кубическую модификацию [1]. Более поздняя генерация блёклой руды содержит большое количество теллура. В месторождении Лебединое они встречаются в ассоциации с сульфидами меди полисоматической серии халькозина, при этом теллуриды (гессит, петцит, алтаит) отсутствуют.

В полированных шлифах обнаружен материал, который в отраженном свете выглядит как ковеллин. Его крупные участки (до 300×200 мкм), разбиты плоскостями спайности на пластины шириной до 10–15 мкм. Анализы разных пластинок пересчитываются на формулы, соответствующие разным минералам системы Cu-S, а именно: анилиту $Cu_4S_4 \rightarrow Cu_6^{+}Cu^{2+}S_4$; смеси спионкопита $Cu_{39}S_{28} \rightarrow Cu_{22}^{+}Cu_{17}^{2+}S_{28}$ и яроуита $Cu_9S_8 \rightarrow Cu_2^{+}Cu_7^{2+}S_8$ и ковеллину CuS или $3CuS \rightarrow Cu_2^{+}S \cdot Cu^{2+}[S_2]$. Нетрудно заметить, что количество Cu^{2+} в этом ряду увеличивается по направлению к ковеллину, что говорит об изменении кислотности – щелочности среды в процессе минералообразования в сторону усиления её кислотности.

1. Минералы. Справочник. М.: Изд-во Академии Наук СССР. 1960. 617 с.

2 Ненашева С.Н., Карпенко В.Ю. Особенности арсеносульванита из месторождения Лебединое (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. М., 2010. Вып. 45. С. 50–59.

3. Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В, Янулова Л.А. Новое о кристаллической структуре колуситов и арсеносульванитов // ЖСХ. 2002. Т. 43, № 1. С. 94–107.

4. Spry P.G., Merlino S., Wang S., Zhang X., Buseck P. R. New occurrence and refine crystal chemistry of colusite, with comparisons to arsenosulvanite // Amer. Miner. 1994. Vol. 79. P. 750–762.

СЫННЫРИТЫ – НОВОЕ КОМПЛЕКСНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ АЛЮМИНИЯ И КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ

М.А. Нефедьев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, nefedyevma@mail.ru

Дается описание Сынныйского рудного поля, сложенного псевдолейцитовыми сиенитами. Это комплексное сырье найдет широкое применение в промышленности и сельском хозяйстве. Использовать эту горную породу можно полностью, без отходов. Осуществилось то, о чем когда-то мечтал академик А.Е.Ферсман - использовать горную породу в качестве руды.

Сынныйский массив расположен в районе хребта Сынный (Северобайкалье). Первые данные о нем появились в работах В.Г. Дитмара в 1934 г., отметившего выходы нефелиновых сиенитов по р. Левая Мама. В 1957-59 гг. на площади массива проведены работы А.Я. Жидковым (ВСЕГЕИ). Им составлена геологическая карта и дано описание Сынныйского массива [3]. В 1964-65 гг. на массиве проведены геологическая съемка масштаба 1:25 000 А.С. Паком (Бурятгеология), С.И. Заком (Кол. ФАН) и тематические исследования А.Я. Жидковым. Выделены перспективные месторождения Калюминское, Трехглавое и проявление Верхнеушмунское.

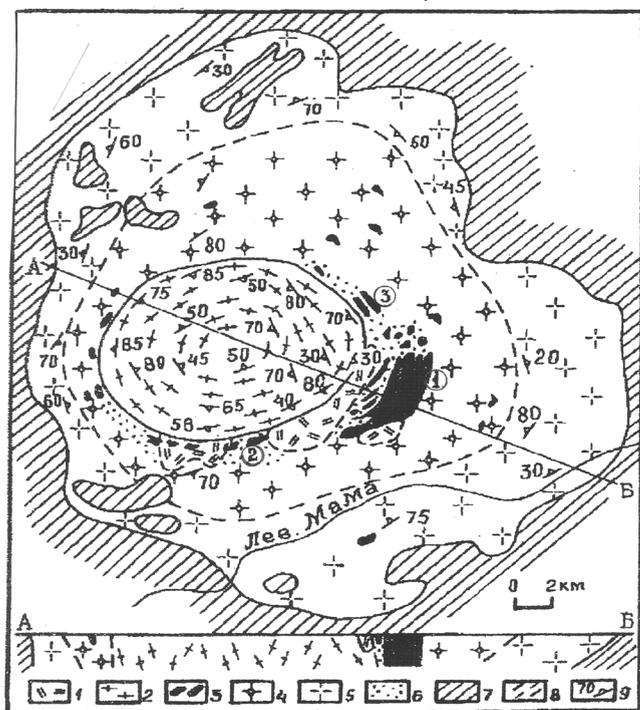


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Сынныйского массива и разрез по линии А-Б [3].

1 – четвертичные отложения; 2 – трахитоидные щелочные сиениты; 3 – сынныриты; 4 – аллотриоморфнозернистые дитроиты и псевдолейцитовые сиениты; 5 – дитроиты; 6 – мусковит-калишпатовые сиениты; 7 – осадочно-терригенные и вулканогенные породы докембрия и кембрия; 8 – геологические границы; 9 – элементы залегания трахитоидности; цифры на карте: 1 – месторождения Калюминское, 2 – Трехглавое, 3 – рудопроявление Верхнеушмунское.

шается с северо-запада на юго-восток от – 80 до – 156 мГл, Поле силы тяжести имеет четкую зональность и преимущественно северо-восточное и субширотное простирание.

В пределах Сынныйского рудного поля выделено несколько локальных аномалий овальной, изометричной и неправильной формы интенсивностью 10 мГл (максимумы, минимумы), разделенных зонами градиентов интенсивностью до 10 мГл/км. Самая крупная Сынныйская аномалия 1 приурочена к массиву щелочных сиенитов. Ее форма изометрично-кольцевая, размеры 20×20 км.

В восточной части массива выделены положительные аномалии 2, 4 интенсивностью около 10 м, очевидно, обусловленные более плотными породами. Аномалии разделены гравитационной ступенью интенсивностью до 10 мГл/км шириной 5 км.

Геологическая характеристика

Сынныйский массив имеет изометричную форму площадью 570 км² (рис.1). В центре его выявлено эллипсовидное тело, сложенное трахитоидными щелочными сиенитами. По мнению Г.В. Андреева [1], это породы первой фазы. Многие исследователи считают, что щелочные сиениты внедрились во вторую фазу. Центральный шток окружен трубочатым телом. В нем выделяются а) псевдолейцитовые сиениты, б) аллотриоморфнозернистые дитроиты, в) дитроиты. В полосе, сложенной псевдолейцитовыми сиенитами, установлены многочисленные тела сынныритов. Наиболее крупные из них образуют месторождения и рудопроявления.

Сынныйриты выходят на поверхности в районе Сынныйского массива магматических пород, образованных в результате кристаллизации магматического расплава, внедрявшегося в земную кору 300-400 млн. лет назад. Сынныйриты обнажаются в центральной части массива. По внешнему виду это светло-серые и розовато-серые горные породы.

При кристаллизации магмы образовалось центральное округлое тело [1]. Оно состоит из сиенитов, главный минерал в которых полевой шпат. При затвердевании магмы ее объем уменьшился примерно на 10%. Поэтому вокруг центрального тела возникла зона повышенной проницаемости. Сюда проникла порция магмы другого состава. Так сформировалось трубочатое тело сынныритов, богатых натрием, которое располагается во внутренней части тела, а нефелиновые сиениты – во внешней. Возраст массива верхне-палеозойский [2, 3].

Районирование гравитационного поля (рис.2)

Основные геологические образования и структурные особенности объектов находят четкое отражение в аномалиях поля Δg , уровень которого резко умень-

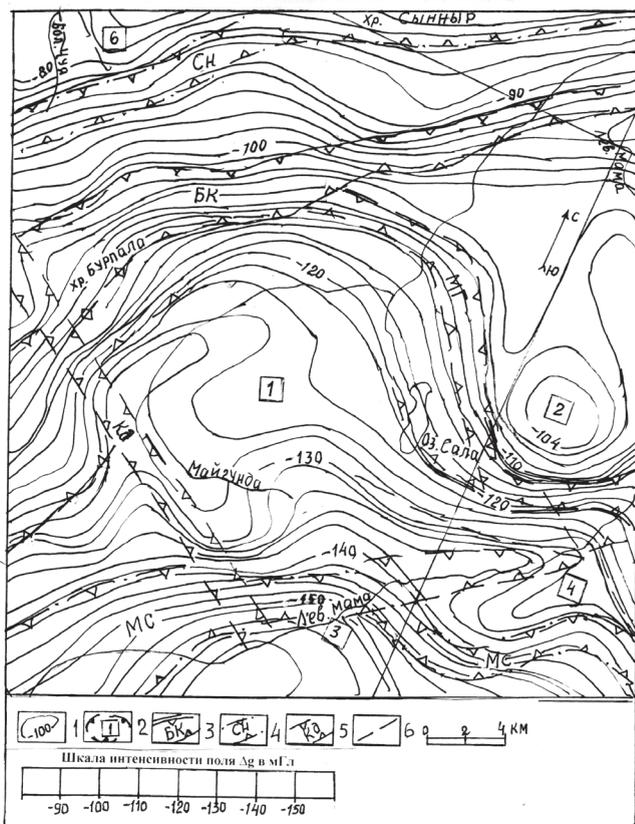


Рис. 2. План изоаномал Δg Сыннырского рудного поля.
 1 – изолинии гравитационного поля в усл. ед.; 2 – контуры локальных гравитационных аномалий и их номера; 3-6 – зоны горизонтальных градиентов, обусловленные: 3 - глубинными мантийными, 4 – коро-мантийными и коро-выми, 5 – внутрикоровым, коровыми и 6 – прочими разломами.

ступени северо-западного простирания: Майгундинская и Кудушкитская. Первая сложного строения дважды меняет направление с северо-западного на субширотное. Мощность ее и горизонтальный градиент также меняются с от 5 до 8 км и от 5 до 10 мГл/км. Эта ступень пространственно совмещается с Майгундинским разломом, ограничивающим Сыннырский массив с северо-востока. Кудушкитская гравитационная ступень пространственно совмещается с Кудушкитским внутрикоровым разломом небольшой мощности и протяженности, ограничивающим Сыннырский массив с юго-запада (рис. 2).

Тектоническое районирование (рис. 3)

Геологическое строение Сыннырского рудного поля сложное, блоковое, обусловленное широким развитием разрывных структур различных типов, размеров и направлений. Центральную часть рудного поля занимает Сыннырский массив нефелиновых сиенитов. Массив прорывает осадочно-метаморфические породы и выходит на дневную поверхность в виде куполообразной структуры (рис. 3). Структуру рудного поля определяют породы различного состава, генезиса и разломы, которыми эти породы разбиты на блоки. Самый крупный из них расположен в центре рудного поля.

Сеть крупных (Байкало-Конкудерский, Сыннырский Мамский, Майгундинский) и мелких разломов создала сложное блоковое строение рудного поля. Особенно четко разломы выделяются в гравитационном поле линейными минимумами интенсивностью до 2 мГл и местами цепочками узлокальных магнитных аномалий небольшой интенсивности. Разрывные нарушения имеют различную ориентировку относительно главных структур.

В общем гравитационные и магнитные аномалии находят объяснение теми структурами и комплексами пород, к которым они приурочены. Сыннырский минимум Δg интенсивностью -15 мГл и совмещенный с ним магнитный максимум обусловлены менее плотными и магнитными нефелиновыми сиенитами Сыннырского комплекса. Остальные минимумы Δg обусловлены куполовидными интрузиями гранитов, выходящими близко к дневной поверхности. Максимумы силы тяжести обусловлены породами рифея, эффузивами офиолитовой ассоциации и, вероятнее всего, останцами или ксенолитами древних осадочно-метаморфических пород.

Модель Сыннырского массива и положение сынныритов в плане показаны на геологической схеме (рис. 1). По линии А-Б показана упрощенная вертикальная модель массива. Мощность тела сынныритов около 2 км, и залегает оно между аллотриоморфнозернистыми дитронитами и псевдолейцитовыми сиенитами (юго-восточный контакт) и мусковиткалишпатовыми сиенитами (северо-западный контакт). Падение тела близвертикальное. Остальные тела сынныритов расположены по контакту с трубчатым телом с его внешней стороны.

В юго-восточной и северо-западной частях участка выделены минимумы силы тяжести 3 и 6 изометричной формы интенсивностью 10 мГл. Аномалия 3 отделяется от Сыннырской аномалии Мамской гравитационной ступенью до 10 мГл/км. Простирание ее изменяется от субширотного до северо-восточного и северо-западного. Ступень приурочена к Мамскому разлому и отражает его строение и простирание. Аномалия 6 приурочена к северо-западному контакту Сыннырской гравитационной ступени.

С северо-востока Сыннырская аномалия ограничивается мощной гравитационной ступенью шириной более 10 км северо-восточного простирания. Максимальный градиент поля силы тяжести составляет 8-10 мГл/км, а перепад поля до 110 мГл. Аномалия приурочена к глубинному Байкало-Конкудерскому разлому протяженностью более 500 км и мощностью около 9 км. Ступень имеет сложное строение, местами изменяет направление и мощность. В районе Сыннырского массива ступень разделяется на две крупные ветви. Одна ветвь смещается и поворачивается на северо-запад, огибает Сыннырский массив с северо-запада и уходит на северо-восток. Вторая ветвь смещается, поворачивая на северо-восток-восток, и прослеживается в субширотном направлении. Здесь она пространственно совмещается с Мамским коромантийным разломом

В северо-восточной части рудного поля выделена Сыннырская гравитационная ступень 6 мощностью 3-4 км. Горизонтальный градиент ступени 5-6 мГл/км. Ступень пространственно совмещается с Сыннырским коромантийным разломом.

В рудном поле выделены две гравитационные

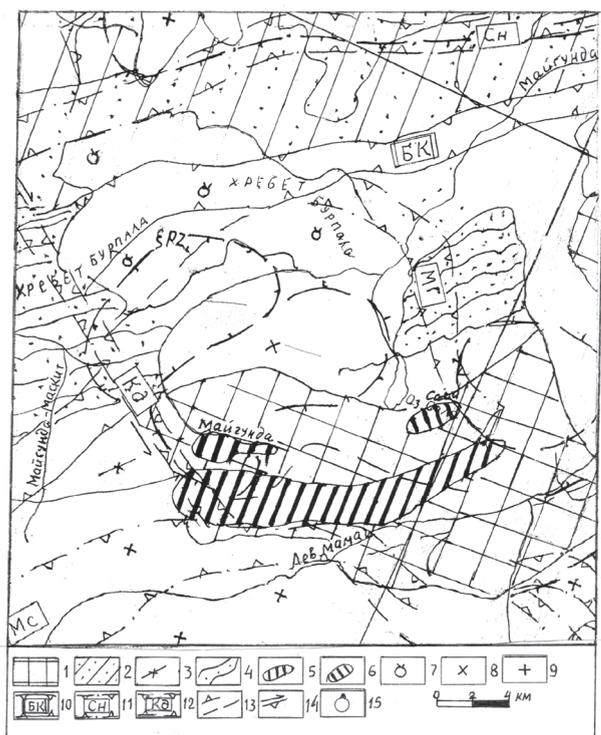


Рис. 3. Схема тектонического районирования Сыньирского рудного поля.

1-3 - раннепротерозойские структуры (карбонатные породы, кварц-слюдистые, карбонат-кварц-слюдистые сланцы); 4 - базиты; 5 - гипербазиты; 6 - раннепалеозойские интрузии, 7 - нефелиновые сиениты; 8 - сиениты; 9 - гранитоиды; 10 - 13 - разрывные нарушения разного ранга: 10 - Байкало-Конкудерский глубинный мантийный; 11 - коро-мантийные и коровые (Сыньирский и др.); 12 - внутрикоровые (Кудушкитский и др.); 13 - прочие более высокого порядка; 14 - направление сместителя разлома; 15 - проявления молибдена.

бинное строение и крупные элементы тектоники Сыньирского поля находят наиболее яркое отражение в аномалиях силы тяжести.

2. Сыньириты - ценное сырье для получения алюминия, калийных удобрений, керамики и жаропрочного кирпича, огнеупоров и цемента.

3. Запасы сыньиритов огромны. На базе сыньирского комплексного сырья будет создан ГОК, который может вести разработку сырья дешевым открытым способом многие десятилетия.

1. Андреев Г.В. Петрология Сыньирского щелочного плутона. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1965. 117 с.
2. Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыньирского массива // Геохимия. 1991. № 5. С. 715-718.
3. Жидков А.Я. Сложная Сыньирская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции // Геология и геофизика. 1962. № 9. С.29-40.
4. Жидков А.Я., Ушаков А.А., Хрусталев В.К. Калюминское месторождение сыньиритов – первое месторождение ультракалийевого глиноземного сырья Сыньирского массива // Проблемы хозяйственного освоения зоны БАМа. 1981. С. 66-72.

В юго-восточной части Сыньирского массива расположено месторождение Калюминское, в южной – Трехглавое, а в северо-восточной – рудопоявление Верхнеушмунское. Калюминское месторождение [4] сложено богатыми калием породами, представляющими собой вытянутое на 6,5 км тело мощностью 2,8 км (рис. 1). Площадь его около 18 км². На месторождении выделены пять разновидностей сыньиритов, слагающие жилы, линзы, прослои. Выявлены многочисленные тела шонкинитов и прослои нефелиновых сиенитов. Шонкиниты образуют дайки и линзовидные тела мощностью 2-36 м, протяженностью до 800 м. В зольбандах тел шонкинитов выделяются зоны нефелинсодержащих сиенитов.

Нефелиновые сиениты содержат псевдолейциты, слагающие прослои и линзы мощностью 2-30 м. На месторождении широко развиты гидротермально измененные сыньирит-либнеритовые сиениты. Они образуют зоны мощностью от 8 до 260 м и протяженностью до 2200 м. Наиболее крупные их тела выявлены в северной и северо-западной частях месторождения.

В сыньиритах выявлены высокие содержания окиси калия (среднее 18,39) и глинозема (22,95%). Это позволяет рассматривать их как ценное комплексное сырье для получения калийных удобрений и алюминия. Запасы руд Калюминского месторождения по категории С₂ составляют 679 млн. т при содержаниях окиси калия 18,1% и глинозема 22,4%. Запасы окиси калия 123 млн. т, глинозема – 152 млн. т. Прогнозные запасы - 1850 млн. т, при этом запасы окиси калия равны 331 млн. т, глинозема – 414 млн. т. Месторождение е представляет уникальный по составу и запасам объект, который может обеспечить рудой крупное горнодобывающее предприятие на долгие годы. Прогнозные запасы руд месторождения Трехглавого оцениваются в 900 млн. т. Содержания окиси калия 162 млн. т, глинозема 190,8 млн. т.

Основные выводы. 1. Блоко-разрывная тектоника, гл-

НОВЫЙ ТИП ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ - ВОСТОЧНО-ЭГИТИНСКИЙ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЯХ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.А. Нефедьев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, nefedyevma@mail.ru

Дается характеристика одного из наиболее перспективных полиметаллических проявлений Еравнинского рудного района – Восточно-Эгитинского, представленного новым типом оруденения – восточно-эгитинским в эксплозивных брекчиях вулканической трубки взрыва. Рассматриваются особенности структуры проявления и рудного поля, дается прогнозная оценка их перспектив по геолого-геофизическим данным.

В связи со строительством Озернинского горно-обогатительного комбината в Еравнинском рудном районе Бурятии весьма актуальным является вопрос о приросте запасов руд. Запасов руд самого месторождения и других объектов, расположенных в непосредственной близости от него в Озернинском рудном узле (месторождения Ульзутуй-1, Солнечное, Назаровское, Магнетитовое, Звездное) хватит только на половину нормативного срока работы комбината. Поэтому поиски руд вблизи ГОКа является первостепенной задачей геологической службы Бурятии.

Большим резервом для Озернинского ГОКа является Восточно-Эгитинское редкометалльно-полиметаллическое проявление, расположенное в 60 км юго-западнее Озерного месторождения. Оно открыто в 1967 г. по геофизическим данным и представлено новым восточно-эгитинским типом оруденения в эксплозивных брекчиях вулканической трубки юрского возраста [1]. Залегают проявления в субшелочных гранитах куналейского комплекса триаса, в мощном узле сочленения глубинных разломов (рис. 1). Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное сульфидное (сфалерит, галенит, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, висмут), захватывающее весь объем эксплозивного сооружения. Проявление относится к субвулканическим гидротермальным [4], а по формационному типу – к вулканогенно-полиметаллическим [2].

Структурно-металлогенические особенности рудного поля определяет блоковая и разрывная тектоника, широко проявившаяся в рудном поле. Взаимоортогональные глубинные Индок-Орготинский и Байса-Талойский разломы образуют мощный тектонический узел и системы оперяющих трещин. Элементы блоко-разрывной тектоники уверенно картируются методом КС (кажущихся сопротивлений) и по данным вариометрической съемки. Северо-восточный, контакт Индок-Орготинского разлома приподнят, а юго-восточный опущен. Вдоль разлома происходили подвижки, приведшие к формированию современного рельефа.

Установлено направление и характер смещений и воссоздана ориентировка векторов главных напряжений, составляющих основу для реконструкции поля напряжения (рис. 1). По данным трещинного анализа, большая часть сместителей испытывала движения сдвигового характера. Ось сжатия (s_3) ориентирована на юго-запад, а ось растяжения (s_1) – на северо-запад. Региональная ориентировка векторов сжатия и растяжения определяет систему траектории растягивающих и сжимающих напряжений. Характер их планового положения свидетельствует о преобладании растягивающих напряжений. Участок характеризуется правосторонней сдвиговой составляющей северо-восточного простирания. В результате действия этих напряжений вдоль крупных разломов в мезозойскую эру произошла интенсивная вулканическая деятельность с внедрением вулканитов и образованием брекчиевых трубок в жерлах вулканов, расположенных в зоне Индок-Орготинского разлома. По нему произошло действие растягивающих напряжений, приоткрывание магмоподводящих каналов в земной коре и внедрение по ним вулканитов. Разнонаправленными разломами рудное поле разбито на многочисленные мелкие блоки [3].

Особенности строения рудного поля четко отражаются в полях всех геофизических методов, по характеру, структуре и интенсивности которых видно, что геологическое строение его очень сложное. Особенно четкое отражение своеобразная и интересная структура рудного поля находит в поле силы тяжести (рис. 1).

Оперяющие разломы делят рудное поле на четыре крупных и мелкие блоки, отличающиеся характером и уровнем поля силы тяжести, что обусловлено различной их плотностью, вертикальной мощностью или относительным уровнем. Наиболее сложная структура юго-восточного блока – А. Уровень поля силы тяжести над ним изменяется от 1 до –6,6 мГл. Блоку А-1 соответствует гравитационный минимум изометричной формы размером 1,2×1,0 км интенсивностью до 2,5 мГл. К нему и приурочена брекчиевая трубка, вмещающая проявление. Максимальный градиент поля силы тяжести достигает 8 мГл/км на бортах брекчиевой трубки. Это свидетельствует о том, что контакт трубки с вмещающими гранитоидами близок к вертикальному. Максимально высокое поле силы тяжести приурочено к блоку А-4, сложенному габбро-диоритами высокой плотности (2,96 г/см³). Массив габброидов выделяется максимумом изометричной формы интенсивностью более 3 мГл. Контакт его с вмещающими породами, вероятно, тектонический и субвертикальный, о чем свидетельствует гравитационная ступень до 10 мГл/км и резкий градиент магнитного поля, выделяемые на его контакте. Блок А-2 сложен гранитами, местами прорванными более плотными (2,67 г/см³) гранодиоритами. Поэтому он выделяется повышенным полем Δg . Над блоком А-3, сложенным гранитами, наблюдается минимум силы тяжести эллипсоидной формы северо-восточного направления интенсивностью около 0,6 мГл.

Северо-западный блок В примыкает к блоку А по Индок-Орготинскому (1) и Байса-Талойскому (2) разломам. Интенсивность гравитационного поля над ним самая низкая - от –4 до –7,5 мГл. Он также разбит на четыре блока. Блок В-1 выделяется гравитационным минимумом изометричной формы интенсивностью до 3,5 мГл. Предполагается, что этот блок также вмещает брекчиевую трубку больших размеров, и уровень поля силы тяжести над ней ниже на 1 мГл, чем над брекчиевой трубкой, вмещающей проявление. Это означает, что мощность рудовмещающих вулканитов при их одинаковой плотности

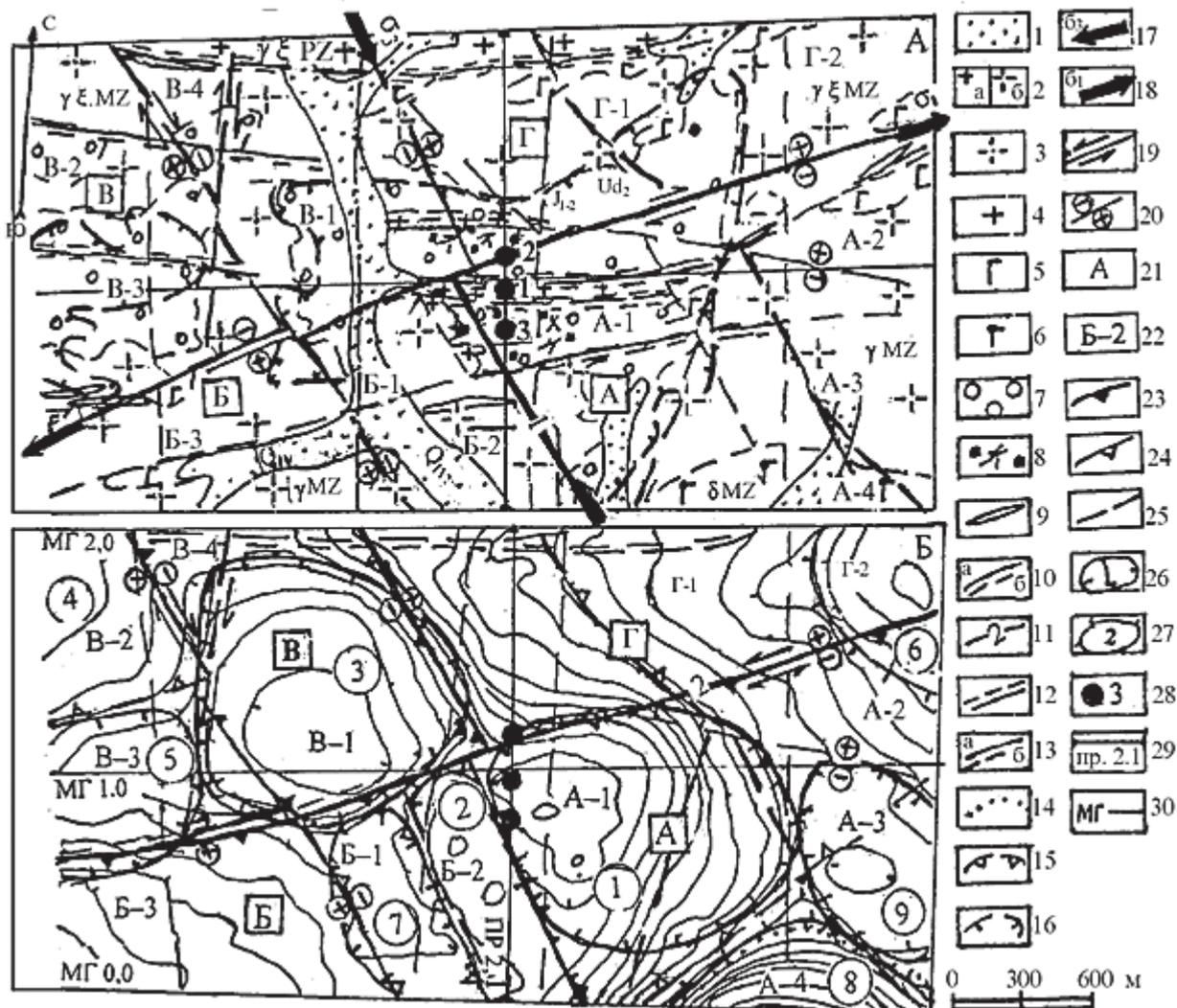


Рис. 1. Карты тектонического (А) и гравиметрического (Б) районирования Восточно-Эгитинского рудного поля.

1 – четвертичные отложения; 2 – мезозойские лейкократовые граниты с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (а), граниты и граносиениты субщелочные (б); 3 – граниты и граносиениты биотит-роговообманковые; 4 – биотитовые граниты и граносиениты; 5 – гранодиориты, сиенитодиориты, кварцевые диориты; 6 – диориты, габбро-диориты повышенной магнитности; 7 – лавобрекчии; 8 – прожилково-вкрапленная минерализация (пирит, сфалерит, галенит); 9 – дайки диоритов и диоритовых порфиров; 10 – контакты пород: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – региональные разломы и их номера: 1 – Индок-Орготинский, 2 – Байса-Талойский; 12 – субширотные рудоносные; 13 – оперяющие и прочие разрывы: а – по геологическим, б – по геофизическим данным; 14 – контур габбро-диоритового массива; 15 – обобщенный контур поля развития вулканитов на плане Δg ; 16 – обобщенный контур ореолов рассеяния свинца и цинка по изоконцентрате 0,01 %; 17–18 – региональные направления главных сжимающих (17) и растягивающих (18) напряжений; перемещения структурных блоков: 19 – горизонтальные, 20 – вертикальные («+» – поднятый, «-» – опущенный); 21 – структурные блоки I порядка и соответствующие им гравитационные зоны относительно пониженного или повышенного поля; 22 – то же для блоков II порядка и гравитационных подзон; 23 – 25 – гравитационные ступени, разделяющие гравитационные зоны (23), подзоны (24) и прочие (25); гравитационные минимумы (26), максимумы (27), их номера; 28 – поисково-разведочные скважины; 29 – линия расчетного профиля; 30 – магистрали.

(2,33 г/см³) в обеих трубках больше в блоке В-1 на 110 м, и продуктивность его выше. Блок В-2 выделяется минимумом силы тяжести 0,8 мГл, размером 800'600 м, эллипсоидной формы. Здесь также следует ожидать брекчиевую трубку меньших размеров. Блоки В-3 и В-4 выделяются повышенными полями силы тяжести и сложены гранитами, среди которых закартированы отдельные поля вулканитов.

Интересно, что блок А-1 является как бы зеркальным отображением смежного блока В-1. Они образуют структуру, очень напоминающую по форме цифру 8, отражающей особенности геологического строения рудного поля. Структурные блоки А-1 и В-1 разделены Х-образной горстовой перемычкой на две вулканические трубки почти одинаковых размеров, вмещаемые этими блоками. Перемычка сложена гранитами и ограничена ортогональными разломами.

Блоки Б и Г выделяются повышенными значениями поля силы тяжести, так как сложены гранитоидами, прорванными более плотными гранодиоритами и кварцевыми диоритами, поэтому и создают общий наклон регионального гравитационного фона в районе рудного поля с северо-запада на юго-восток до 5 мГл. Область низких КС (200-1500 Ом·м) совмеща-

ется с локальными минимумами Δg , ΔT и максимумами ВП, совпадающими с рудоносными вулканитами и брекчиевыми трубками (рис. 1). Зоны проводимости приурочены к разрывным нарушениям. Выявлены три крупные аномалии ВП (4-6 %), приуроченные к полю развития сильно измененных и оруденелых вулканитов в зонах гравитационных и магнитных минимумов и проводимости.

Проявление Восточная Эгита и вулканические трубки совпадают с наиболее контрастными вторичными ореолами цинка и свинца.

Восточно-Эгитинское проявление изучено тремя скважинами глубиной до 287-305 м. По всему разрезу они вскрыли прожилково-вкрапленное оруденение и из руды не вышли. По данным каротажа и скважинной геофизики, в скважинах 1 и 3 поляризуемость с глубиной увеличивается до 5%, по скважине 2 в интервале 130-250 м - возрастает до 12-20%. По методу глубинного заряда в скважине 1 на глубине 200 м по кривой градиента потенциала отмечается мощная зона проводимости, обусловленная, очевидно, сульфидами и рудными минералами.

Намечается закономерность в распределении рудных элементов: содержание цинка (0,62%) и свинца (0,3%) до горизонта 1000 м распределено равномерно. Ниже этого горизонта концентрация цинка (0,27%) и свинца (0,13%) уменьшается в 2 раза, а в центральной части взрывного сооружения увеличивается от 0,55% до 0,72%, свинца - от 0,3 до 0,34%. Отношение содержания цинка к свинцу 2:1 сохраняется постоянным по всему взрывному сооружению.

Первичные ореолы по скважинам обработаны Г.И. и Л.С. Дорошкевич (Бурятгеология) на ЭВМ методом многомерных полей по 25 элементам. По распределению элементов, ассоциациям и коэффициентам концентрации устанавливается вертикальная зональность. На верхних горизонтах (1100-1200 м) развиты свинец, цинк, мышьяк, серебро, индий, олово, на средних (1100-1000 м) - фтор, ниобий, бериллий, медь, на нижних (1000 м) - висмут, золото, молибден.

Нами подсчитаны прогнозные запасы полиметаллических руд по данным гравиметрии интегральным методом Д.С. Микова в разных вариантах и на различную глубину при среднем содержании цинка и свинца 0,9%. До глубины 300 м по кат. Р1-Р3 они составляют 450 млн. т. руды, до глубины 1000 м оценивается в 1485 млн. т, количество аномальной массы 2060 млн. т. А общие прогнозные запасы Восточно-Эгитинского рудного поля по кат. Р1-Р3 - 3600 млн. т, количество аномальной массы - 8240 млн. т. Таким образом, прогнозные запасы руд проявления и рудного поля во много раз превосходят запасы Озерного месторождения и Озернинского рудного узла.

Выводы. 1. Повышенная концентрация цинка и свинца в верхней части разреза позволяет рекомендовать дальнейшие поиски на всей площади выхода взрывной, так как она не оконтурена горно-буровыми работами. Кроме того, к рудному полю непосредственно примыкают участки, не изученные геологическими и геофизическими методами, сложенные аналогичными мезозойскими эффузивами площадью в десятки и сотни квадратных километров. Поэтому очень высока вероятность выявления здесь новых более богатых и крупных рудных объектов.

2. Установлена вертикальная зональность оруденения сверху вниз. Полиметаллическая ассоциация с глубиной сменяется золото-висмутовой, а это позволяет рекомендовать изучение взрывной брекчии на глубину для оценки перспектив на золото.

3. Прогнозные запасы руд огромны, и оценка Восточно-Эгитинского проявления и рудного поля может решить вопрос о приросте запасов руд Озернинского ГОКа.

Таким образом, по геологическим данным Восточно-Эгитинское рудное поле оценивается весьма перспективным на выявление новых более богатых рудных тел и многократное увеличение запасов полиметаллических руд.

1. Андреев Г.В., Зеленый Э.Н., Изупова В.Н. Восточно-Эгитинское вулканогенно-полиметаллическое месторождение в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 107-110.

2. Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

3. Нефедьев М.А. Строение и оценка перспектив рудных полей и месторождений Бурятии по геофизическим данным. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. 200 с.

4. Смирнов В.И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М: Недра, 1968, 719 с.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

А.А. Орехов, В.Г. Гоневчук

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, aa_orekhov@mail.ru

Кавалеровский рудный район (КРР) расположен в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы, образовавшейся в результате взаимодействия между Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой. Формирование его магматической и рудной ассоциаций происходило в интервале 130-40 млн. лет, охватывающем разные геодинамические (тектонико-магматические) этапы эволюции региона [4].

Авторами выполнено петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование магматических пород западной части КРР (рис. 1), которая примыкает к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Получены новые датировки, подтверждающие проявление ранне- и позднемелового магматизма в этой части района.

Основным объектом исследования является Березовско-Арагатский монцонитоидный комплекс, объединяющий породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Арагатского, а также группы мелких интрузивных тел, локализованных на незначительном удалении от южной границы Арагатского массива, которая далее именуется «ареал Соболиный».

С учетом К-Аг возраста березовских монцонитов (105 млн. лет) и граносиенитов (100-90 млн. лет), определенного по

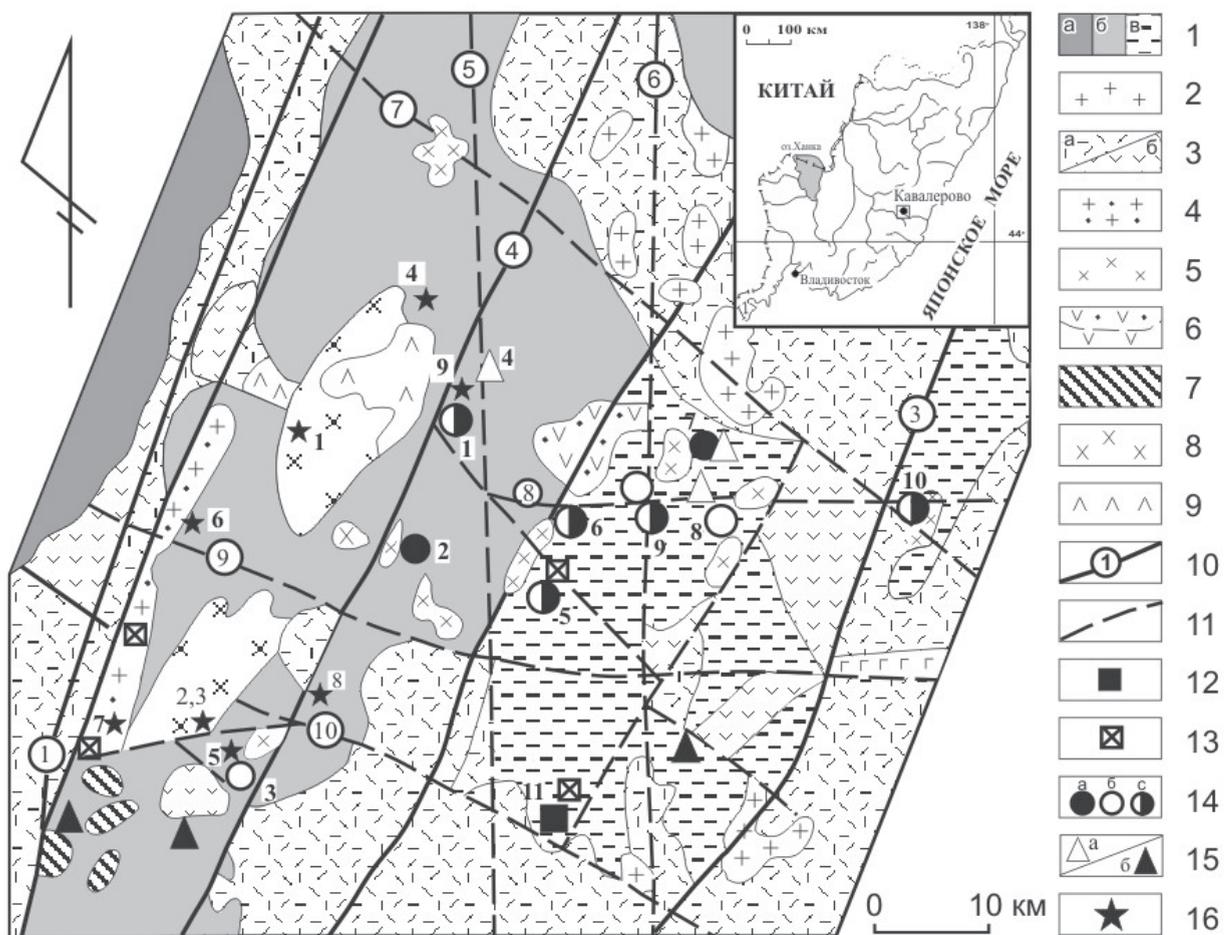


Рис. 1. Геолого-металлогенетическая схема Кавалеровского района

1 - терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 - гранит-порфиры Якутинского комплекса (богопольские); 3 - риолиты, дациты (а), андезиты-дациты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские); 4 - граниты и лейкограниты Шумнинского комплекса; 5-6 - Угловской комплекс: 5 - интрузивная фация; 6 - эффузивная фация, в том числе Угловской ВТС - с точкой; 7 - интрузивные массивы "золотоносной" ассоциации; 8-9 - трахиандезит-монцонитовый (Березовско-Арагатский) комплекс: 8 - интрузивная фация, 9 - эффузивная фация; 10 - глубинные разломы: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский, 2 - Фурмановский, 3 - Суворовский, 4 - Березовский; 11 - прочие разломы 5 - Ивановский, 6 - Хрустальный, 7 - Дорожный, 8 - Силинский, 9 - Зеркальный, 10 - Павловский; 12-15 - типы оловянной минерализации (месторождения, рудопроявления): 12 - скарны, 13 - касситерит-кварцевая формация (преимущественно грейзены), 14 - касситерит-силикатная формация турмалиновой (а), хлоритовой (б), турмалин-хлоритовой (с) типы, 15 - касситерит-сульфидная формация: а - арсенопирит-пирротин-сфалерит-галенитовый (колчеданный) тип, б - сфалерит-галенитовый тип, в том числе месторождения: 1 - Арсеньевское, 3 - Искра, 5 - Дубровское; 16 – места отбора проб для изотопно-геохронологического исследования и их номера.

валовым пробам этих пород в лаборатории ИГЕМ РАН [2], а также данных о возрасте лагитов-трахидезитов (116-114 млн. лет), интродуцированных монцонитами Березовского массива [1], наиболее вероятный возраст комплекса может оцениваться в интервале 115-95 млн. лет. Датировки пород Араратского и Березовского массива фиксируют возраст субщелочных габбро-диоритов (ранняя интрузивная фаза) 105 ± 2 млн. лет, кварцевых монцонитов (поздняя фаза) – $98,3 \pm 2$ млн. лет и очень редко встречающихся измененных (мусковит, турмалин, хлорит) гранитов (апогранитов), слагающих неопределенной формы мелкие тела – 78 ± 3 млн. лет. Для Березовско-Араратского магматического комплекса характерна (слабо проявленная), полиметалльно (колчеданно)-оловянная металлогеническая специализация.

Бликие к названным по возрасту (105-95 млн. лет; К-Аг по биотиту) и составу интрузивные породы незначительных по размерам тел Соболиного ареала рассматриваются как вероятный фациальный аналог пород Араратского массива в составе единого комплекса; металлогеническая специализация медно-золотая с молибденом и вольфрамом.

Гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива (мелкозернистые лейкократовые разновидности) рассматривается в составе Шумнинского интрузивного комплекса КРР [1], вытянутого вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Возраст наиболее распространенных в ней лейкократовых с биотитом гранитов 60-65 млн. лет (К-Аг по биотиту и породе); металлогеническая специализация оловянно-редкометалльная. Эти граниты по многим параметрам близки гранитам, обнаруженным на глубоких горизонтах месторождения Дубровского в центральной части КРР [3]. Среднезернистые граниты ($76,0 \pm 1,5$ млн. лет, К-Аг по биотиту) доминируют в северной части интрузива, которая условно выделяется в качестве Шумнинского массива. Геологические соотношения этих разновидностей, подтвержденные результатами изотопно-геохронологического исследования, позволяют предполагать их фазами одного магматического комплекса.

Химический состав проб исследованных пород показывает их неоднородность, что вполне закономерно с учетом положения в районе интрузивных тел, которые эти пробы представляют. Кроме того, исследованные породы, в соответствии с определенным возрастом, могут фиксировать в модели геологического развития Сихотэ-Алиния разные геодинамические режимы, что, несомненно, предопределяет особенности их генезиса и геохимии.

Состав пород Березовско-Араратского комплекса, время проявления (ранний мел) эффузивной и главных интрузивных фаз характеризуют его в общей схеме геодинамической эволюции Сихотэ-Алиния как продукт магматизма континентальных окраин трансформного типа. Появление в его составе гранитоидов (монцогранитов) позднемелового возраста, вероятнее всего, связано с активизацией остаточных магматических очагов.

Результаты исследования, по нашему мнению, не только подтверждают проявление магматизма в западной части КРР в мел-палеоценовое время, но и позволяют говорить о двух стадиях (импульсах) тектоно-магматической активности поздне-мелового этапа: 76-80 и 65,0-67,5 млн. лет.

Первый – кампанский этап, представляют гранитоиды (монцогранитоиды) Березовско-Араратского комплекса и граниты главной фазы Шумнинского массива ($76,0 \pm 1,5$ млн. лет). Второй – маастрихтский этап, представляют лейкограниты Антоновского массива ($65,0 \pm 2$ млн. лет).

ВЫВОДЫ

Результаты исследований подтверждают, что в западной части КРР доминируют магматические образования двух геодинамических этапов: 1) раннемелового этапа трансформной окраины, представленного Березовско-Араратским монцонитоидным комплексом и мелкими интрузивными телами Соболиного ареала; 2) поздний мел-палеоценового этапа, связанного со становлением субдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Разнообразие магматических пород в западной части КРР, примыкающей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, вполне закономерно и связано с эволюцией разных по геодинамической природе очагов. Одной из важнейших особенностей является то, что их эволюция, начавшись в обстановке одного регионального геодинамического этапа, завершилась в отличавшейся по многим параметрам обстановке этапа последующего.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (Проекты № 11-III-B-08-191, 09-III-A-08-400).

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А. Новые изотопно геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77-87.
3. Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79-91.
4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94-108.

О ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУХОЙ ЛОГ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

Д.А. Орсов, А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tagma@gin.bscnet.ru

Крупнейшее в России месторождение золота Сухой Лог располагается в Северном Прибайкалье в пределах Байкало-Патомского нагорья, сложенного средне-, верхнерифейскими терригенными и терригенно-карбонатными породами. Их накопление происходило в перикратонном бассейне, возникшем в результате формирования внутриконтинентальной рифтовой системы [9]. Вмещающая оруденение углеродсодержащая пачка входит в состав хомолхинской свиты, общая мощность которой составляет 750-850 м. Верхняя ее часть, где располагается золоторудная минерализация, сложена тонкозернистыми кварц-серицит-хлоритовыми пелитами, алевропелитами, реже тонкозернистыми песчаниками, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Все эти породы обогащены органическим веществом (от 2 до 7 об. %) с максимальным содержанием на золотоносных участках [3]. По данным [6] накопление рудопродуктивных толщ произошло со среднего рифея до 700 млн. лет назад. Эти толщи сопоставляются с отложениями медвежьей свиты по наличию в них большого количества базальтоидных пород, которых могли служить источником рудного вещества на месторождении Сухой Лог.

Детальные работы, проведенные в 90-х годах прошлого столетия [3, 4, 7, 11 и др.], позволили провести переоценку месторождения и рассматривать его теперь в качестве комплексного платино-золоторудного.

Руды месторождения представлены преимущественно сульфидно-вкрапленными типами. Платинометальное оруденение тяготеет к зонам максимально проявленных гидротермально-метасоматических изменений, пространственно совпадая с контурами золоторудных тел либо выходя за их пределы в надрудные горизонты [3]. Наиболее высокие содержания платины (свыше 3-5 г/т) отмечаются в верхней части золоторудного тела. Среди платиноидов преобладает платина в соотношении Pt:Pd=10:1, остальные платиноиды фиксируются спорадически. Средневзвешенное содержание Pt в рудах варьирует от 0,93 до 1,5, достигая местами 10 г/т, количество Pd не превышает 0,1-0,2, Os 0,1 г/т, содержание Rh в некоторых случаях может достигать более значимых величин [3].

Благодаря работам [3, 4, 7] было доказано присутствие в рудах месторождения различных минеральных форм платиновых металлов. Среди них доминируют самородная платина, металлические твердые растворы системы Pt-Fe-Cu, отвечающие по составу фазе Pt_3Cu и $Pt_3(Co,Fe)$, сперрилит $PtAs_2$ и куперит PtS. Кроме того, диагностированы богатые железом, но относительно бедные медью платиновые фазы, близкие по составу к изоферроплатине Pt_3Fe и тетраферроплатине Pt_4Fe . Обнаружены также единичные палладиевые фазы. Наиболее надежно диагностирован теллуризмутид палладия и серебра типа котульскита-меренскита $(Pd,Ag)(Te,Bi)$, который встречен в сростаниях с галенитом и сфалеритом. Помимо золота и платиноидов в рудах установлен необычайно широкий спектр других минералов, среди которых преобладают пирит, самородные металлы (Fe, Cr, Al, Ti), сульфиды Ni и Cu (пирротин, пентландит, миллерит, халькопирит) и минералы системы Ni-Co-Fe-As-S (герсдорфит, кобальтин, маухерит).

В генетической интерпретации образования золото-платинометаллических руд месторождения большинство исследователей [3, 5, 9, 10, 13] предлагают учитывать эпигенетический характер рудообразующего процесса по отношению к вмещающим углеродистым породам хомолхинской свиты, не исключая при этом важной роли углеродистого вещества. Вместе с тем в этих построениях отсутствуют убедительные данные, доказывающие достаточность механизма первичного осадочного концентрирования платиноидов, как главного источника рудного вещества. Как показали детальные исследования [7], формирование платиновой минерализации и группы самородных металлов предшествовало золотому рудоотложению.

Анализируя видовой состав обнаруженных платиновых минералов и сульфидов месторождения Сухой Лог, можно прийти к выводу, что подобный набор характерен для сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с расслоенными ультрабазит-базитовыми комплексами, сложенные высокомагнезиальными породами. В пользу этого предположения говорят следующие факты: 1) в пределах месторождения интенсивно развит многостадийный процесс высокомагнезиальной карбонатизации и пиритизации, 2) закономерное утяжеление состава серы пирита от ранних ($\delta^{34}S=+3.6\text{‰}$) к поздним его генерациям ($\delta^{34}S=+15.3\text{‰}$), что указывает на существование эндогенного источника привноса мантийной серы в зону рудоотложения [3], 3) формирование золотых руд и платиновой минерализации происходило в разных физико-химических условиях [7] и, наконец, 4) тесная связь платиноидов с сульфидами Ni и Cu. Последнее обстоятельство основывается на анализе реальных парагенетических ассоциаций минеральных фаз в рудах месторождения. В частности, было установлено, что платиновые минералы в системе Fe-Ni-S устойчивы в полях стабильности менее сернистых фаз по сравнению с золотосодержащими парагенезисами [7].

В связи с проблемой выявления источника платинометаллической минерализации на месторождении Сухой Лог нами проведен анализ опубликованных геолого-геофизических данных глубинного строения Бодайбинского прогиба и сопредельных геологических структур. На карте плотностных неоднородностей верхней части земной коры Байкальской горной области выделены «гранитоидный» и «базитоидный» типы коры, соответственно с минимумами (2,60-2,80 г/см³) и максимумами (2,80-2,90 г/см³) гравитационного поля [1]. Одно поле с базитоидным типом коры, расположенное в районе Муйского кратонного террейна, изучено по профилям сейсмическими методами. На профилях до глубины 20-25 км установлено чередование низкоскоростных (6,0-6,2 км/с) и высокоскоростных блоков (6,2-6,6 км/с и более). Первые отвечают террейнам: кратонному и турбидитовому бассейнам с гранитоидным типом коры, вторые – океаническому и островодужному с базитоидным типом коры [2]. От Северного Прибайкалья до района г. Бодайбо прерывисто протягиваются участки положительных гравитационных аномалий с плотностью пород 2,85-2,90 г/см³. Высокоплотные аномалии связывают с основными и ультраосновными породами раннего докембрия [1] или океаническими комплексами рифея [2]. Это обстоятельство позволило предположить, что они являлись источниками золота и платиноидов месторождения Сухой Лог.

В результате интерпретации гравиметрических данных Э.Н. Лишневым, В.В. Дистлером [8] были построены три

детальных разреза земной коры района г. Бодайбо на участке положительной гравитационной аномалии. По их мнению, верхний слой мощностью 4-12 км сложен метатерригенными породами рифея и имеет плотность 2,70 г/см³, а нижний, мощностью 4-12 км, является метабаазальтовым также рифейского возраста с плотностью 2,80 г/см³. Предполагаемый рудопродвигавший канал имеет начало в нижнем слое. В верхней части нижнего слоя выделен Кропоткинский гравимаксимум (2,94 г/см³), которому соответствует базит-гипербазитовое интрузивное тело.

Юго-западный участок положительных гравитационных аномалий совпадает с Олоkitским синклиниорием рифейского возраста. В его обрамлении в виде узких полос, линз и клиньев обнажаются сланцево-базальтовые образования с возрастом 927 млн. лет. На них согласно залегают карбонатно-терригенные позднерифейские турбидитовые отложения мощностью до 6,0 км. Во второй половине позднего рифея в юго-восточной части синклиниория образовалась синколлизионная Сыннырская впадина шириной 12-15 км, протяженностью около 200 км. Она выполнена осадочно-базальтовой толщей мощностью примерно 8,0 км. Ее возраст 670-711 млн. лет. В это же время произошло становление Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива с возрастом 725,0±8,6 млн. лет [12].

В границах Олоkitского синклиниория и Сыннырской впадины проведены гравиметрические исследования в масштабе 1:200 000. По данным М.А. Нефедьева, эта структура характеризуется аномально высоким полем (Δg = от 140 до 54 мГл). Оно осложнено многочисленными локальными максимумами в основном эллипсоидной формы интенсивностью до 10-18 мГл. Одному максимуму (до 20 мГл) соответствует Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив с плотностью пород 2,90-3,19 г/см³. Другие локальные положительные аномалии соответствуют массивам типа Довыренского, но они скрыты метатурбидитовыми отложениями рифея. Важно отметить, что в Йоко-Довыренском интрузиве наряду с платиносодержащими медно-никелевыми рудами (Байкальское месторождение) выявлен малосульфидный тип платинового оруденения (Риф I) с набором платиновых минералов, аналогичным с месторождением Сухой Лог.

По данным В.Д. Конкина, Олоkitский синклиниорий северо-западнее Йоко-Довыренского массива сложен до глубины 2 км метатурбидитами, которые подстилаются метабаазальтами. Юго-восточнее этого массива до глубины 5,8 км распространены метатурбидиты, ниже метабаазальты.

Таким образом, изложенное позволяет сделать вывод о том, что высокоплотные породы, приуроченные к поясу, протягивающейся от Северного Прибайкалья до района г. Бодайбо, соответствуют по составу метабаазальтам начальной стадии образования котловины Байкало-Патомского бассейна и базит-ультрабазитовым массивам довыренского типа коллизионно-аккреционной стадии развития бассейна. Это дает основание рассматривать последние как источники благороднометалльного оруденения на месторождении Сухой Лог. Этому выводу соответствуют и данные по минеральному составу платиноидов и сульфидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционных проектов ОНЗ РАН 2.1, ОНЗ СО РАН 10.1 и ОНЗ СО РАН 10.2.

1. Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеева Е.В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 88-105.
2. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 41, № 3. С. 230-240.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К., Юдовская М.А. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467-484.
4. Дистлер В.В., Юдовская М.А., Развозжаева Э.А., Мохов А.В., Трубкин Н.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. Новые данные по платиновой минерализации золотых руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район, Россия) // Доклады АН. 2003. Т. 393, № 4. С. 524-527.
5. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиновые месторождения складчатых поясов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ, 1999. 237 с.
6. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Спиридонов А.И., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады АН. 2006. Т. 407, № 6. С. 793-797.
7. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К., Юдовская М.А. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения золота Сухой Лог // Доклады АН. 1997. Т. 355, № 5. С. 664-668.
8. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 88-104.
9. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Семейкина Л.К., Коробейников Н.К. Районирование Восточной Сибири по ожидаемым генетическим типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. науч. трудов. Т. II. Кн. 2. М.: Изд-во АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 115-125.
10. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Митрофанов Г.Л. Рудные концентрации платиноидов на ранних стадиях постседиментационных преобразований углеродистых отложений и перспективы их выявления в Восточной Сибири // Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России». Сб. науч. трудов. Т. VI. М.: Изд-во ООО «Геоинформмарк», 2005. С. 40-50.
11. Созинов Н.А., Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л., Горячкин Н.И., Колпакова Н.А. Оценка платиноносности золоторудного месторождения Сухой Лог (Иркутская область) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. науч. трудов. Т. II. Кн. 2. М.: Изд-во АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 149-156.
12. Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн. лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией северной Лаврентии, датированной как 723 млн. лет // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 330-332.
13. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 1. С. 32-64.

КОМПЛЕКСНАЯ ПЕРЕРАБОТКА ХРОМОВЫХ РУД

Павлов И.В.¹, Павлов В.Ф.², Шабанов В.Ф.², Шибистов Б.В.³

¹СКТБ «Наука» КНЦ СО РАН, Красноярск

²Красноярский научный центр СО РАН, Красноярск, Pavlov@akadem.ru

³ОАО «Гравиметрическая экспедиция № 3», Красноярск, Ge3@krsn.ru

Представлен новый подход к решению проблемы комплексного безотходного использования хромовых руд Агардагского месторождения (Республика Тыва) с получением ферросплавов и рентгеноаморфного пеносиликата – продукта охлаждения силикатной части расплава в режиме термоудара после глубокого восстановительного плавления хромовой руды и отделения металлической части расплава.

Хром отнесён к группе стратегических полезных металлов, без которого невозможно нормальное функционирование металлургических предприятий. Резервом для получения хромовых ферросплавов в создавшейся ситуации могут быть обнаруженные рудопроявления хромитов в Республике Тыва. Актуальность исследования проблемы их комплексной безотходной переработки для получения хромовых ферросплавов с полным использованием силикатной составляющей для получения высокотехнологичной продукции не вызывает сомнений.

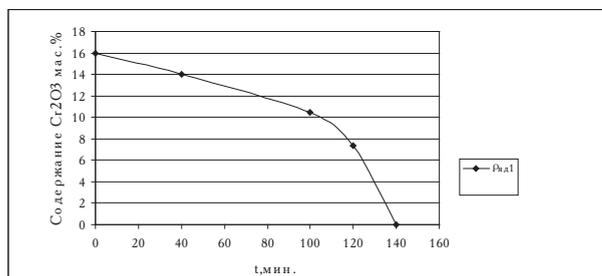


Рис. 1. Изменение содержания Cr₂O₃ в процессе восстановительного плавления.

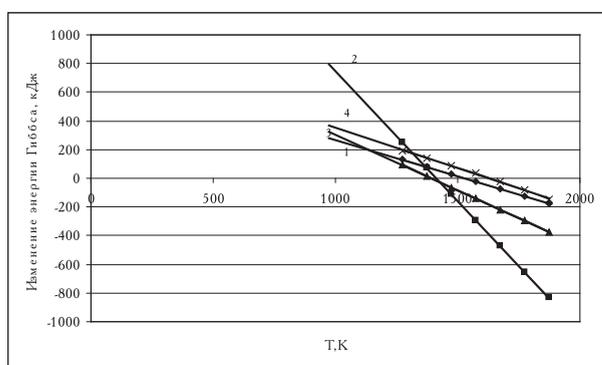


Рис. 2. Изменение ΔG^0 от температуры при восстановлении Cr₂O₃.

и в расплаве в зависимости от времени восстановления представлены на рис. 1.

Время нагрева шихты до температуры 1873К (температура полного расплавления) составляло 100 мин. Расплав выдерживался при этой температуре в течение 40 мин. Первая точка на графике соответствует исходному содержанию Cr₂O₃ в шихте. Из рисунка видно, что скорость восстановления оксида хрома в расплаве выше, чем скорость восстановления в твёрдой фазе, о чём свидетельствует резкое изменение угла наклона кривой рисунка. По всей вероятности, изменение угла наклона кривой обусловлено изменением механизма процесса восстановления Cr₂O₃, связанного со степенью гомогенности расплава [3]. Полное восстановление оксида хрома происходило при выдержке расплава при температуре 1873К в течение 40 минут. Из рисунка видно также, что полнота восстановления оксида хрома из расплава выше, чем из твёрдой фазы, поскольку содержание оксида хрома в твёрдой фазе уменьшилось с 16 мас.% до 10 мас.%, в то время как в расплаве содержание оксида хрома уменьшилось на 10 мас.%.

Для оценки пути его восстановления были рассчитаны зависимости изменений энергии Гиббса от температуры для разных видов восстановителей. Получены следующие зависимости ΔG^0 (кДж) от температуры.

$Cr_2O_3 + C = 2Cr + 3CO$ (1)	$\Delta G_1^0 = -774,31 - 0,5059T$
$3,5Cr_2O_3 + 13,5C = Cr_7C_3 + 10,5CO$ (2)	$\Delta G_2^0 = 2556,8 - 1,8107T$
$1,5Cr_2O_3 + 6,5C = Cr_3C_2 + 4,5CO$ (3)	$\Delta G_3^0 = 1084,4 - 0,7791T$

Для экспериментов использовались руды Агардагского месторождения, состоящие на 89% из магнезиохромита $[Mg, Fe][Cr, Al]_2O_4$ [1] следующего состава, мас. %: MgO - 19,6, Al₂O₃ - 5,11, SiO₂ - 11,8, P₂O₅ - 0,055, SO₃ - 1,04, K₂O - 0,243, CaO - 0,081, V₂O₅ - 0,14, Cr₂O₃ - 47,36, MnO - 0,14, Fe₂O₃ - 14,1 NiO - 0,331. Для исследования процессов восстановления высших оксидов к низшим применялось глубокое восстановительное плавление с разделением расплава на металлическую и силикатную части. Анализы исходных материалов и полученных продуктов выполнены в центре коллективного пользования Красноярского научного центра Сибирского отделения РАН с использованием оборудования: Дрон-8, ИК-Фурье спектрометра «Vektor-22», рентгенофлуоресцентного спектрометра «Pioneer» фирмы Bruker, электронного микроскопа ТМ-1000. Глубокое восстановительное плавление осуществлялось на индукционном комплексе КИТ-25. Критерием возможности протекания реакций восстановления является изменение энергии Гиббса (ΔG^0), расчёт которого с участием разных восстановителей (C_{тв.}, CO, H₂, CH₄) и для реакций диссоциации высших оксидов хрома в низшие был проведён с использованием программного обеспечения HSC 5-1. Подшивка руды осуществлялась известняком и песчаником [2]. В качестве восстановителя использовался полукок бурого угля состава, мас. %: W - 6,2; A - 8,7; C_mH_n - 12,7; C - 72; S - 0,4. Скорость нагрева печи 20К/мин.

Результаты и их обсуждение.

Данные по изменению содержания оксида хрома в шихте

$\text{Cr}_2\text{O}_3 + 4\text{SiC} = 2\text{CrSi}_2 + 3\text{CO}$ (4)	$\Delta G_4^0 = 912,03 - 0,5606T$
---	-----------------------------------

Анализ температурных зависимостей изменения энергии Гиббса показал, что наибольшее развитие имеет реакция восстановления Cr_2O_3 до его карбида Cr_7C_3 . Температура начала восстановления оксида хрома до металлического хрома твердым углеродом на 100К выше (кривая 1, рис. 2), чем до его карбида. Роль реакции диссоциации Cr_2O_3 термодинамическим анализом не подтверждена. В восстановлении хрома, кроме углерода, принимает участие карбид кремния (рис. 2, кривая 4), вероятность образования которого в высококремнистом расплаве по реакции (5) высока.

$\text{SiO}_2 + \text{C} = \text{SiC} + \text{CO}$ (5)	$\Delta G_5^0 = 589,18 - 0,3278T$	$\Delta G_{05} = 589,18 - 0,3278T$
$3\text{FeO} + \text{SiC} = 3\text{Fe} + \text{SiO}_2 + \text{CO}$ (6)	$\Delta G_6^0 = -160,44 - 0,112T$	$\Delta G_{06} = -160,44 - 0,112T$

Температура начала реакции образования карбида, как следует из формулы, составляет 1797К. Начиная с этой температуры, будет развиваться процесс восстановления оксида хрома до силицида хрома карбидом кремния с одновременным восстановлением окислов железа, оставшихся в шлаке по реакции (6). Равновесие этой реакции нацело сдвинуто вправо, но до полного восстановления железа до металлического состояния свободный кремний и его карбид практически не обнаруживаются в расплаве. Однако при удалении железа и большей части хрома из силикатной составляющей расплава концентрация кремния и его карбида в расплаве резко возрастают. После чего расплав выливают в воду в режиме «термоудара» с образованием рентгеноаморфного пеносиликата, структура которого показана на рис. 3.

Структура пеносиликата представляет собой пористые слои с размерами пор от 50 мкм до 150 мкм. Номера слоёв указаны стрелками на снимке. Расстояния между слоями соизмеримы с диаметрами пор. Наблюдаются единичные поры с размерами более 200 мкм. Некоторые межпористые перегородки, как в слоях, так и между пористыми слоями, разрушены. Причиной поризации расплава является взаимодействие паров воды с карбидом кремния, равномерно распределенном в силикатном расплаве, а наблюдаемое разрушение межпористых перегородок обусловлено высокой скоростью процесса поризации. По данным рентгенофазового и рентгенофлуоресцентного анализов получен рентгеноаморфный пеносиликат состава масс. %: MgO – 8,29; Al_2O_3 – 10,6; SiO_2 – 36,21; P_2O_5 – 0,072; SO_3 – 0,088; K_2O – 0,019; CaO – 44,4; TiO_2 – 0,16; MnO – 0; Cr_2O_3 – 0; Fe_2O_3 – 0; ZrO_2 – 0,0146; SrO – 0,148. Металлическую часть расплава выливают в изложницу. Состав металла, масс. %: Si – 6; P – 0,1; S – 0,26; Mn – 1,64; Fe – 37,22; Ni – 0,31; Cr – 54,47

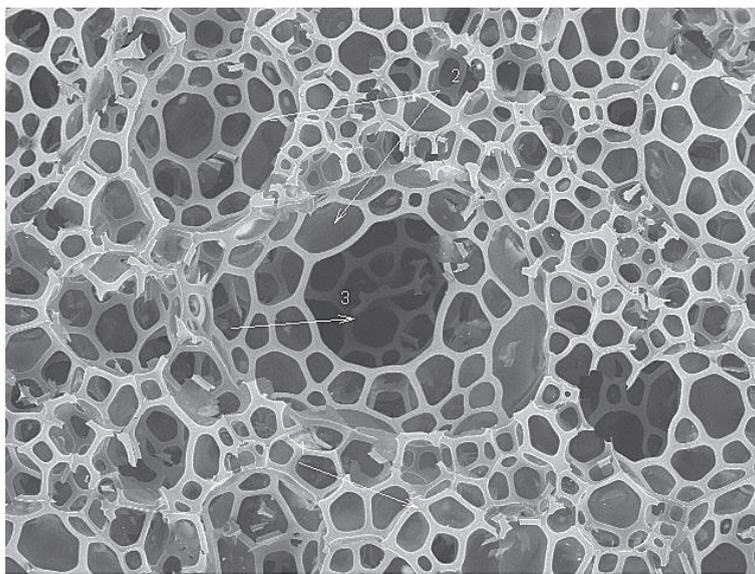


Рис. 3. Электронномикроскопический снимок пеносиликата.

Полученные закономерности восстановительного плавления позволяют вместо отвальных шлаков получать силикатную часть расплава, способную к вспениванию с образованием нового высокопористого материала (пеносиликата), не содержащего железа, марганца и хрома со следующими физико-техническими характеристиками: насыпная плотность - 100 кг/м³, теплопроводность - 0,04Вт/м.К, прочность на сдвливание в цилиндре 0,1-1 МПа в зависимости от состава пеносиликата, а металлическую часть расплава в виде железохромовых сплавов использовать при производстве легированных сталей.

Необходимо продолжить технологические исследования на более представительных пробах.

1. Шибистов Б.В., Будник В.С., Кондратьев В.М., Шибистова А.В. Перспективы поисков хромитов в массиве Агардаг Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Разведка и охрана недр. 2010. №9. С. 21-24.

2. Павлов В.Ф. Физические основы технологии получения новых материалов с заданными свойствами на основе создания системы комплексного использования техногенного и нерудного сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 191 с.

3. Бобкова О.С. О механизме плавления оксидных материалов и восстановлении металлов из оксидных расплавов // Сталь. 1991. № 1. С. 23-27.

МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОПЫЛОВСКОЕ, КАВКАЗ И ПРОДОЛЬНОЕ (БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Е.Е. Паленова, Е.В. Белогуб, К.А. Новоселов

Институт минералогии УрО РАН, Миасс, palenova@rambler.ru

Традиционно в Бодайбинском золоторудном районе отрабатывалось россыпное золото. Из коренных месторождений наиболее крупными являются Сухой Лог и Голец Высочайший. Кроме того, существует ряд более мелких месторождений, к которым принадлежат также объекты Копыловское, Кавказ и Продольное. Золото-сульфидная минерализация имеет довольно четкий литологический и менее выраженный стратиграфический контроль: золото и повышенные скопления сульфидов развиты преимущественно в углеродистых сланцах и алевролитах валухтинской, аунакитской и догалдынской свит [1]. Толщи однородных песчаников и, особенно, известковистых сланцев и известняков, в том числе интенсивно расланцованных и содержащих примесь углеродистого вещества, как правило, минерализованы слабо и лишены золота. В пределах толщ углеродистых сланцев и алевролитов содержание золота и характер его распределения зависят от степени прогрессивного и регрессивного метаморфизма и геолого-структурных особенностей.

Месторождение Копыловское. Участок сложен породами догалдынской свиты (PR₃dg), интрузивный магматизм на площади не развит, имеют место редкие маломощные дайки лампрофиров. Золотое оруденение ассоциирует с кварцевыми штокверками и жилами, а также зонами сульфидизации в черных глинистых сланцах [4]. Породы догалдынской свиты представлены слабо или умеренно метаморфизованными углеродсодержащими песчаниками, алевролитами и сланцами (средний – глубокий катагенез до низов зеленосланцевой фации [1]). По результатам наших исследований, песчаники подверглись процессам перекристаллизации цемента, коррозии, замещению и частичной рекристаллизации обломков. По современной классификации [3] такие породы называются метапесчаниками.

Метапесчаники рудовмещающей и перекрывающей толщ различаются по составу обломочного материала. Рудовмещающая толща представлена олигомиктовыми песчаниками аркозового ряда, в них преобладают зерна кварца, а также альбита, ортоклаза, мусковита, встречаются единичные литокласты гранитов, алевролитов, кварцевых агрегатов различной структуры. В составе обломков метапесчаников перекрывающей толщ отмечены основные плагиоклазы и роговая обманка. Для пород характерны преимущественно мелкозернистые (размер обломков 0,1-0,5 мм), реже среднезернистые (0,5-1 мм) и крупнозернистые (1-2 мм) структуры. Текстуры массивные или слабо расланцованные. Обломки не окатаны, не сортированы, повсеместно замещаются веществом цемента. Вероятно, первичный цемент был представлен глинистым веществом, которое перекристаллизовалось до тонкозернистой кварцевой массы и серицита, повсеместно встречаются мелкие чешуйки мусковита. По данным рентгеноструктурного анализа, в породах постоянно присутствует мусковит-2M₁, образование которого происходит в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В цементе присутствовала также карбонатная примесь, ее преобразование привело к развитию метакристаллов карбоната. Содержание углеродистого вещества колеблется от полного отсутствия до 5 об. %. К вторичным изменениям относятся карбонатизация и хлоритизация. В породах присутствует до 4 генераций новообразованного карбоната. По химическому составу карбонаты железистые (анкериты, сидериты, брейнериты?) и доломиты. Железистые карбонаты встречаются в пределах рудоносной пачки. В составе перекрывающей толщ наблюдается кальцит, а также большое количество вторичных хлорита и эпидота.

Алевролиты – это породы зеленовато-серого цвета, тонкозернистой структуры (размер зерен 0,01 мм), массивной текстуры. Основная масса представлена кварцем (до 80 %), а также иллитом, клинохлором, альбитом. Характерной особенностью алевролита являются метакристаллы кальцита в виде острых ромбоэдров и их двойников.

Сланцы глинистые и углеродисто-глинистые. Различаются по содержанию углеродистого вещества. В углеродисто-глинистых сланцах оно составляет 5-10 об. %, в глинистых – менее 1 об. %. Структура тонкозернистая, текстура сланцеватая, иногда пльчатая, очковая. В некоторых случаях проявлена слоистость, выраженная в неравномерном распределении углеродистого вещества. Основная ткань сланцев состоит из иллита с примесью тонкозернистого кварцевого агрегата, и, реже, клинохлора (размер 0,01 мм). По данным рентгеноструктурного анализа, в породах постоянно присутствует мусковит-2M₁ и, реже, парагонит. Характерной особенностью сланцев является наличие крупных (иногда до 7 мм) метакристаллов железистых карбонатов с зональным и блочным строением, которые некоторыми авторами интерпретируются как микроконкреции [1], и мелких, наиболее поздних ромбических кристаллов карбонатов. В сланцах встречаются кварцевые линзы с оторочкой из рутила, образующиеся по трещинам отслоения.

Среди акцессорных минералов установлены циркон, сине-коричневый зональный турмалин, сфен, лейкоксен, апатит, эпидот, в кварцевых зернах часты включения рутила. Турмалин часто корродирован, изредка наблюдается регенерация кристаллов. Для углеродистых сланцев догалдынской свиты типичным акцессорным минералом является флоренсит-(Ce) – (Ce, La, Nd, Sm)Al₃(PO₄)₂(OH)₆.

Месторождение Кавказ. Участок сложен осадочно-метаморфическими породами догалдынской свиты [4]. Рудовмещающая толща представлена преимущественно метапесчаниками светло-серого и зеленовато-серого цвета олигомиктовыми, аркозовыми и граувакко-аркозовыми. В подчиненном количестве присутствуют углеродисто-глинистые сланцы.

В целом, породы месторождений Копыловское и Кавказ имеют сходную петрографическую характеристику. По сравнению с породами Копыловского участка, сланцы и метапесчаники участка Кавказ не содержат примеси хлорита и отличаются меньшим структурно-текстурным разнообразием. Углеродисто-глинистые сланцы участка Кавказ сложены иллитом-1M, в их составе также постоянно присутствуют мусковит-2M₁ и парагонит. Кроме того, метакристаллы карбонатов в сланцах Копыловского участка часто зональны и могут содержать до 5 зон с различным содержанием углеродистого вещества. На Кавказе такая неоднородность карбонатов в сланцах не выявлена.

Месторождение Продольное также локализовано в осадочных породах догалдынской свиты. Среди них выделяют олигомиктовые метапесчаники углеродсодержащие и безуглеродистые, а также граувакковые метапесчаники; сланцы углеродисто-глинистые и глинистые, алевролиты, мергели. Для пород этого месторождения характерно частое присутствие в цементе тонкоиглового лейкоксена, распределенного равномерно и согласно текстурному рисунку. Во всех породах наряду с гидрослюдой (иллит-1M) присутствует мусковит-2M₁ и парагонит, в отдельных случаях наблюдается примесь новообразованных клинохлора и эпидота.

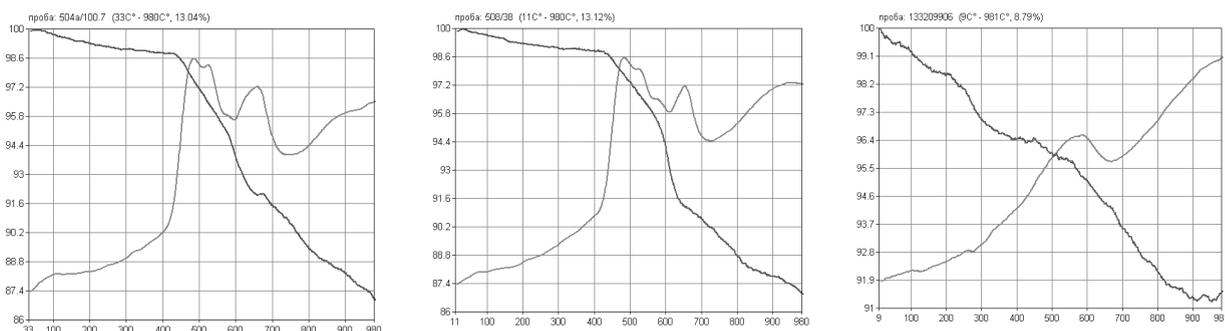


Рис. 1. Термограммы черных глинистых сланцев: А – месторождение Копыловское, Б – месторождение Кавказ, В – месторождение Продольное

Углеродсодержащие и безуглеродистые олигомиктовые песчаники различаются между собой не только количеством углеродистого вещества, но и взаимоотношениями цемента и обломочного материала. Для безуглеродистых метапесчаников характерно более интенсивное замещение обломков веществом цемента, при этом цемент представлен тонкозернистой кварцевой массой, достаточно сильно перекристаллизованной, с примесью карбоната, слюды и гидрослюда. Напротив, в углеродсодержащих метапесчаниках эти изменения проявлены менее интенсивно, цемент существенно гидрослюдистый.

Мергели сложены равномернозернистым гидрослюдисто-карбонатным агрегатом с относительно невысокой примесью кварца. Структура тонкозернистая, текстура слабо сланцеватая, цвет серый. Количество углеродистого вещества может достигать 5 %.

В целях оценки степени метаморфизма углеродистого вещества применен термический анализ. Были проанализированы образцы углеродисто-глинистых сланцев месторождений Копыловское, Кавказ и Продольное (рис. 1). Термограммы пород месторождений Копыловское и Кавказ имеют сходный набор термических эффектов, отличающихся интенсивностью и соответствующей им потерей веса, включая:

- экзотермический в районе 460-480°C (соответствует разложению пирита);
- эндотермический несимметричный с двумя максимумами на 550-560 и 620-630°C (диссоциация карбоната, вероятный состав – магнезиальный сидерит);
- экзотермический ассиметричный с температурой максимума 650°C (выгорание органики);
- эндотермический слабо разрешенный дублет между 700 и 800°C (разложение доломита, железистого доломита).

Наблюдается небольшая потеря веса, которая сопровождается нечетко проявленным эндотермическим эффектом с температурой максимума менее 100°C и может быть связана с дегидратацией гидрослюдистой составляющей цемента. Незначительная величина потери веса соответствует небольшому содержанию иллита в пробах, составляющему первые проценты.

Выгоранию органического вещества соответствует экзотермический эффект с температурой 650°C. Начало эффекта соответствует температуре 610-615°C. Температуры выгорания органического вещества соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма (переход от мусковит-2M₁-хлоритовой к мусковит-2M₁-биотитовой субфации) [2]. Указанные температуры, согласно принятому разделению соответствуют температурному режиму формирования пород в пределах до 450°C.

Термограмма углеродисто-глинистых сланцев Продольного месторождения резко отличается от данных, полученных по Копыловскому и Кавказу. На кривых ДТА наблюдаются следующие термические эффекты:

- серия сравнительно низкотемпературных эндотермических эффектов малой интенсивности с максимумами в районе 120°C, 280-310°C и экзотермический эффект в области 350°C, сопровождающиеся значительной потерей веса, связаны со структурными превращениями тонкодисперсных гидрооксидов железа;
- растянутый пологий экзотермический эффект с максимумом в области 550°C соответствует процессу выгорания органики. Начало эффекта (с учетом наложения экзотермического эффекта, вызванного разложением гидроокислов железа) – около 400°C, свидетельствует об изменении породы на стадии раннего эпигенеза [2].

Таким образом, породы догалдынской свиты, являющейся рудовмещающей для месторождений Копыловское, Кавказ и Продольное, представлены углеродистыми сланцами и олигомиктовыми метапесчаниками аркозового и грауваккового ряда, реже встречаются алевролиты и мергели. Песчаники и углеродистые сланцы месторождений Копыловское и Кавказ метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Это подтверждается взаимоотношениями обломков и цемента в песчаниках, повсеместной перекристаллизацией цемента, постоянным присутствием новообразованного мусковита-2M₁. В сланцах наблюдаются линзы отслоения, новообразованные мусковит-2M₁ и парагонит, а также метакристаллы флоренсита. Кроме того, характерно частое, но не повсеместное присутствие клинохлора в породах свиты. Степень преобразования углеродистого вещества также свидетельствует о метаморфизме мусковит-хлоритовой субфации. Породы Продольного месторождения также имеют характерные черты преобразования в условиях серицит-хлоритовой субфации, однако, согласно термическому анализу, степень преобразования органического вещества гораздо ниже и соответствует началу эпигенетической стадии литогенеза.

Авторы выражают благодарность аналитикам Института минералогии Т.М. Рябухиной, П.В. Хворову. Работы выполнены в рамках ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг. (ГК П237).

1. Буряк В.А. Некоторые особенности золотого оруденения сульфидного типа в Ленском районе // Геология и геофизика. 1966. № 8. С. 34-44.
2. Термический анализ минералов и горных пород. Л., 1974. 456 с.
3. Япаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высших учебных заведений. М.: Академия, 2008. 336 с.
4. Бенедюк В.Ф., Жукович М.А., Сулов Н.А., Верховин А.В. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах участка Кавказ за 1982-84 гг. Иркутск, 1984ф.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕММОЛОГИЯ ТОПАЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБЫТОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина, В.А. Камынин, Д.А. Мужевский
Геологический институт ДВО РАН, Владивосток, pakhomovainator@gmail.com

Геммология, которая на заре своего развития определялась как совокупность сведений о драгоценных камнях и сочеталась лишь с эстетикой и ювелирным делом, выделилась в самостоятельную научную дисциплину в начале 20 в. В настоящее время геммология трансформировалась в комплексную науку о камнесамоцветном сырье как полезном ископаемом, развивающуюся на стыке минералогии, минерагении, петрологии, ювелирного дела, эстетики, коммерции и права [3, 6]. Научный статус геммологии, несомненно, специфичен, поскольку она представляет собой область исследования, применяющую средства и методы целого ряда геологических наук, а также физики, химии и других дисциплин. Эволюция геммологии сравнима с аналогичным процессом в естественных науках после открытия спектрального анализа. Следствием этого открытия было возникновение химической термодинамики, соединившей химию со связанными между собой ранее механикой и учением о теплоте (в виде термодинамики). Затем к ним присоединились учение о разбавленных растворах и электрохимия, в результате чего возникла физическая химия.

До недавнего времени основной «самоцветной кладовой» России считались, впрочем, вполне оправданно, Якутия и Уральские горы, прочим же регионам страны, в том числе Приморскому краю, который был известен лишь как вольфрам-оловянная провинция, уделялось не слишком много внимания. Перемены последнего десятилетия в бюджетной политике страны, с учетом специфики региональной горной политики, а также развитие нового направления в российской геологической науке – геммологической минерагении [5], вызвали некоторые позитивные изменения.

География находок самоцветов в Приморском крае весьма обширна. В золотоносных россыпях р. Кедровка (Красноармейский район, прииск Незаметный) в 1987 г. обнаружены благородные сапфиры и цирконы – гиацинты и жаргоны высокого качества, на западе Приморья известны месторождения мориона, содержащие кристаллы высокого качества, отдельные кристаллы альмандина в метаморфических породах, на севере региона открыто месторождение благородного опала, на Синереченском месторождении добываются друзы непрозрачного коллекционного коричневатого андрадита. Месторождения Дальнегорского района (бывшего Тетюхинского) известны уже более ста лет. Здесь добывают свинец, цинк, серебро, висмут, борное сырье. Но не менее знамениты эти месторождения своими самоцветами и коллекционными камнями. Список их включает несколько десятков видов и разновидностей, многие из которых не имеют аналогов в мире. Открытие многих дальневосточных месторождений и проявлений самоцветов в большинстве случаев связано с проведением исследований, ориентированных на открытие и добычу рудных полезных ископаемых. В связи с возрастанием роли месторождений самоцветов в горнорудной промышленности, вопрос об оценке перспектив слабо изученных камнесамоцветных объектов региона представляется весьма актуальным.

К числу перспективных камнесамоцветных объектов на территории северо-западного Приморья относится месторождение Забытое, открытое в 1952 г. в числе других комплексных олово-вольфрам-редкометалльных объектов. В 1954-1958 гг. на месторождении проведены поисково-разведочные работы на вольфрам, олово и бериллий. Всеми исследователями отмечена высокая топазоносность месторождения, что послужило поводом для постановки ревизионных обследований Забытого на камнесамоцветное сырье, проведенных в ходе полевых работ 1984 г. Южной партией экспедиции «Далькварц-самоцветы». В итоге месторождение было рекомендовано к дальнейшему более тщательному изучению.

В геологическом отношении поле месторождения Забытое находится в северной части Журавлевского террейна [4], в зоне влияния Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. В его строении принимают участие осадочные и интрузивные породы мелового возраста. Наиболее продуктивные части рудных тел пространственно приурочены к эндоконтакту интрузивного массива гранит-порфиров позднемелового возраста, размером в плане – 1×1,6 км, и представляют собой зоны грейзенов, вмещающих рудные жилы. Грейзенизированные породы располагаются в трещинных зонах субмеридионального простирания. Алевролиты и песчаники, вмещающие гранит-порфиры, превращены в биотитовые и биотит-кварцевые роговики.

Особенностью руд месторождения Забытое является сближенность по времени формирования слагающих их минеральных ассоциаций. В связи с этим ассоциации выделялись главным образом на основании минерального состава жил и зон, с учетом редких взаимоотношений прожилков и их зонального строения, по аналогии с другими месторождениями сходного генезиса. Отмечены следующие минеральные ассоциации, соответствующие минеральному составу жил: 1 - кварц-молибденитовая, 2 - кварц-вольфрамит-молибденитовая (с аксессуарным бериллом), 3 - кварц-вольфрамит-флюорит-касситеритовая, 4 - кварц-вольфрамит-арсенопиритовая, 5 - кварц-пирит-сфалерит-галенитовая и 6 - кварц-карбонат-пиритовая. Топаз - один из главных жильных минералов месторождения. Значительные количества топаза обнаруживаются в составе зон грейзенов, гидротермальных рудных жил или в оторочках кварцевых жил среди гранитов. Размеры отдельных индивидов достигают в поперечнике 5 см.

Задача настоящего исследования – установить наиболее предпочтительные для топаза минеральные ассоциации, изучить условия образования кристаллов топаза и их геммологические характеристики. Для решения этой задачи применялись методы оптической микроскопии, термобарогеохимии (при помощи оптического поляризационного микроскопа для геологических исследований NIKON E 600 POL (Япония) в комплекте с термо- и кристоликом THMS600 (-190÷ +600°C) для флюидных включений в режиме реального времени), а также геммологические методы (на специальных геммологических и аналитических приборах). Для контроля данных микроскопии и детального изучения порообразующих и аксессуарных минералов гранитоидов и грейзенов образцы изучались на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (ДВГИ ДВО РАН) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 10 нА.

Минералогия топазов месторождения Забытое. Кристаллы топаза прозрачные, бесцветные, иногда слабо-голубоватые, призматического и клиновидного габитуса, нередко встречаются кристаллы с внутренними областями белого помутнения, которое вызвано наличием микровакуолей и мелких перистых трещин. Призматический облик кристаллам придает развитие граней по {120}. Призмы увенчаны характерной клиновидной головкой, развитой благодаря преимущественному

развитию граней по {021}. Размеры кристаллов топаза от 5 до 12 мм, редко 15-25 мм.

Визуально-оптическое исследование микровключений в топазах месторождения Забытого позволило выделить среди них две группы: минеральные и газовой-жидкие. Это связано с тем, что результаты наших генетических построений основаны исключительно на информации, полученной по сингенетичным минеральным (фото 5) и первичным включениям.

Методами термобарогеохимии исследованы включения в топазах из друзовых полостей. Изучение участков пересечения шлейфов разнотипных ФВ (флюидных включений) с учетом явлений их перенаполнения позволило с наибольшей определенностью установить, что первичными (самыми ранними) являются включения, не подверженные преобразованиям, которые встречаются обычно в центральной части кристаллов топаза, ориентированы параллельно оси *c* и представляют собой трубчатые, овальные или изометричные вакуоли, содержащие жидкость, газовый пузырек и одну или несколько твердых фаз. Размер включений от первых сотен до 10 микрон, редко до 200 микрон (фото 1-4).

Термометрические опыты. Температура эвтектики растворов включений раннего периода (-71,4±-73,4°) ближе всего к *T*_{бэ HF} (-71,5°) и *HCl* (-74,7°). Эти криометрические данные правомерно интерпретировать как свидетельство повышенной кислотности растворов раннего периода. В газовой фазе первичных включений углекислота содержится в виде незначительной (1-2%) примеси, так как в тройной точке углекислоты происходит замораживание жидкости и образование кристаллов в кайме газового пузырька (*T*=-56,6°С). Давление не превышало 1300 бар – минимальное давление, при котором должна происходить гетерогенизация растворов при участии углекислоты (в процессе изучения пластин гетерогенизация не отмечена).

Солевой состав растворов. Катионная часть: К, Na, Mg, анионная: F и Cl присутствуют примерно в равных количествах. Концентрация растворов (по *T*_{пл. льда} от 3.2 до 5.46°С) составила, соответственно, от 5.26 до 8.41 мас. % по NaCl.

Геммологические характеристики топазов месторождения. По системе GIA топазы месторождения имеют оттенок В, тон от *vl* до *m*, насыщенность от *gr* до *vsgr*. Люминесценция в длинноволновом излучении (366 нм) светло-голубая, на коротких волнах (254 нм) - фиолетовая.

Сравнение полученных результатов с литературными. Условия образования топаза на месторождении исследовались впервые. Температурные параметры образования рудных ассоциаций изучались многими исследователями, в том числе сотрудниками ДВГИ (М.И. Ефимовой, Н.С. Благодаревой, Г.П. Василенко, А.М. Кокориным, Д.К. Кокориной, П.А. Наумкиным, Г.Н. Степановым, М.В. Степановой, И.И. Фатьяновым), которые пришли к выводу об отложении собственно рудного парагенезиса на месторождении Забытое в интервале температур 305-280°С.

Экспериментальное выращивание и облагораживание топаза проводились С.Д. Балицким и др. [1, 2]. Авторами установлено, что благоприятными для выращивания монокристаллов топаза являются кислые фторидные растворы, образующиеся при гидролизе фторида алюминия в интервале температур 500-750°С и давлении 30-180 МПа, при обязательном присутствии кварца. Из многочисленных возможных вариантов размещения заправки и шихты при выращивании топаза в таких растворах наиболее оптимальным представляется рост его в зоне с относительно более высокой температурой, то есть при размещении заправки в нижней части автоклава, а шихты - в верхней.

Выводы.

1. Петрографическое изучение рудных минеральных ассоциаций месторождения Забытое показало, что топаз тесно связан с рудной минерализацией месторождения и встречается в кварц-вольфрамит-молибденитовой и кварц-вольфрамит-арсенопиритовой ассоциациях. Преобладающее количество топаза находится в составе зон грейзенов, а именно в кварц-мусковитовых мелкозернистых грейзенах и друзовых полостях.

2. Термобарогеохимические исследования топаза из друзовых полостей показали, что топазы образовались из фторидно-хлоридных растворов повышенной кислотности, содержащих незначительное количество углекислоты, в катионной части которых установлены К, Na и Mg. Минимальная температура образования топаза соответствует интервалу 410-396°С. Отсутствие гетерогенизации растворов в процессе роста кристаллов топаза свидетельствует о невысоких значениях этого параметра (менее 1.3 кбара) и об отсутствии значительных перепадов давления в процессе роста топазов.

3. Впервые проведены геммологические исследования экспериментально ограненных образцов топаза месторождения Забытое. Выявлены следующие геммологические характеристики: по системе GIA топазы имеют оттенок В, тон от *vl* до *m*, насыщенность от *gr* до *vsgr*. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных жидкостях: 1,61-1,62. Кристаллы топаза прозрачные, бесцветные, иногда слабо-голубоватые, желтоватые, призматического и клиновидного габитуса.

4. Наличие сортового кристаллосырья (размер от 10×10×3 мм до 15×10×10 мм, вес от 8 до 15 г) при содержании от 30.2 до 115 г/м³ в отдельных пробах, а также результаты исследования геммологических характеристик ограненных топазов свидетельствуют о возможности использования кристаллов топаза месторождения Забытое в качестве ювелирного сырья, даже без применения методов облагораживания.

1. Балицкий В.С., Балицкий Д.В., Балицкий С.Д., Ауристик К., Рома М.-А. Особенности переноса кремнезема и глинозема в сверхкритических водно-фторидных флюидах и выращивание в них монокристаллов топаза // Геохимия. 2006. № 2. С. 1-8.

2. Балицкий С.Д. Выращивание, структурно-морфологические характеристики и основные свойства монокристаллов топаза и ассоциирующихся с ним слюд. Автор. дис. 2008.

3. Гадиятов В.Г. Камнесамоцветные формации Северо-Востока Азии. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. 272 с.

4. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х т. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. С. 182-185.

5. Юргенсон Г.А. К обоснованию геммологической минерагии // Вестник ЧитГУ. 2011. №3. С. 125-131.

6. Yurgenson G.A. Gemmological Minerageny // Proceedings for the 5th International Symposium on Geological and Mineragenetic correlation in the Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia. Changchun, China, Oct. 8 -10, 2003. Changchun: International Centre for Geoscientific Research and Education in Northeast Asia, Jilin University, 2003. P. 22-25.

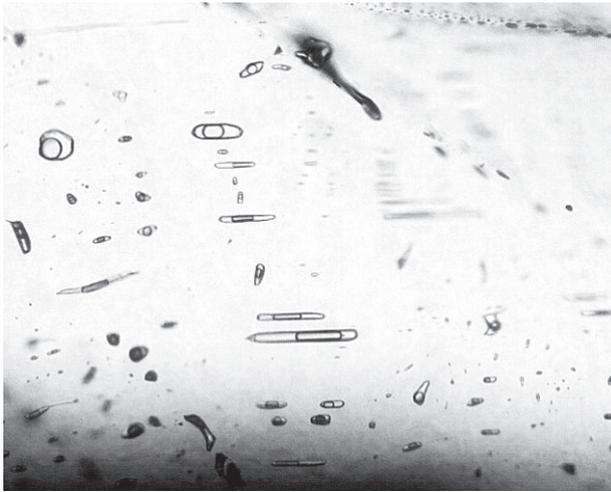


Фото 1. Расположение включений в топазе. Размер большого трубчатого включения 200 мкм

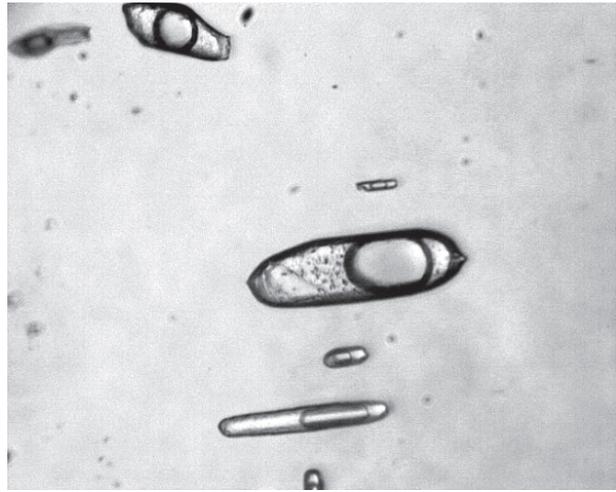


Фото 2. В процессе криометрических опытов в плоских включениях зафиксированы ромбические кристаллы. $T = -33^{\circ}\text{C}$

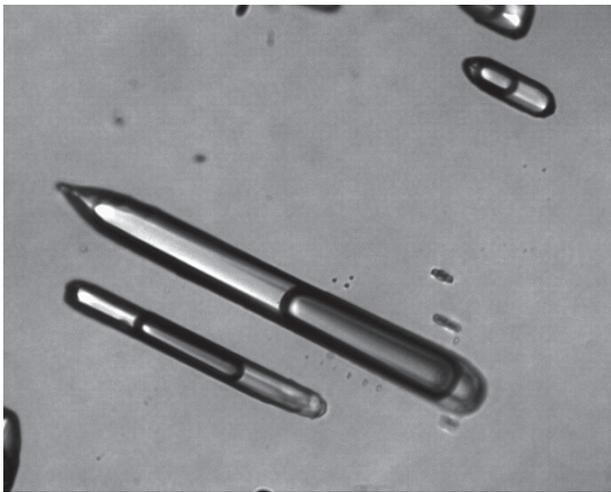


Фото 3. Трубочатые включения при н.у. Размер большого трубчатого включения 200 мкм

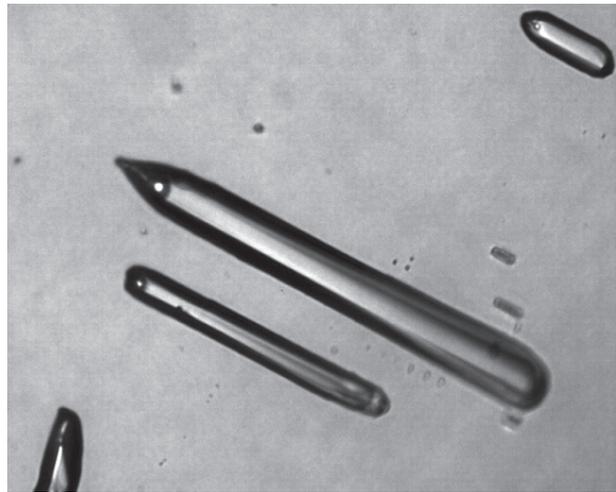


Фото 4. Трубочатые включения в процессе нагревания. $T=+376^{\circ}\text{C}$. Размер большого трубчатого включения 200 мкм

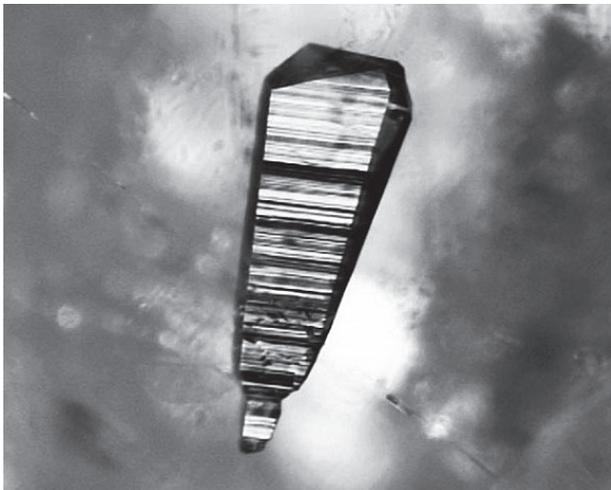


Фото 5. Сингенетичное минеральное включение дымчатого кварца в топазе. Размер включения по длинной оси около 3 мм



Фото 6. Один из ограненных топазов весом 3 карата. Месторождение Забытое

СТРУКТУРА ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ВЕРХНЕ-КИНГАШСКОГО И КУЕВСКОГО УЧАСТКОВ

М.В. Попов

Томский политехнический университет, Томск, PopovMikhailV@yandex.ru

Верхне-Кингашский и Куёвский участки принадлежат к Кингашской площади, которая расположена в пределах Идарского Белогорья Восточного Саяна, в верховьях долины р. Кингаш, правого притока р. Кан, в 90 км к юго-востоку от районного центра с. Агинское. Это часть Канской глыбы – выступа докембрийского кристаллического основания Сибирской платформы, находится среди структур её юго-западного обрамления и входит в состав Саянской никель-платиновой провинции.

На перспективных участках Кингашской площади, которые были выделены по данным аэрогеофизических данных (Верхне-Кингашский и Куёвский), были проведены наземные комплексные геофизические работы, которые включали в себя следующие виды исследований:

- магниторазведка применялась для расчленения различных (по магнитным свойствам) образований, локализации участков развития медно-никелевого оруденения, обнаружения областей развития метасоматоза и связанного с ним благороднометаллового оруденения, а также для картирования тектонических нарушений по особенностям структуры магнитного поля;
- профилирование ВП на переменном токе, позволившее расчленить различные (по удельному электрическому сопротивлению и поляризуемости) образования, выявить области окварцевания, сульфидизации, а также оценить потенциальный масштаб сульфидного оруденения;
- метод естественного электрического поля, который использовался для выявления областей сульфидизации, а также совместно с методом ВП служил для оценки потенциального масштаба сульфидного оруденения [1].

Установлено, что Верхне-Кингашский и Куёвский участки по своему геологическому строению близки к Кингашскому участку. В связи с этим при интерпретации геофизических данных Верхне-Кингашского и Куёвского участков использовалась геолого-геофизическая модель Кингашского участка (рис. 1).

Массивы Верхне-Кингашского и Куёвского участков сложены породами, относящимися к габбро-перидотит-дунитовому комплексу. Вмещающими массив породами являются сильно дислоцированные метаморфизированные в стадии амфиболитовой фации верхнеархейские образования различного состава, в том числе существенно метариодацит-дацитовый формации (представленной преимущественно гнейсами и амфиболитами, с незначительным количеством мраморов и кварцитов) кузьинской толщей с протрузиями гипербазитов идарского комплекса, жилами, дайками и мелкими телами плагиомигматитов тукшинского комплекса. Геофизическими признаками оруденения кингашского типа являются:

- интенсивная положительная аномалия магнитного поля изометричной (или близкой к ней формы), имеющая дипольную структуру, то есть сопряженная с глубоким минимумом;
- понижение кажущегося удельного электрического сопротивления, повышения поляризуемости и отрицательные аномалии естественного электрического поля в границах магнитной аномалии;

- высокая дисперсия магнитного поля (по результатам наземной магнитной съемки) при высоких значениях индукции магнитного поля.

При интерпретации геофизических данных на описываемых участках использовалась кингашская геолого-геофизическая модель.

Структура магнитного поля Верхнекингашского участка определяется наличием в его пределах двух крупных положительных аномалий магнитного поля с разной степенью проявленности «дипольности», а также несколько мелких аномалий. Амплитуда значений магнитного поля составляет более 14 000 нТл (от -6000 до +8000 и выше, рис. 2).

Наиболее интересна западная аномалия магнитного поля, которая также отличается высокой дисперсией. Она имеет сложную морфологию с преимущественно проявленными северо-восточными и северо-западными направлениями. Северо-восточное направление определяет ориентировку аномалии в целом. Именно в этом направлении проходит граница между положительной и отрицательной частью аномалии, причем линейность этой границы свидетельствует в пользу тектонического характера северо-западного края магнитовозмущающего объекта, очевидно представленного телом базит-гипербазитового состава. Этим магнитной аномалии также соответствуют аномалии в электрических полях, а именно, пониженные значения кажущегося

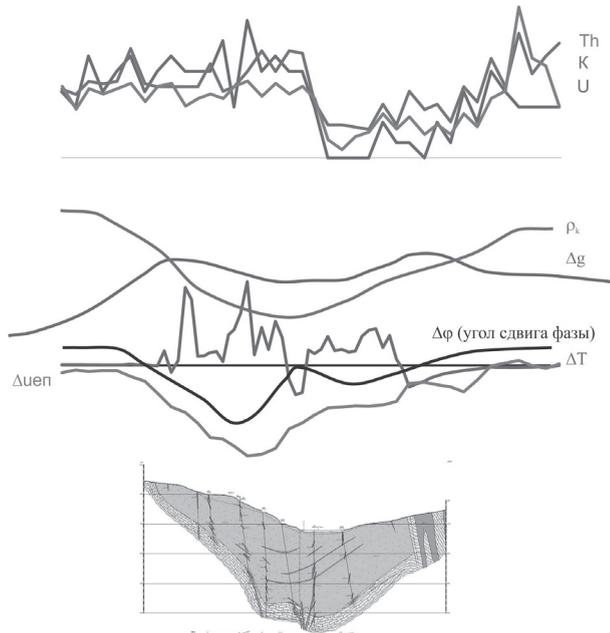


Рис. 1. Геолого-геофизическая модель Кингашского месторождения.

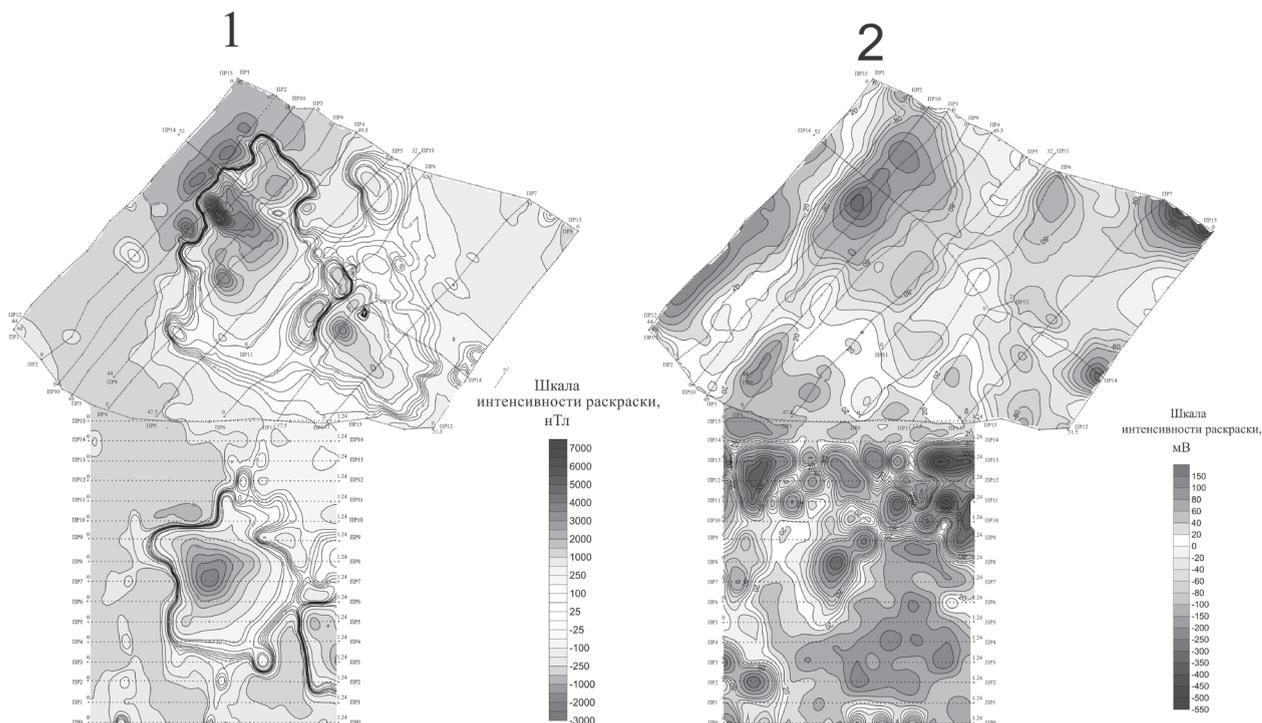


Рис. 2. Планы изолиний физических полей. 1 - сводный план изолиний аномального магнитного поля; 2 - сводный план изолиний естественного электрического поля. а – Верхне-Кингашский участок, б – Куевский.

удельного электрического сопротивления (рис. 3), отрицательные значения естественного электрического поля. Наличие совокупности этих фактор говорит о вероятном присутствии рудоносного массива.

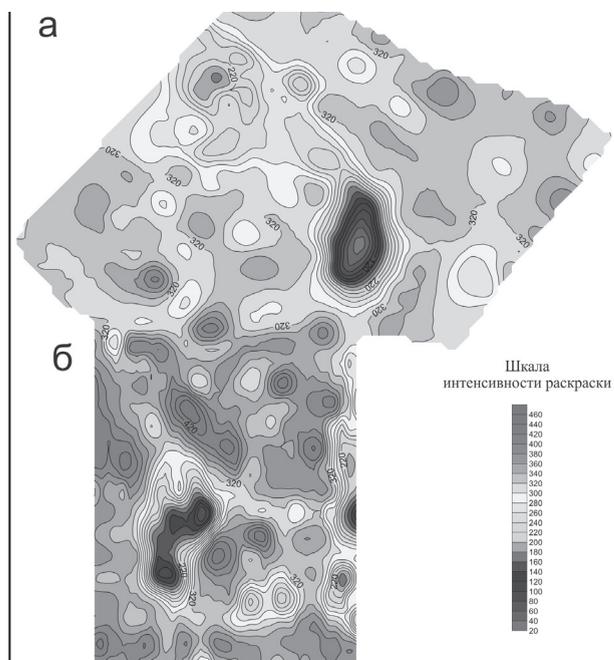


Рис. 3. План изолиний кажущегося электрического сопротивления: а – Верхне-Кингашского участка, б – Куевского участка.

что, вероятно, связано с поверхностными неоднородностями и с тем, что в этой области работы проводились на куруме. Таким образом, в пределах второй магнитной аномалии Куевского участка перспективы обнаружения оруденения обозначаются как весьма невысокие.

1. Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г., Орехов А.Н., Попов М.В. Структура физических полей Кингашского месторождения.

Вторая сопряженная аномалия магнитного поля имеет значительно меньшие размеры и интенсивность. В пределах участка она изучена не полностью, однако её структура, а именно, «не дипольный» вид, отсутствие высокой дисперсии и аномалий в электрических полях, делают её перспективной на обнаружение оруденения весьма не высокими.

В границах Куевского участка также хорошо различимы две аномалии в магнитном поле. Одна аномалия расположена в центральной части участка, вторая – в юго-восточной. Центральная аномалия магнитного поля обладает дипольностью и высокой дисперсией. В электрических полях для области с магнитной аномалией характерны низкие значения сопротивлений, свидетельствующие о наличии хорошо проводящего объекта. Также на плане изолиний естественного электрического поля эта область отличается достаточно большими отрицательными значениями. Совокупность этих факторов хорошо согласуется с кингашской геолого-геофизической моделью оруденения, что позволяет делать весьма оптимистичные прогнозы.

В пределах Куевского участка структура магнитного поля достаточно проста и определяется двумя аномалиями магнитного поля на фоне, в целом, пониженных его значений. Юго-восточная магнитная аномалия Куевского участка менее интенсивная и не имеет дипольной структуры, хотя высокая дисперсия наблюдается. А также этой магнитной аномалии не соответствуют пониженные значения кажущегося удельного сопротивления. На карте изолиний естественного поля наблюдаются положительные значения,

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОВ БЕЗЫМЯНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.О. Рампилов, Г.С. Рипп

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, mrampilov@mail.ru

Безымянский массив, выделенный в 1965 г при геолого-съёмочных работах, вытянут в северо-западном направлении на 6 км. Максимальная ширина интрузии составляет около 3 км, и резко сужается (до 0,5 км) на водоразделе.

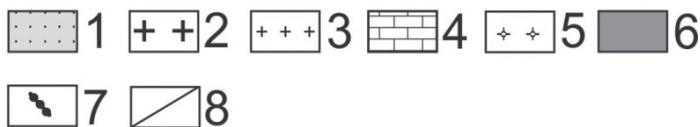
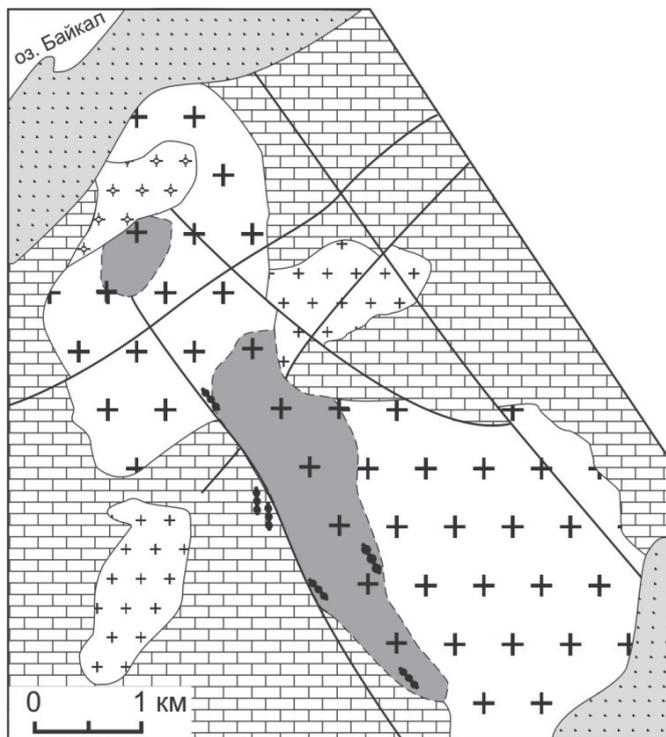


Рис. Схема геологического строения Безымянского массива гранитов (по Ю.П. Гусеву) с упрощениями авторов.

1 – современные рыхлые отложения; 2 – микроклин-альбитовые граниты; 3 – граниты муйского комплекса; 4 – мраморы с прослоями кварцитов и гнейсов; 5 – биотит-роговообманковые граниты; 6 – жилы микроклиновых (с амазонитом) пегматитов; 7 – поля распространения амазонит-альбитовых гранитов; 8 – тектонические нарушения.

Он прорывает раннекембрийские мраморы с маломощными прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов (рис.). В контактовой зоне и ксенолитах мраморы перекристаллизованы, содержат плагиоклаз, диопсид, тремолит, титанит, реже отмечается апатит. Массив расчленён жилами мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов.

Детальная петрографическая характеристика приведена в работах ряда исследователей [1, 2, 3, 4]. Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми породами. На контактах они более мелкозернистые, имеют иногда гнейсовидный облик. В гранитах среди идиоморфных вкрапленников микроклина и плагиоклаза присутствуют округлые зерна кварца. Аллотриоморфный более мелкозернистый агрегат в интерстициях сложен лейстовидным альбитом, микроклином, кварцем и слюдой.

Среди биотитовых гранитов главной фазы встречаются роговообманковые разности. Амфибол в них обычно замещён магнетитом и эпидотом. Отличительной особенностью их является наличие гранофировых микроклин-кварцевых агрегатов, окружающих вкрапленники щелочного полевого шпата. Скопления зерен биотита и магнетита (нередко с флюоритом), как и мелкозернистый базис породы, располагаются, в основном, в промежутках между зернами полевых шпатов.

В апикальной части штока распространена наиболее интенсивная альбитизация, часто встречаются пегматоидные амазонит-альбитовые разности. Здесь наряду с биотитом присутствуют чешуйки мусковита и полилитонита. Триоктаэдрические слюды отличаются высокой железистостью (вплоть до лепидомелана). Типоморфными второстепенными минералами являются флюорит и магнетит. Содержание тантала в альбитизированных гранитах варьирует в пределах первых тысячных долей процента, ниобия - 40-200 г/т, циркония - 35-200 г/т, отношение Nb/Ta равно около 5.

Главными породообразующими минералами амазонит-альбитовых гранитов являются кварц, калиевый полевой шпат и альбит. Среди второстепенных и акцессорных отмечены магнетит, биотит, лепидолит, мусковит, спессартин, касситерит, рутил, ильменит алланит, монацит, колумбит, пироксдор, циркон, фергусонит, самарскит.

Редкометальная минерализация массива представлена в основном ниобием, а наиболее распространенным минералом является колумбит. Он в виде одиночных мелких (до 1 мм) зерен таблитчатой формы встречается в ассоциации с цирконом в кварц-полевошпатовой матрице. Колумбит характеризуется ритмичной зональностью, обусловленной вариациями содержаний тантала и ниобия. Состав его соответствует манганколумбиту (содержание MnO до 15 мас. %, табл. 1.). Содержание тантала в колумбите достигает 15 мас. %. Характерной особенностью минерала является постоянное присутствие вольфрама (до 7 мас. %) и титана (до 1,5 мас. %).

Табл. 1.
Химический состав колумбита

TiO ₂	FeO	MnO	WO ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
0,6	4,43	14,33	-	71,16	8,34	98,85
0,57	5,43	14,82	-	70,24	9,4	100,46
2,07	3,6	14,76	3,76	61,47	14,27	99,93
1,28	4,43	13,38	2,35	71	8,85	101,29
0,62	4,77	14,99	-	70,03	36,02	98,48
0,78	4,85	14,51	-	66,99	8,07	97,47
0,52	4,61	14,59	2,59	70,87	10,33	100,7
0,87	8,36	11,48	-	64,3	7,53	97,54
0,87	7,89	12,11	1,59	64,96	12,53	99,95
1,3	7,99	11,52	2,6	65,88	10,06	99,35
0,5	19,91	9,59	3,58	70,86	8,63	101,28
0,52	9,38	10,72	3,06	70,95	6,84	101,41
0,55	8,18	19,36	2,79	66,71	9,78	100,02
0,4	8,25	11,56	2,45	66,45	11,43	101,27
1,23	9,46	10,69	2,14	67,18	11,18	100,86
1,05	9,49	11,56	2,14	67,56	10,16	101,96
0,43	8,61	10,18	2,75	68,24	10,52	100,73
1,1	8,92	10,78	2,61	66,29	13,34	100,65
0,37	11,89	8,54	1,65	73,36	10,95	100,91
-	10,19	10,08	2,12	71,21	6,11	100,92

Примечание. Здесь и далее: прочерк - не обнаружено.

Другим редкометальным минералом является пироклор. Он встречается в виде одиночных изометричных зерен, образует кучные выделения в гидротермально преобразованных участках пород. Химический состав его представлен в табл. 2. Минерал содержит до 47 мас. % Ta₂O₅ и до 13 мас. % UO₂, что позволяет отнести его к уранмикролиту. В нем, как и в колумбите, постоянно присутствует вольфрам (до 6,42 мас. %).

Табл. 2.
Химический состав пироклора

TiO ₂	CaO	Na ₂ O	UO ₂	WO ₃	PbO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	F	Сумма
1,27	2,66	-	9,96	4,62	-	23,39	41,14	-	83,03
1,05	3,51	-	10,9	4	-	40	22,5	-	85,62
1,75	0,56	-	10,02	5,93	16,55	19,93	35,52	-	90,25
1,43	0,73	-	10,41	5,47	8,2	20,39	46,51	-	93,14
2,34	6,23	4,54	12,15	5,47	-	24,2	41,77	2,16	100,63
2,25	5,99	-	11,24	6,42	-	20,47	41,71	1,41	89,49
2,12	6,09	4,64	13,48	4,44	-	21,8	44,92	1,83	99,31
1,4	6,39	-	10,39	4,8	-	19,46	47,28	1,22	90,95
1,78	6,48	4,38	10,24	6,1	-	19,53	47,05	1,35	100,07
1,72	2,73	-	10,3	5,83	-	19,26	47,71	-	87,54
1,43	0,66	-	9,36	4,45	10,76	17,02	41,21	-	84,9

Циркон встречается в виде редких мелких (до 1 мм) зональных кристаллов и зерен неправильной формы. Особенностью минерала является повышенное содержание гафния (до 11 мас. %) и постоянное присутствие урана (до 6 мас. %). Содержание урана и тория в цирконе сильно варьирует (от 17 до 272 и от 19 до 563 г/т соответственно).

Самарскит и фергусонит представлены редкими неправильной формы зернами. Фергусонит содержит до 25 мас. % иттрия (Y-фергусонит), около 17 мас. % средних и тяжелых РЗЭ. Особенностью его является высокое содержание тория (до 8,5 мас. %), тогда как уран не обнаружен. Также в самарските и фергусоните постоянно присутствуют сотые проценты MnO.

До первых процентов ниобий присутствует в рутиле, ильмените и ильменорутиле. Торий и существенно легкие лантаноиды сконцентрированы в алланите, монаците. Многие минералы массива обогащены марганцем, а в колумбите доля этого элемента составляет более 15 мас. %. В гранате до 45 % приходится на спессартиновый минерал. Биотит, ильменит и алланит содержат до 4,5 мас. % MnO, а среди магнетита встречаются разновидности близкие к составу яковсита.

1. Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шпиров // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С. 1216-1227.

2. Гусев Ю.П., Давыдов В.И., Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. Безымянский массив альбитизированных гранитов среди архея Восточного Прибайкалья // Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ: БКНИИ, 1968. С. 41-47.

3. Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н., Козулина И.М. Геохимические особенности альбитизированных гранитов массивов Оймур и Безымянка в Прибайкалье // Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971. С. 138-141.

4. Коваленко В.И., Костицин Ю.А., Ярмолук В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401-429.

5. Рампилов М.О., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Особенности редкометалльной минерализации в альбититах и альбитизированных гранитах на площади Ангаро-Витимского батолита // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 29-36.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ АРЦЕВСКОЙ РУДОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ (ДАЛЬНЕГОРСК, ПРИМОРЬЕ)

Л.И. Рогулина¹, Е.Н. Воропаева¹, П.П. Сафронов², В.И. Теребило³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, rogulina@mail.ru

²Дальневосточный геологический институт РАН, Владивосток, psafonov@mail.ru

³Горнометаллургический комбинат «Дальполиметалл», Дальнегорск

Арцевская рудоносная структура входит в состав Черемшанского рудного узла, расположенного на северо-востоке Дальнегорского рудного района Приморья, металлогения которого определяется серебро-полиметаллической, оловянно-полиметаллической и боросиликатной минерализацией. Основную экономическую значимость района составляют скарновые полиметаллические и боросиликатные месторождения. Жильные серебро- и олово-полиметаллические месторождения, занимающие в плане периферическое положение относительно скарновых, в разное время обрабатывались и продолжают обрабатываться ГМК «Дальполиметалл» (Смирновское, Южное, Черемшанское, Красногорское, Майминовское).

Рудоносная площадь приурочена к Лидовскому горсту и расположена в зоне сочленения двух крупных тектонических структур: субмеридионального Мономаховского сдвига и северо-западной Смысловской ослабленной зоны [3]. В геологическом строении Лидовского горста участвуют породы флишеидной толщи (K_1) Таухинского террейна, характеризующейся ритмичным строением с преобладанием алевролитов в нижней части разреза, и песчаников с прослоями гравелитов в верхней. Юго-западная часть горста перекрыта маломощным (0,3-0,5 км) чехлом вулканитов среднего и кислого состава, покровами андезитов. В юго-восточном направлении предполагается ступенчатое погружение осадочного фундамента (до 1,5 км) под плохо стратифицированные покровы спекшихся туфов и игнимбриков риолитов, образующих Шептунский вулканический массив. Изменённые породы представлены: контактными роговиками, биотититами в пределах интрузивно-купольных структур и локальными наложенными на них метасоматитами (пропилитами, аргиллизитами, грейзенами), приуроченными к разломам и их пересечениям, генетически связанными с оруденением.

В пределах горста широко развиты разломы северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений. Первые являются сдвигами с крутыми поверхностями сместителя [11], разломы субмеридионального и СЗ простираний часто выполнены дайками базитов, кроме того, к СЗ нарушениям, как правило, приурочены рудные тела месторождений и рудопроявлений. В юго-восточной части Смысловской зоны расположено Красногорское Pb-Zn, а на северо-западе – Sn-Pb-Zn Черемшанское (Б. Синансинское) отработанные месторождения. Между ними в центральной части Смысловской структуры залегает эксплуатируемое Ag-Pb-Zn Майминовское со слабопроявленной золотой минерализацией.

Арцевская рудоносная площадь находится к ЮВ от Майминовского Ag-Pb-Zn месторождения, она включает 11 рудопроявлений, одним из перспективных является Трёхреченское. Площадь рудопроявления сложена слабо стратифицированными покровами спекшихся туфов, игнимбриков, риолитов Приморской серии и андезитов Синанчинской серии. В пределах Трёхреченского рудопроявления выявлено 13 рудных зон. Наиболее изучены поверхностными горными выработками и скважинами на глубину 170 м три зоны: Деревянка, Широкая, Заманчивая, которые и явились объектом наших исследований. Преобладают СЗ эшелонированные жильные рудные тела и зоны дробления, сцементированные прожилково-вкрапленным оруденением. В цементирующем материале зон дробления по трещинам и в форме гнездообразных скоплений отмечается чёрное углеродистое вещество не выясненной минеральной формы, к которому, как правило, приурочена вкрапленная сульфидная минерализация. По минеральному составу руды Трёхреченского рудопроявления относятся к галенит-сфалерит-пиритовому типу. Рудные минералы в среднем составляют около 25%, на долю промышленно ценных галенита и сфалерита приходится 5-6%; пирита – 14%; редкие оптически различимые минералы представлены (по степени распространения) халькопиритом, акантитом, арсенопиритом, блёклой рудой, пираргиритом, пруститом, самородным серебром, самородным золотом. Среди нерудных минералов преобладает кварц. Карбонаты играют резко подчинённую роль и представлены в основном кальцитом, иногда сидеритом. Кроме того, отмечается эпидот, хлорит, родонит, серицит. В зоне окисления широко развиты гнездообразные скопления и тонкие прожилки церуссит-англезит-гётитового состава, количество которых на некоторых участках достигает 10%. Реже в ней встречается ковеллин и микровключения сервантита (Sb_2O_4). Рудные минералы образуют рассеянную и гнездовую вкрапленность, тонкие прожилки в кварце, родоните, а также в метасоматите, развитом по вулканитам. Прожилково-вкрапленная минерализация наблюдается на участках интенсивного дробления пород в брекчированных карбонатно-кварцевых и эпидот-хлорит-кварцевых метасоматитах часто с сетью параллельно ориентированных прожилков углеродистого (?) и глинистого вещества. Она отмечается как вокруг обломков вмещающих пород, так и внутри их по микротрещинам. Макроскопическое и оптическое изучение текстурно-структурных особенностей руд, возрастных взаимоотношений минералов дают основание выделить на рудопроявлении следующие минеральные ассоциации от ранних к поздним: 1) пирит-кварцевую, 2) галенит-сфалерит-пиритовую-II с арсенопиритом и 3) благороднометалльную ассоциацию – прустит-пираргирит-акантит-фрайбергитовую. Выделенные минеральные ассоциации пространственно совмещены в рудных телах.

Минералы Ag и Au в основном образуют микроскопические включения в руде, поэтому их диагностика проводилась на сканирующем электронном микроскопе ZEISS EVO-50XVP, оснащённом ЭДПС INKA Energy-350 в режимах вторичных и отражённых электронов.

Блёклая руда отмечается чаще других – это ксеноморфные вкрапленники и микропрожилки в сфалерите, пирите, на

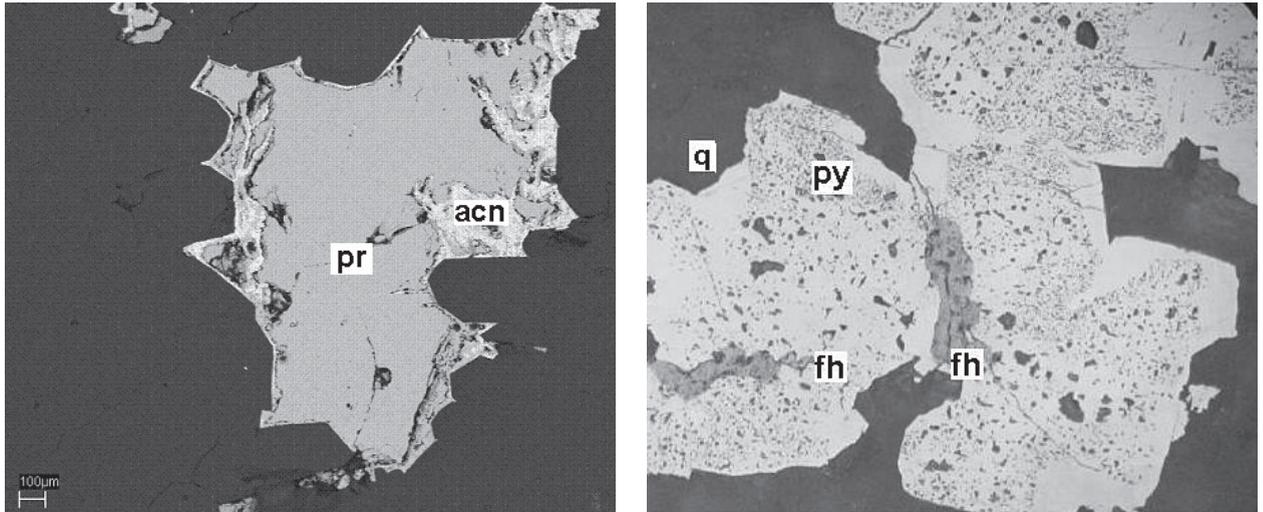


Рис. 1а, б. Морфология выделений серебряных минералов: а) блёклой руды (fl) в пирите (py); б) пираргирит (pr) с каёмкой акантита (acn)

контакте зёрен сфалерита, халькопирита и сфалерита, галенита. Практически во всех вышеперечисленных минералах микровключения блёклой руды отмечаются по микротрещинам и в узлах их пересечений (рис. 1а), кроме того, она развивается в форме коррозионных каёмок по сфалериту. Подобные взаимоотношения указывают на её более позднее выделение относительно основных сульфидов. По результатам электронной микроскопии, исследуемые блёклые руды относятся к фрайбергитам и аргентотетраэдритам и являются своеобразным геотермометром начала образования поздней ассоциации (250-200°C). Блёклые руды с аналогичным высоким содержанием серебра отмечены на месторождениях: Эге-Хайском в Якутии, Маунт-Айза в Австралии, Карпенберг Норра в Швеции [4]. **Акантит** – второй по распространённости серебряный минерал, наиболее широко проявлен в зоне гипергенеза. Часто образует кубические кристаллы, вероятно, параморфозы по аргентиту, кроме того развивается в форме микропрожилков в кварце и коррозионных каёмок по галениту, пираргириту, пруститу. **Пираргирит и прустит** представлены редкими включениями в кварце без видимого срастания с другими рудными минералами. Морфологически пираргирит характеризуется выделениями с кристаллографическими гранями, а прустит образует единичные зёрна с интенсивно извилистыми бухтообразными границами. Состав пираргирита по результатам локального рентгеноспектрального микроанализа в пересчёте на формулу соответствует теоретическому (рис. 1б). **Самородное серебро** в рудах отмечено только электронно-микроскопическими исследованиями в кайме замещения вокруг пираргирита и галенита. **Золото самородное** обнаружено впервые нами в руде при шлиховом анализе дробленого штуфа. Редкие знаки золота в дробленой руде достигают 0.25×0.35мм, форма комковатая, округло-комковатая. В аншлифах единичные выделения золота отмечены в кварце при увеличении ×1000 (≤0.001 мм). **Углеродистое вещество**, сопровождающее рудную минерализацию (рис. 2), детально не исследовалось под электронным микроскопом, однако при локальном рентгеноспектральном анализе напылённого образца содержание его достигало 57.80 мас. % и 80.58 атом. % в тесной ассоциации с галенитом, акантитом, пираргиритом, кварцем. В Дальнегорском рудном районе детально изучены дорудные углеродистые метасоматиты, они обычно локализируются вдоль зон смятия, будинажа, в цементе взрывных брекчий. Зоны метасоматической углеродизации характеризуются типичными глубинными элементами: Fe, Cr, Co, Bi, а также элементами рудных месторождений Приморья - Sn, Pb, Zn, W, Ag, Au. Здесь же достоверно установлены металлоорганические соединения Au, Fe, As [9, 10]. В районе исследования известны и более поздние проявления углеродистой минерализации в боросиликатном месторождении среди кварц-даволитового и гранат-графитового парагенезиса, сцементированного чёрной землистой массой, представленной смесью графита и слабо раскристаллизованного углеродистого вещества, определённого, как антраксолит [2].

Минеральный состав рудных тел рудопроявления Трёхреченского сходен с составом руд Майминовского месторождения [8]. Как и на Майминовском, смена минеральных ассоциаций, вероятно, происходила постепенно в течение одной стадии в процессе эволюции гидротермального раствора. В рудах Трёхреченского рудный процесс также завершается отложением сульфоантимонитов серебра (пираргирит, прустит), развивающихся непосредственно за фрайбергитом, затем выделяются акантит и самородные Au-Ag сплавы. Смена минеральных ассоциаций, подобная этим двум объектам, не характерна для жильных полиметаллических месторождений Дальнегорского района, и сопоставима с золото-серебряными месторождениями вулканогенной формации.

В Смысловской рудовмещающей структуре с СЗ на ЮВ (на протяжении 30 км) прослеживается отчётливая зональность рудоотложения. Эволюция растворов проявилась в образовании ранних Sn-Pb-Zn парагенезисов, сменой их Ag-Pb-Zn и завершающей Ag-сульфосольной с золотом, что подтверждает длительность эндогенного процесса. Руды Черемшанского Sn-Pb-Zn месторождения [6] сменяются рудами Красногорского [1] с чертами, типичными для Sn-Pb-Zn и Ag-Pb-Zn жильных месторождений Дальнегорского и соседнего с ним Краснореченского рудных районов. Майминовское месторождение и рудопроявление Трёхреченского Арцевского поля характеризуются Ag-Pb-Zn и Ag-сульфосольной с золотом

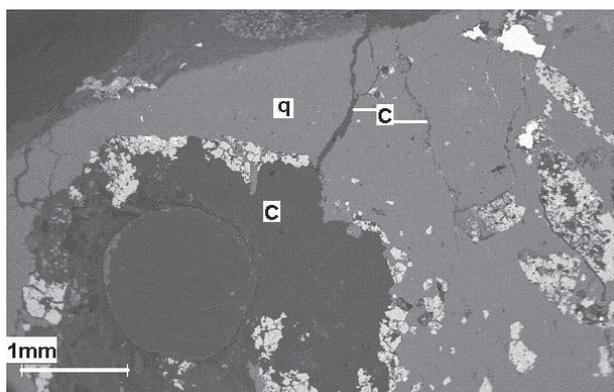


Рис. 2. Углеродистое вещество (С) в кварце (q) с рудной минерализацией (светлое)

минерализацией, присущей Au-Ag Майскому месторождению [7], в котором Au-Ag-сульфосольная минеральная ассоциация является продуктивной. Последнее залегает на границе рудоносной структуры и приурочено к контакту покрова вулканитов с вулканогенно-осадочными образованиями. Минеральный состав руд Майского месторождения представлен полисульфидами и минералами Au и Ag, большинство из которых отмечено в рудах Майминовского и Трёхреченского.

Смена минеральных ассоциаций в месторождениях одной рудоносной структуры от ранних к поздним и преобладание в конкретных какой-либо из них указывает на существование единой долгоживущей рудно-магматической системы. Таким образом, в уникальном Дальнегорском рудном районе, сформированном в постаккреционном вулканогенном поясе, минеральные парагенезисы каждого исследуемого рудного месторождения в той или иной форме

отражают вещественный состав всего рудноформационного ряда от Sn-Pb-Zn через Ag-Pb-Zn к эпitherмальным Au-Ag, что является отражением модели ярусного строения рудно-магматической колонны. Изложенный выше материал по нашим представлениям даёт основание предполагать позитивные перспективы поисков крупных рудных объектов на данной территории.

1. Добровольская М.Г., Балашова С.П., Заозёрная О.Н., Голованова Т.И. Минеральные парагенезисы и стадии рудообразования в Pb-Zn месторождениях Дальнегорского рудного района (Южное Приморье) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 493-519.

2. Малинко С.В., Носенко Н.А. Генетические связи датолита Дальнегорского месторождения и проблема формирования боросиликатных руд // Проблемы генетической и прикладной минералогии. М.: Наука, 1990. С. 54-72.

3. Михайлов В.А. Магматизм вулканогенно-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.

4. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блэкые руды. М.: Наука, 1983. 279 с.

5. Пискунов Ю.Г., Роголина Л.И., Юшманов Ю.П., Катрук А.А. Минералогия руд Майского золото-серебряного месторождения (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, №1. С. 74-80.

6. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: Изд-во Академии наук. 1962. 128 с.

7. Роголина Л.И., Макеева Т.Б., Пискунов Ю.Г., Свешникова О.Л. Первая находка платиноидов в рудах Майского золото-серебряного месторождения // Вестник ДВО РАН. 2004. № 5. С. 94-99.

8. Роголина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометаллическая минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Зап. РМО. 2010. Ч. СXXXIX, № 5. С. 29-40.

9. Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Митюшкин И.Т. Металлогенетическое значение углеродистого метасомата // Известия Академии наук СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 78-88.

10. Томсон И.Н., Полякова О.П., Баскина В.А., Полохов В.П. Формации предорогенного тектонического режима в Дальнегорском районе Приморья // ДАН РАН. 1995. Т. 341, № 5. С. 669-671.

11. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканогенно-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35-58.

ПЛАТИНОВАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ)

Л.И. Рогулина, Е.Н. Воропаева, Н.А. Бородина, Е.Е. Зайцева
Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, rogulina@mail.ru

Традиционное платинометалльное оруденение связано с ультраосновными и основными породами в ассоциации с хромитами или сульфидами расслоённых интрузий. Последнее время появилось много публикаций по обнаружению значительных концентраций элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудных объектах, которые не рассматривались как источники ЭПГ [2-7, 11 и др.]. К нетрадиционным типам месторождений ЭПГ относится оруденение в золоторудных углеродистых толщах, золото-сульфидных и серебрянорудных месторождениях. Чаще это Pt-Pd или Pd-Pt минерализация с незначительным количеством других элементов ЭПГ [5]. Слабая платиноносность Pd-Rh выявлена в полиметаллических месторождениях Алтая и Тянь-Шаня [12]. Поэтому выявление новых и нетрадиционных типов платиноидного оруденения является актуальной проблемой научной основы формирования минерально-сырьевой базы.

При изучении месторождений Дальнегорского и Тернейского рудных районов: полиметаллических – скарнового Николаевского и жильного Майминового; эпitherмальных золото-серебряных Майского и Таёжного (краткая характеристика в табл. 1), нами было установлено повышенное содержание Pt и Pd, редко Rh, Ru. Исследуемые месторождения залегают в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканно-плутоническом поясе (ВСАВП) Приморья. С современных геодинамических позиций они локализуются в Таухинском (фрагмент неокомской аккреционной призмы) и Кемском (раннемеловой задуговый бассейн) террейнах; приурочены к выступам складчатого образования терригенно-карбонатной толщи среди наложенных вулканитов. Дальнегорский рудный район в структурно-морфологическом плане выступает как орогенное поднятие блоковой формы с внутренними кальдерами, обрамлёнными широкими поясами даек и экструзий. По периферии кальдер вскрываются осадочные породы, перекрытые эффузивами, здесь же расположено практически всё оруденение [10]. Скарново-полиметаллическое оруденение, определяющее экономическую значимость района с 1890 г., приурочено к рифовым известнякам, залегающим на двух уровнях - верхнем и нижнем. В терригенных толщах встречается оруденение Ag-Pb-Zn и Sn-Pb-Zn состава, оловянная минерализация отмечена также в нижнем ярусе скарновых залежей. На контакте вулканитов с осадочными породами залегают верхний ярус оруденения, представленный Ag-Pb-Zn и Au-Ag жильными месторождениями и рудопроявлениями. Уникальная скарново-боросиликатная минерализация Дальнегорского рудного района примыкает к выступу гранитного массива. Отложения борных, оловянных и полиметаллических руд района тесно увязываются по времени с этапами эндогенной активности мезозойских щёлочно-базитовых магм ($K_1-\square_3$), ареал распространения которых (дайковый пояс) определяет центр Дальнегорского рудного узла [1]. Золотосеребряные месторождения ВСАВП связываются с многоэтапным вулканизмом ($K_2-\square_1$) [10].

Концентрация ЭПГ четырёх месторождений изучалась в исходной руде рудных столбов, концентратах, сплавах и основных минералах (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит). Минералы серебра на ЭПГ не исследовались из-за малых размеров, не позволяющих корректно отобрать мономинеральную фракцию (табл. 2). Определение платиноидов в руде проводилось методом рядовой химической подготовкой проб, концентрированием на Ni штейн с последующим отделением массы коллектора в HCl и замерах на атомно-абсорбционном спектрофотометре Hitachi 180-50 с Leki SS107. При анализе концентратов, сплавов и мономинеральных фракций минералов применялось длительное разложение в царской водке (10 дней) и последующими замерах на Solaar M-6 с электротермической атомизацией. Три анализа руды Майского Au-Ag месторождения на Pt и Pd выполнены пробирно-атомно-эмиссионным методом (Австралия).

Табл. 1.
Краткая характеристика исследуемых месторождений

Месторождения	Особенности геологического строения	Рудные минералы	Рудно-геохимический тип
Николаевское	Скарновые плащеобразные залежи двух уровней в известняках (Т1-2), соединённые крутопадающими телами трубообразных скарнов; перекрыты вулканитами (K2-□1), подстилаются осадочными (K1). Экструзия сложного состава: габбродиориты, гранит-порфиры, монзониты (K2-□1). Дайки диабазовых, диоритовых порфиритов (□3).	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, марказит, арсенопирит, станнин, джемсонит, буланжерит, матильдит, фрейбергит, пираргирит, висмутин, теллуриды Bi, гессит, аргентит, акантит, Bi, Ag, Au.	Серебро-свинцово-цинковый с золотом

Майминовское	Сочетание кварц-сульфидных жил с прожилковыми зонами и оруденелыми зонами дробления; участки метасоматически измененных пород в виде самостоятельных рудных тел по зальбандам жил. Рудные тела (30), эшелонированные в СЗ направления в терригенной толще (К1). Экструзия риолитов (К2) среди вулканитов (К2-□1).	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, марказит, арсенопирит, аргентотетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, полибазит, стефанит, акантит, Ag, Au.	Серебро-свинцово-цинковый с золотом
Таёжное	Около 10 прожилково-брекчиевых, прожилково-вкрапленных зон дробления и жил адуляр-карбонат-кварцевого состава, субмеридианальные, залегают в терригенных породах (К1), затухают в эффузивах (К2-□1). Интрузия гранодиоритов на севере площади субщелочной калиево-натриевой серии. Дайки (К2): риолитов, риодацитов, андезитов.	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пираргирит, пирротин, полибазит, аргентит, акантит, стефанит, джемсонит, буланжерит, фрейбергит, штернбергит, арсенопирит, фрейеслебенит, диафорит, тиллит, аргентопирит, агвиларит, штрмейерит, алларгентум, науманит, касситерит, борнит, марказит, вольфрамит, Ag, брегит, сперрилит, осмистый иридий, Au.	Цинк-свинец-золото-серебряный
Майское	Зоны дробления, кварцевые жилы, метасоматиты адуляр-кварцевые и адуляр-хлорит-серицит-кварцевые на контакте покрова вулканитов (К2-□1) с вулканогенно-осадочными породами (К1), СЗ и субмеридианального простираения. Дайки базитов (К1-□3) и гранодиорит-порфиоров (К2- □1)	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, кюстелит, электрум, пираргирит, фрейбергит, стефанит, андорит, диафорит, штернбергит, кераргирит, халькозин, кубанит, пиролюзит, магнетит, касситерит, науманит, дискразит, акантит, осмирид, сперрилит, Pt, Ag, Au.	Цинк-свинец-серебро-золотой

Табл. 2.

Содержание платиноидов в рудах, концентратах и минералах (г/т)

№ п/п	Месторождения	№ пробы	Вещество и место отбора	Pt	Pd	Rh
1*	Николаевское скарновое Ag-Pb-Zn	Н-СЗ	зона Северо-Западная, руда	<0.05	0.34	-
2**		Н-129	залежь Восток, галенит	0.153	0.015	<0.1
3**		Н-130	-«-, галенит	0.153	0.015	<0.1
4**		Н-130	-«- , сфалерит	0.322	0.013	<0.1
5**		Н-131	-«- Харьковская, сфалерит	0.103	0.023	<0.1
6**		Н-132	-«- Жерловая, галенит	0.322	0.236	<0.1
7**		Н-132	-«-, сфалерит	0.463	0.022	<0.1
8**		Н-132	-«-, пирротин с арсенопиритом	0.245	0.88	<0.1
9*	Майминовское жильное Ag-Pb-Zn	ММ-11	зона №1, руда	0.25	<0.02	-
10*		ММ-20	зона № 11А, метасоматит	0.16	<0.01	-
11**		ММ-20	-«-, галенит	1.364	0.030	<0.1
12**		ММ-20	-«-, халькопирит	0.787	0.033	<0.1
13**		ММ-21	зона № 10, галенит	0.345	0.074	<0.1
14**		ММ-21	-«-, сфалерит	0.552	0.133	<0.1
15**		ММ-21	-«-, халькопирит	0.552	0.028	<0.1

16**	Майское жильное Ag-Au	M-62	зона Майская, руда	0.19	0.01	0.2
17*		M-82	-«-, руда	0.11	<0.01	-
18**		M-80	концентрат флотационный	0.19	0.01	0.3
19*		M-81	хвосты флотационные	0.2	<0.01	-
20**		M-83	сплав пирогидрометаллургический	2.2	0.1	5.0
21**		M-84	сплав пирогидрометаллургический	2.5	0.05	5.0
22***		M-1	зона Майская, руда	4.2	4.5	-
23***		M-2	-«-, руда	1.3	2.7	-
24***		M-3	-«-, руда	2.9	4.5	-
25**		Таёжное жильное Au-Ag	Тк-1	концентрат флотационный	1.450	1.12
26**	Тк-2		-«-	0.374	2.00	<0.1
27**	T-2		концентрат гравитационный	0.637	0.063	<0.1
28**	T-84		концентрат гравитационный	<0.05	<0.01	-
29*	T-72		зона Июльская, пирит	1.194	0.232	<0.1
30*	Смирновское жильное Sn-Pb-Zn	C-34	зона Экскаваторная, руда	0.093	<0.01	-
31**		C-71	зона Медвежья, арсенопирит	0.949	0.100	<0.1

Примечание: анализы выполнены методами: * - концентрирование на Ni штейн, растворение концентрата в HCl, замеры на Hitachi 180-50 с Leki SS107; ** - длительное разложение (10 дней) в царской водке, замеры на Solaar M-6 и Hitachi 180-50 с Leki SS107; *** - пробирно-атомно-эмиссионным (Австралия). Прочерк - элемент не определялся

Выявлено, что наибольший интерес при данных аналитических исследованиях представляют Pt, Pd, Rh, а для Ru, Os, Ir из-за их неполного растворения в царской водке не установлен корректор фона, поэтому результаты их анализа не рассматривались.

Максимальные содержания Pt, исключая анализы в Австралии, зафиксированы в пирогидрометаллургическом сплаве, полученном из концентрата Майского (2,5 г/т); в концентратах (1,45; 0,637 г/т) и пирите (1,194 г/т) Таёжного; в галените (1,364 г/т) и халькопирите (0,787 г/т) Майминовского. Учитывая, что флотационные концентраты Таёжного состоят в основном из пираргирита, и, в меньшей степени, других сульфидов, можно говорить о корреляции ЭПГ с серебром. Несколько ниже, от первых десятых до 0,552 г/т, содержится Pt в галенитах и сфалеритах Николаевского и Майминовского месторождений. Анализ арсенопирита Sn-Pb-Zn Смирновского месторождения показал содержания Pt 0,949 г/т. Кроме Pt, выявлены значимые содержания Pd во флотационных концентратах Таёжного (2,00 и 1,12 г/т), в сростках пирротина с арсенопиритом (0,88 г/т) и галените (0,236 г/т) Николаевского, сфалерите Майминовского (0,133 г/т), а также арсенопирите Смирновского (0,1 г/т). Повышенные содержания Rh отмечены в концентратах и сплавах Au-Ag Майского месторождения (0,2-5,0 г/т). В руде рудных столбов жильных: Ag-Pb-Zn Майминовского, Au-Ag Майского и Sn-Pb-Zn Смирновского месторождений, содержание Pt сопоставимо и находится в интервале 0,1-0,25 г/т. Анализ руды Майского месторождения, выполненный ЗАО «Юникон» в Австралии на деструктивной основе, показал содержание Pt и Pd на порядок выше полученных нами обычными методами пробоподготовки для химического анализа. Это подтверждает мнение о существовании трудно анализируемых соединений Pt и Pd в сульфидных рудах [7].

Ранее при изучении Au-Ag руд Майского и Таёжного месторождений первым автором впервые были обнаружены минеральные формы ЭПГ: брегит, сперрилит, осмистый иридий, самородная Pt [8, 9]. В полиметаллических рудах минералы платиноидов не обнаружены, возможно, из-за тонкодисперсного и крайне неравномерного их вхождения в сульфиды Pb, Zn, Fe и минералы Ag.

Таким образом, установлена преимущественно Pt-Pd минерализация в Ag-Pb-Zn и Rh-Pt-Pd в Au-Ag рудах, слагающих месторождения Дальнегорского рудного поля. Ответ на характер подобной ассоциации в исследованных типах руд, вероятно, заложен в рудообразовании района. Отложение промышленных руд Дальнегорского рудного узла увязывается с унаследованной флюидной активностью щелочнобазальтовых очагов, образующих калиевые метамагматиты и углеродистые метасоматиты в палеоцене непосредственно перед оруденением [1]. Поэтому, возможно, что платиноидная специализация Sn-Pb-Zn, Ag-Pb-Zn и Au-Ag оруденения связана с флюидной активностью, сопровождающейся появлением метамагматических латитов, происхождение, которых многие исследователи связывают с мантийными процессами [6, 11].

1. Баскина В.А., Томсон И.Н., Аракелянц М.М., Полякова О.П. Раннемеловые щелочные базиты и углеродистые метасоматиты Приморья // ДАН РАН. 2004. Т. 398, № 5. С. 652-655.
2. Додин А.Д., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 754 с.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Распределение, формы и условия концентрирования платиновых металлов в месторождениях, ассоциированных с чёрными сланцами. Платиновая минерализация в золотых рудах месторождения Сухой Лог // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467-484.
4. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
5. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиновые месторождения складчатых поясов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 233 с.
6. Миронов А.Г., Татаринов А.В., Дамдинов Б.Б. и др. Новый тип платино-рутениевой минерализации в серебро-полиметаллических рудах // ДАН РАН. 2004. Т. 395, № 2. С. 231-235.
7. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М. и др. Элементы платиновой группы в золото-сульфидных и полиметаллических рудах Саяно-Байкальской складчатой области и возможные формы нахождения платины и палладия в сульфидах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 1. С. 47-66.
8. Рогулина Л.И., Макеева Т.Б., Пискунов Ю.Г., Свешникова О.Л. Первая находка платиноидов в рудах Майского золото-серебряного месторождения // Вестник ДВО РАН. 2004. №5. С. 94-99.
9. Рогулина Л.И., Катрук А.А., Тербило В.И. Платиноносность золото-серебряных месторождений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Материалы конференции к 100-летию д.г.-м.н. Флерова Б.А. Якутск, 2006. С. 198-151.
10. Томсон И.И. Рудные районы рифтогенных металлогенических зон фанерозоя // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 214-229.
11. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
12. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 245 с.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕКВЕНТНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Д.А. Рубан¹, С.О. Зорина²

¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, ruban-d@mail.ru

²ФГУП "ЦНИИгеолнеруд", Казань, office@geolnerud.net

Метод секвентной стратиграфии является основным инструментом изучения закономерностей строения и происхождения осадочных комплексов. В самом общем виде он представляет собой выявление такого сочетания фаций, которое согласуется с существующими моделями эволюции осадочных бассейнов. Иными словами, данный метод определяется некоторыми концептуальными предустановками из области седиментологии и исторической геологии [14]. Основными понятиями являются "секвенция", "системный тракт", "поверхность максимального затопления", "аккомодационное пространство", тогда как в качестве основных факторов осадочной эволюции рассматриваются колебания уровня моря, поступление осадочного материала и, в несколько меньшей степени, тектоника [9]. Помимо решения седиментологических и историко-геологических задач метод секвентной стратиграфии открывает новые перспективы для изучения минеральных ресурсов. Настоящая работа посвящена их краткому обзору.

Изначально рассматриваемый метод развивался в целях повышения эффективности прогнозирования новых месторождений углеводородов. Его основные принципы были сформулированы специалистами в области нефтяной геологии [13, 17, 18]. Эффективность использования данного метода при изучении строения нефтегазоносных комплексов и установления природы нефтематеринских пород не подлежит сомнению. Наглядной иллюстрацией является создание комплексной модели осадочной эволюции Аравийской плиты и сопредельных территорий, которая устанавливает четкое соответствие между секвенс-стратиграфической архитектурой осадочных комплексов и их нефтегазоносностью [16]. Позднее обозначилась исключительная важность рассматриваемого метода при изучении угленосных осадочных толщ [9, 11]. Однако в последние годы было обращено внимание на тот факт, что секвентная стратиграфия может быть с не меньшим успехом использована при изучении других видов минеральных ресурсов. К середине 2000-х гг. были сформулированы представления о связи определенных полезных ископаемых с выделяемыми в секвенциях системными трактами и отдельными поверхностями [9]. Помимо углеводородов и угля, внимание обращалось на россыпные месторождения. Была установлена их приуроченность к субаэральному несогласию, регрессивной поверхности морской эрозии (и, следовательно, системному тракту падения уровня моря), трансгрессивной поверхности (и, следовательно, системному тракту трансгрессии) и, отчасти, системному тракту регрессии. Системные тракты высокого и низкого стояния уровня моря непосредственно не могут считаться потенциально продуктивными в отношении формирования россыпей. В секвенс-стратиграфическом строении континентальных осадочных толщ отмечена связь россыпных месторождений с поверхностью несогласия. Однако лишь детальное изучение механизма последней позволяет судить о перспективности каждого конкретного комплекса такого рода.

Более комплексная связь между размещением минеральных ресурсов в осадочных толщах и закономерностями секвенс-стратиграфической архитектуры последних была выявлена в самом конце 2000-х гг. Принципиально новая классификация месторождений полезных ископаемых [10] устанавливает соотношение между экономическим типом полезного ископаемого, типом месторождения, вмещающими породами и структурами, условиями (в том числе геотектоническими) формирования месторождения и факторами минерализации. Среди последних различаются, в частности, факторы, связанные с определенными системными трактами и поверхностями (согласными и несогласными, субаэрального и субаквального происхождения). Данная классификация сама по себе становится в достаточной степени универсальным инструментом минерагенического прогноза. Согласно ей, например, эпигенетические месторождения типа долины Миссисипи (MVT) связаны с системным трактом высокого стояния уровня моря. Жильные месторождения свинца-цинка-бария-фтора контролируются поверхностями несогласий. Двумя другими положительными сторонами данной классификации являются, во-первых, самый широкий учет тектонического влияния на минерагению и связи между секвенс-стратиграфической архитектурой с геотектоническим режимом, а, во-вторых, интерактивность с возможностью корректировки по мере получения новой информации. При разработке классификации также было выявлено, что секвенс-стратиграфический контроль размещения минеральных ресурсов в земной коре не ограничивается собственно осадочным процессом.

В рамках развития метода секвентной стратиграфии выделилось самостоятельное направление, которое уделяет особое внимание глобальным (эвстатическим) колебаниям уровня моря и их проявлению в виде региональных (относительных) колебаний [9]. Эти представления, безусловно, также имеют большое значение при изучении минеральных ресурсов. Например, значительный подъем уровня Мирового океана должен привести к одновременной трансгрессии во многих регионах. Учитывая вышесказанное о приуроченности прибрежно-морских россыпей к системному тракту трансгрессии, можно заключить, что такой подъем выразится в глобальном эпизоде россыпеобразования. С другой стороны, результаты современных исследований свидетельствуют, что на отдельных интервалах геологической истории (например, в палеоцене) эвстатические колебания не имели выраженного глобального механизма [12, 15]. В это время осадконакопление в каждом отдельном регионе контролировалось региональной тектонической активностью с ее особенностями. С одной стороны, это позволяет ожидать отсутствия глобальных минерагенических эпизодов и фаз, связанных с общими чертами контроля размещения месторождений секвенс-стратиграфической архитектурой. С другой стороны, такие интервалы предопределяют разнообразие месторождений, что может рассматриваться в качестве глобального феномена.

Примером практического применения секвенс-стратиграфического подхода для определения минерагенической спе-

циализации морских платформенных толщ может служить недавно проведенное моделирование размещения твердых полезных ископаемых (ТПИ) в среднеюрских-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты (ВРП) [1]. Выдержанность вещественного состава среднеюрских-нижнемеловых секвенций на обширных территориях ВРП обусловлена существованием в тектоно-эвстатической истории платформы интервалов длительного стабильного стояния уровня моря (как низкого, так и высокого). Этим определено формирование специфического комплекса ТПИ, приуроченных к выделенным секвенционным комплексам, на всей площади их распространения. Перспективы выявления новых месторождений и проявлений ТПИ в среднеюрских-нижнемеловых секвенциях возрастают в связи с наличием промышленных залежей этих видов полезных ископаемых [3-8].

На юго-западе Республики Татарстан (РТ) базальные песчаные слои батской-нижнеоксфордской секвенции вмещают шлиховые ореолы титан-циркониевых минералов [1]. Высокая перспективность выявления титан-циркониевых россыпей подтверждена разведанным в Нижегородской области Лукояновским титан-хром-циркониевым месторождением, приуроченным к базальным слоям лукаюновской свиты среднего-верхнего бата. Батские и келловейские каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые бескарбонатные глины могут быть использованы в качестве сырья для производства керамзита [2]. Перспективность данного источника керамзитового сырья подтверждается выявленными в Нижегородской области Желтовским, Просекским, Ужовским, Коровинским месторождениями керамзитовых глин [3], в Чувашии - Заовражным, Мало-Катрасинским, Хыркасинским, Ильбешевским месторождениями [4]. Верхнекимериджские-нижневолжские мергелеподобные глины, слагающие основную часть верхнекимериджской-верхневолжской секвенции, пригодны для производства светлоокрашенной керамики. На западе РТ светложгущиеся глины выявлены лабораторными и технологическими испытаниями в непрерывном верхнекимериджском-волжском разрезе и приурочены к новиковской и тразовской толщам (Максимковское, Жуковское месторождения). Перспективы выявления месторождений и проявлений кимеридж-волжских светложгущихся глин имеются в Чувашии (Мало-Бикшихинский участок), Мордовии, Нижегородской области (Лобачевское, Осиновское) [3, 4] и других регионах, где глины этой секвенции имеют широкие площади приповерхностного залегания. Со средневерхневолжскими песчано-конгломератовыми отложениями верхнекимериджской-верхневолжской и валанжинской секвенций связаны месторождения и проявления желваковых фосфоритов [2]. К этим горизонтам приурочены: в РТ - Бессоновское, Сюндюковское, Вожжинское; в Кировской области - Верхнекамское [8]; в Ульяновской - Марьевское, Васильевское, Городищенское, Ундоровское, Средне-Алгашское [7]; в Самарской - Кашпирское, Батракское и Обще-Сыртовское [5] месторождения; в Нижегородской - Рыбкинско-Абрамовская перспективная площадь [1].

Прямыми лабораторными технологическими испытаниями нижнемеловых глин установлено, что глины практически всех литостратонов, составляющих нижнемеловые секвенции (верхнеготеривскую-среднеаптскую и среднеальбскую), пригодны для производства керамзитового гравия [1]. Высокую перспективность глин нижнемеловых секвенций на ВРП как источника керамзитового сырья подтверждается большим количеством месторождений и проявлений керамзитовых глин: Песочинское, Надеждинское, Кержемок - в Нижегородской области [3], Сельдинское, Новоульяновское - в Ульяновской области [7], Верхнекамское - в Кировской области [8], Стемасское - в Республике Чувашия [4]. Многочисленные месторождения и проявления керамзитовых глин установлены в Пензенской области [6]. На отдельных участках рассматриваемой территории альбские глины перспективны в качестве тугоплавкого и огнеупорного сырья. В Пензенской области разведаны Старо-Дертевское, Абашевское месторождения тугоплавких и огнеупорных глин, приуроченные к альбской секвенции [6]. Среднеальбские глины являются весьма перспективными цеолитсодержащими породами. Исходя из преимущественно цеолит-монтмориллонитового состава глин, предполагается возможность их использования в качестве сорбентов для очистки различных видов продуктов от вредных примесей [2]. Альбские отложения могут быть перспективными цеолитсодержащими породами на территории Мордовии, Чувашии, Пензенской и Ульяновской областей [4, 6, 7]. Со среднеальбской секвенцией связана фосфорит-глауконитовая минерализация, представляющая промышленный интерес. В Ульяновской области выявлены Криушинско-Шиловское и Мордовинское месторождения альбских фосфоритов [7].

На основании всего вышесказанного может быть сделан общий вывод о том, что метод секвентной стратиграфии позволяет проводить изучение минеральных ресурсов на принципиально новой основе. Он представляется исключительно перспективным для развития минерально-сырьевой базы России. Обширная информация о минерагении Северо-Восточной Азии позволяет не только активно использовать рассматриваемый метод, но и существенно доработать его, выявляя новые закономерности секвент-стратиграфического положения месторождений полезных ископаемых. Однако использование секвентной стратиграфии требует, с одной стороны, должного признания со стороны отечественных геологов, а, с другой, - обучения данному методу будущих специалистов в российских ВУЗах.

Авторы выражают благодарность Т. ван Лоону (Нидерланды), Г. Диллю (Германия) и В. Риграфу (Германия) за помощь с литературой.

1. Зорина С.О. Секвент-стратиграфическая модель размещения твердых полезных ископаемых мезозоя на востоке Русской плиты // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 71-77.
2. Зорина С.О., Валитов Н.Б. Полезные ископаемые // Минерагения верхнепермского и мезокайнозойского комплексов Республики Татарстан. Казань: КГУ, 2007. С. 128-156.
3. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Нижегородской области. Казань: КГУ, 2003. 160 с.
4. Минерально-производственный комплекс строительных материалов Чувашской Республики. Казань: КГУ, 1995. 160 с.
5. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Самарской области. Казань: Ка-

занский госуниверситет, 1996. 188 с.

6. Минерально-производственный комплекс Пензенской области. Казань: КГУ, 2002. 128 с.
7. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Ульяновской области. Казань: КГУ, 2002. 156 с.
8. Минерально-производственный комплекс строительных материалов Кировской области. Казань: КГУ, 1997. 176 с.
9. Catuneanu O. Principles of Sequence Stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.
10. Dill H.G. The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 100. P. 1-420.
11. Holz M., Kalkreuth W., Baerjee I. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview // *International Journal of Coal Geology*. 2002. V. 48. P. 147-179.
12. Lovell B. A pulse in the planet: regional control of high-frequency changes in relative sea level by mantle convection // *Journal of the Geological Society*. 2010. V. 167. P. 637-648.
13. Mitchum R.M. Jr., Vail P.R., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basin unit for stratigraphic analysis // *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. № 26. P. 53-62.
14. Ruban D.A. Principal elements of the complex stratigraphical analysis of oil-gas-bearing basins // *Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins*. 2007. № 1. P. 20-27.
15. Ruban D.A., Zorina S.O., Conrad C.P. No global-scale transgressive-regressive cycles in the Thanetian (Paleocene): Evidence from interregional correlation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 295. P. 226-235.
16. Sharland P.R., Archer R., Casey D.M., Davies R.B., Hall S.H., Heward A.P., Horbury A.D., Simmons M.D. Arabian Plate Sequence Stratigraphy // *GeoArabia Spec. Publ.* 2001. № 2. P. 1-371.
17. Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits. Van Wagoner J.C., Bertram G.T. (Editors) // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1995. № 64. P. 1-487.
18. Sea Level Changes - An Integrated Approach. Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Editors) // *SEPM Spec. Publ.* 1988. № 42. P. 1-407.

РАЗРАБОТКА СОСТАВА ПОКРЫТИЙ СВАРОЧНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ ИЗ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ТЕХНОГЕННЫХ ОТХОДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Е. А. Руш

Иркутский государственный университет путей сообщения, Иркутск, lrush@mail.ru

Покрытие сварочного электрода служит для защиты сварочной ванны от контакта с воздухом, раскисления и легирувания металла, а также для стабилизации дугового разряда. С этой целью в состав покрытия вводится целый ряд компонентов, выполняющих различные функции. Шлакообразующими компонентами могут служить мрамор, магнезит, рутил, кремнезем, каолин, слюда; газообразующими – мрамор, оксигеллюлоза, крахмал; раскислителями - алюминий, марганец, кремний, титан; стабилизирующими - поташ, кальцинированная сода, слюда, полевой шпат, мел, мрамор, углекислый барий, селитра калиевая, гранит, силикаты натрия и калия; связующими - натриево-калиевое, или натриево-калиевое жидкое стекло, лаки, порошкообразные пластмассы. Легирующие добавки вводятся в зависимости от требований, предъявляемых к химическому составу и механическим свойствам металла шва [1].

На территории Восточной Сибири и Забайкальского края имеются практически все необходимые источники минерального и нерудного сырья, а также техногенные отходы отработанных месторождений, пригодные для использования в составе покрытий сварочных электродов. В данной работе приведены результаты исследований влияния таких компонентов, как мрамор, плавленый шпат (флюорит), магнезит, периклазовый концентрат в составе покрытия на качественные характеристики электродов. При проведении исследований в лабораторных условиях на постоянных в пределах экспериментов материалах (проволока, растворы связующего стекла, ферросплавов) с помощью физико-химического моделирования производили корректировку химического состава шихты покрытия. После этого изготавливали опытные электроды и сопоставляли экспериментальные данные с расчетными. В качестве эталона использовали наплавочные электроды АНП-13.

При изготовлении сварочных электродов применяется флюоритовый концентрат следующих видов: кусковой сварочный (ФКС) и флюоритовый флотационный сварочный (ФФС) марок ФФС-97А, ФКС-95А, ФФС-97Б, ФФС-95, ФКС-95Б с содержанием основного компонента фтористого кальция CaF₂ более 95 %. Содержание SiO₂ для перечисленных марок не должно превышать 2,5 %, CO₂ - 2,0 %, S - 0,07 %, P - 0,03 % [2].

Ближайшие доступные источники флюоритового сырья находятся в Забайкалье, северной части Монголо-Забайкальской флюоритоносной провинции, где известно несколько десятков флюоритовых месторождений, сотни рудопроявлений и пунктов минерализации [2]. ОАО Калангуйский плавленокшапатовый комбинат «Забайкалплавик» имеет подземные рудники - Калангуйский и Солнечный. Базой этих рудников являются месторождения Жетковское, Оцелуйское, Абагайтуевское, Солнечное, Брикачанское. Магнезит на территории Иркутской области имеется в районе Соснового Байца (Восточный Саян), к юго-западу от г. Черемхово расположено Савинское магнезитовое месторождение, а к юго-востоку от г. Черемхово - Онотское тальк-магнезитовое месторождение. Магнезит для изготовления сварочных электродов должен отвечать следующим требованиям: MgO>45,0 %; CaO<0,5 %; SiO₂=0,5-1,5 %; Al₂O₃=0,5-1,5 %; Fe₂O₃=0,7-1,5 %; S<0,08 %; P<0,05 % [3].

Выделяются несколько типов магнезитовых руд, среди которых есть руды с содержанием магнезита 75-95 % и 50-65 %. Руды крупно- и гигантозернистые, ланценто- и шестоватые содержат кристаллический магнезит на уровне 97-100 % (табл. 1).

Табл. 1.

Химический состав магнезитовых руд Савинского месторождения

Руды	Содержания, в числителе пределы, в знаменателе – среднее, %				
	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	П.п.п.
Полосчатые среднезернистые	<u>36,12-45,24</u> 40,71	<u>0,28-3,40</u> 1,63	<u>6,10-25,77</u> 10,18	<u>1,61-10,15</u> 4,86	26,16-44,56
Мелкозернистые	<u>36,18-47,51</u> 45,19	<u>0,32-8,10</u> 1,87	<u>0,16-16,10</u> 2,17	<u>0,83-12,54</u> 1,81	23,15-50,90
Мраморовидные среднезернистые	<u>34,18-46,59</u> 44,76	<u>0,41-9,10</u> 1,82	<u>0,71-14,11</u> 2,68	<u>1,10-11,10</u> 1,89	21,98-50,30
Звездчатые	<u>38,76-47,46</u> 45,23	<u>0,01-6,60</u> 1,37	<u>0,58-17,68</u> 2,97	<u>0,96-9,14</u> 1,78	22,68-51,20
Шестоватые и ланценто-видные	<u>46,10-47,59</u> 46,31	<u>0-0,75</u> 0,62	<u>0,12-4,62</u> 1,47	<u>1,10-2,14</u> 1,53	49,86-50,81
Гигантокристаллические	<u>46,01-47,59</u> 46,20	<u>0-0,82</u> 0,54	<u>0,14-14,47</u> 1,31	<u>0,9-2,31</u> 1,41	49,90-51,00

С 2002 г. на производственных мощностях ликвидированного Восточно-Сибирского огнеупорного завода организовано предприятия ООО «Сибирские порошки», которое реализует различную продукцию для огнеупорной промышленности. Исходным сырьем для производства является магнезит Савинского месторождения и огнеупорные глины Трошковского

месторождения. В целях удовлетворения спроса металлургических производств Иркутской области и Республики Бурятия в периклазовых порошках предприятие «Сибирские порошки» в 2006 г. освоило выпуск такой продукции марки ППЭ-88 по ГОСТ 24862-81. Периклазовые порошки получают в результате обжига природного магнетита.

В сварочном производстве при добавлении в шихту покрытия электрода порошка ППЭ-88 он выполняет стабилизирующие функции горения дуги.

Для изготовления сварочных материалов наибольший интерес представляют разновидности мрамора, не содержащие магниезных минералов, амфиболов, а также кварца и апатита, химический состав которых соответствует требованиям ГОСТ 4416-94 «Мрамор для сварочных материалов» [4].

В образцах, отобранных на месторождении «Перевал» (г. Слюдянка), встречаются крупные гнезда мраморов с гигантозернистой структурой. Породы имеют серую или голубовато-серую окраску с редкими примесями диопсида, апатита и других минералов (табл. 2). Химический анализ этих пород выполнен в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (табл. 3).

Табл. 2.

Средние составы мраморов месторождения «Перевал» (в объемных %)

Минералы	диапазон концентраций	Кальцитовые	Доломитовые	С силикатными примесями в прослоях
Карбонатные	80-98	91	82	80
Кальцит	10-90	81	10	<46
Доломит	0-80	10	72	>34
Кварц	2-15	2	-	3
Форстерит	0-10	-	2	6
Монопироксены	1-9	5	8	6
Амфиболы	0-5	1	4	4
Флогопит	0-3	<1	<1	-
Прочие	0-3	<1	3	<1

Массовые доли составляют: карбоната кальцита CaCO_3 - 91,8-94,9 %, окиси магния MgO - 3,6-6,6 %, диоксида кремния SiO_2 - 0,4-1,2 %. Мраморы являются высокомагнезиальными (>3 % MgO), поэтому требуются дополнительные исследования для оценки возможности использования их в качестве компонента сварочных электродов.

Табл. 3.

Химический состав (%) проб мраморов месторождения «Перевал»

Проба	SiO_2	CaO	MgO	FeO	MnO	CO_2
1	0,4	50,7	4,8	0,2	0,8	43,4
2	0,7	51,2	3,6	-	0,1	43,7
3	1,2	49,6	6,4	0,3	0,4	42,2

В состав покрытий традиционных сварочных электродов МР-3, УОНИ-13/45, а также электродов, предназначенных для восстановления геометрических параметров деталей и узлов вагонов железнодорожного транспорта АНП-13, входят вышеперечисленные виды минералов. Замена традиционного сырья на сырье, полученное из руд других месторождений, является сложной теоретической и прикладной задачей, требующей подробного исследования, изучения свойств различных фазовых состояний соединений, образующихся в процессе сварки, создания технологий получения сварочных материалов, включающих процесс их кондиционирования до требований потребителей.

Решение такой задачи предполагает проведение систематических исследований и модельных испытаний по наработке оптимальных составов компонентов сварочного покрытия электродов и формированию на их основе новых рецептов.

Большинство сварочных материалов имеют ограничения по содержанию в них вредных примесей, таких как сера и фосфор, ухудшающих качество сварного шва. В большинстве случаев требуется, как минимум, корректировка рецептуры. Поэтому, одним из перспективных направлений реализации указанных процессов является применение программного комплекса «Селектор», предназначенного для исследования физико-химических процессов, протекающих в условиях высоких температур.

Следует отметить, что замена традиционных компонентов на местное минеральное сырье должна обеспечивать выполнение целого ряда требований, предъявляемых к покрытиям сварочных электродов: хорошую комбинированную газоплазмовую защиту сварочной ванны от воздействия внешней среды; устойчивое горение сварочной дуги; необходимые условия для качественного формирования шва, легкого отделения шлаковой корки, минимального разбрызгивания металла на угар; свойства наплавленного металла, не ниже свойств, получаемых при наплавке традиционными электродами. Одним из перспективных подходов к оценке соответствия указанным требованиям является согласование результатов эксперименталь-

Табл. 4.

Зависимые компоненты модели Al-Si-Fe-Ca-Ti-Na-Cu-Mg-Mn-Cr-V-Zr-O-H-C-K-F-S-P

Газовая фаза: H, H ₂ , OH, H ₂ O, HF, O, CO, CO ₂ , P ₂ O ₅ , SO ₂ , SO ₃ , Na ₂ O, K ₂ O	
Шлаковая фаза	
Влага - H ₂ O Кварц - SiO ₂ Рутил - TiO ₂ Корунд - Al ₂ O ₃ Вюстит - FeO Гематит - Fe ₂ O ₃ Периклаз - MgO Окись кальция - CaO Сульфид марганца - MnS Сульфид железа - Fe ₂ S Двуокись циркония - ZrO ₂ Плавленый шпат - CaF ₂ Карбонат кальция - CaCO ₃ Волластонит - CaSiO ₃ Двухкальцевый феррит - 2FeMnO ₂ Пироксен - FeSiO ₃ Дисиликат калия - K ₂ SiO ₃ Клиноэнстатит - MgSiO ₃ Ильменит - FeTiO ₃	Двухкальцевый феррит - CaFe ₂ O ₄ Родонит - MnSiO ₃ Силикат - Na ₂ SiO ₃ Перовскит - CaTiO ₃ Калиевый полевой шпат - K ₂ Al ₂ SiO ₆ Альбит - Na ₂ Al ₂ SiO ₆ Железный кордиерит - 2Fe-2Al ₂ 6SiO ₆ Сфен - CaTiSiO ₅ Сульфат кальция - CaSO ₄ Сульфид кальция - CaS Манганозит - MnO Ранкенин - Ca ₃ Si ₂ O ₇ Авгит - CaAl ₂ SiO ₆ Герценит - FeAl ₂ O ₄ Фосфат кальция - CaP ₂ O ₆ Калиофелит - K ₂ FeSiO ₄ Марокит - CaMn ₂ O ₄ Ранкенин - Ca ₃ Si ₂ O ₇ Герцинит - FeAl ₂ O ₄
Расплав: C, Fe, V, Cr, Al, Mg, Mn, Si, P, S, SiO ₂ , FeO, Fe ₂ SiO ₄ , Fe ₃ C, FeS, VO, Al ₂ O ₃ , MgO, Ca, CaO, CaF ₂ , TiO ₂ , Ti ₂ O ₃ , Ti ₃ O ₅	

ных исследований и физико-химического моделирования.

Процесс плавления в физико-химической модели рассматривали при температурах от 1000 до 2400°C с шагом 100°C. В этих интервалах температур протекают основные процессы плавления сварочных электродов, включающие диссоциацию газообразующих компонентов, раскисление, окисление, рафинирование. Охлаждение производили путем создания дополнительной многорезервуарной модели. Под резервуаром понимается равновесное состояние системы при заданной температуре и составе. Процесс охлаждения расплава электрода рассматривали в интервале температур от 2500°C до 1500°C.

Установлено, что оптимальной температурой, позволяющей с помощью физико-химической модели контролировать компонентный состав наплавленного металла и основных фаз шлака, является величина 1500°C. Температура 300°C рассматривалась как завершение затвердевания шлаковой фазы, что позволило точно определить её химический состав.

Рабочий список потенциально возможных компонентов, характеризующих систему процесса плавления электродов АНП-13 в равновесии, включает 19 независимых компонентов Al-Si-Fe-Ca-Ti-Na-Cu-Mg-Mn-Cr-V-Zr-O-H-C-K-F-S-P; 75 компонентов газовой фазы, 193 компонента твердых фаз и 49 компонентов расплавленной фазы. Зависимые компоненты модели представлены в табл. 4.

Результаты физико-химического моделирования хорошо согласуются с экспериментальными данными. На основе физико-химической модели процесса плавления электрода, тестированной по результатам плавления АНП-13, построена модель плавления ВСЭ-1 (Восточная Сибирь электрод 1), в которой стандартные компоненты шихты - мрамор и плавленый шпат, были заменены на региональные, а вместо полевого шпата был использован периклазовый концентрат.

сто полевого шпата был использован периклазовый концентрат.

В выполненных с помощью физико-химического моделирования расчетах установлено, что химический состав наплавленного металла удовлетворяет предъявляемым требованиям. Шлаковая фаза по химическому составу отличается от обычных шлаков не значительно, в то время как газовая фаза характеризуется более низким содержанием СО, по сравнению с электродом АНП-13.

Были изготовлены экспериментальные образцы электродов ВСЭ-1. Наплавка пробных образцов подтвердила наличие незначительных скоплений пор и шлаковых включений. Согласно результатам моделирования, это связано с использованием некачественных мраморов.

В заключение следует отметить, что существенной особенностью современных научных методов исследования сварочных процессов является необходимость формализации их анализа на основе законов равновесной термодинамики и математических соотношений, описывающих изменение состояния исследуемой системы. Такая формализация возможна только на основе экспериментальных данных, являющихся первичной информацией об исследуемом объекте. Эффективным инструментом формализации таких процессов является физико-химическое моделирование – математическое моделирование, основанное на законах химической термодинамики.

1. Крюковский Н.Н. Производство электродов для дуговой сварки. М.: Машгиз, 1956. 276 с.

2. Мальцева Г.Д., Семинский Ж.В., Филонюк В.А. Потенциальные источники минерального сырья для использования в качестве композитных материалов при производстве сварочных электродов // Рациональное использование минеральных ресурсов и продуктов утилизации отходов горно-обогатительных, химических, металлургических и конверсируемых предприятий Восточно-Сибирского региона для производства сварочных электродов. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1999.

3. Думов С.И. Технология электрической сварки плавлением. Л.: Машиностроение. Ленингр. отделение, 1987. 461 с.

4. Иванов А.Н., Мальцева Г.Д., Шульга А.Я. О возможности использования мраморов Прибайкалья для сварочных материалов // Рациональное использование минеральных ресурсов и продуктов утилизации отходов горно-обогатительных, химических, металлургических и конверсируемых предприятий Восточно-Сибирского региона для производства сварочных электродов. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1999.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ГЛУБИННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ СЕВЕРНЫХ ОКРАИН АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

И.Ф. Савченко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sav@ascnet.ru

В северный сектор Амурской литосферной плиты (АЛП) мы включаем орографические структуры хребтов Станового и Джугджур, расположенную южнее систему хребтов Янкан-Тукурингра-Джагды. Еще южнее обозначена Гонжинско-Умлекано-Огоджинская структура вулканоплутонического пояса, которую выделяют А.А. Сорокин и др. [1]. Далее на юг расположены Амуро-Зейская и Зейско-Буреинская равнины, ограниченные с востока Туранским поднятием.

Особенностью геоморфологического строения пространства между системой хребтов Станового и Джугджур и системой Янкан-Тукурингра-Джагды является наличие ряда аккумулятивных равнин, разделенных перемычками из межгорных возвышенностей. Таковы, например, аккумулятивные бассейны р. Уды и Верхнезейской впадины (ВЗВ), разделенные сочленением отрогов хр. Джугджур с хр. Джагды. Западнее ВЗВ расположена Верхнегилюйская впадина (ВГВ), отделенная от ВЗВ Тында-Зейским межгорным понижением. Далее на запад расположена Нюкжинская межгорная впадина и рифтовые впадины Тас-Юряхская, Имангро-Чибаркасская, Ханийская [2]. На восточном фланге северного сектора АЛП мы ограничимся рассмотрением Верхнебуреинского осадочного бассейна.

Становление АЛП Ларин и др. [3] связывают с коллизией Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов (ДСС и ССС) с Амурской миниплитой и приращенных к ССС островодужных фрагментов Монголо-Охотского океана. Из [3] следует, что фрагментом ДСС является система Станового хребта и хребта Джугджур, элементом ССС – система Янкан-Тукурингра-Джагды.

Исследования абсолютных датировок геодинамических событий авторами [1, 3, 4, 5] позволяют выделить следующие временные этапы эволюции АЛП в фанерозое:

405-307 млн. лет назад – ДСС, ССС и Амурская миниплита были разделены океаном, начало формирования АКО супертеррейнов.

250-230 млн. лет назад – начало субдукции ДСС в Токско-Алгоминсом комплексе.

176-164 млн. лет назад – начало закрытия Монголо-Охотского океана, образование островных дуг, присоединение их к ССС, действие охотоморского спрединга. Начало формирования Джелтулакского миниокеана, имеющего вид треугольного залива [4].

164-160 млн. лет назад – развитие АКО, ДСС и ССС, начало консолидации ДСС, ССС и Амурской миниплиты. Приращение к восточной окраине миниплиты фрагментов островных дуг, формирование осадочного бассейна р. Буреи.

140-136 млн. лет назад – закрытие Монголо-Охотского бассейна, Джелтулакского миниокеана. Начало постколлизийного метаморфизма.

134-110 млн. лет назад – крупномасштабные проявления постколлизийного метаморфизма, окончательное оформление АЛП.

Из характеристики временных интервалов геодинамических событий следует, что начало океанического накопления осадков органического вещества (ОВ) нужно отнести к палеозою, не ранее 370 млн. лет назад, а окончание – к мезозою, не позже 136 млн. лет назад. За это время, продолжительностью 234 млн. лет, кора океанического бассейна, разделявшего ДСС, ССС, Амурскую миниплиту и островные дуги, была поглощена в результате субдукции, которая могла сопровождаться встречными поднадвидами [6]. Органические осадки поглощенной океанической плиты могли являться источником глубинных углеводородов. Субдуцируемая кора погружается в астеносферу [6, 7, 8] на глубину до 60-110 км, достигая зоны Беньюфа-Заварицкого с $T=1200-1300^{\circ}\text{C}$ и $P=15-30\text{кБар}$.

В повышенных РТ условиях происходит термическое разложение ОВ океанических осадков с выделением твердой, жидкой и газообразной фаз.

Выход фракций (в мас. %) термического разложения сапропеля (Балхашита) равен: полукокса 10 %, первичных смол 66 %, пирогенетической воды 8 % и газа 16 % [9]. В составе газовой фракции имеются H_2 , H_2S , CO_2 , CO , CH_4 и его гомологи. Состав газа может быть сравним с газом полукоксования горючих сланцев: CO_2 – 29-40 объемных %; H_2 – 16÷30%; CO – 5÷6%; CH_4 и его гомологи – 13,7÷18.1%; олефины – 13,3÷23,8%; H_2S – 0,1÷0,25. Таким образом, во флюидную часть образующихся продуктов термического разложения может переходить до 90% массы ОВ океанических осадков, которые обычно представлены сапропелями. Эти флюиды способны реагировать с горными породами кристаллического фундамента, вступать в реакции полимеризации, конденсироваться и образовывать скопления углеводородов в условиях малопроницаемого экрана.

Существенным вопросом является перспектива обнаружения месторождений, концентрация запасов на 1 квадратном километре и возможные ресурсы. Концентрацию запасов можно определить по концентрации исходного ОВ. Она равна произведению массы ежегодно образующихся осадков на длительность осадконакопления. При ежегодном отложении по [10, 11] $1,67\text{ т/км}^2$ ОВ в бывшем Джелтулакском океане концентрация составит $394 \times 10^6\text{ т/км}^2$, а в Буреинском бассейне $150 \times 10^6\text{ т/км}^2$. Эти осадки показывают возможную «производительность» по первичной нефти $260 \times 10^6\text{ т/км}^2$ в Джелтулакском трое и $59 \times 10^6\text{ т/км}^2$ в бассейне Буреи. Производительность по горючим и УВ газам $20 \times 10^6\text{ т/км}^2$ и $8 \times 10^6\text{ т/км}^2$ соответственно.

Значительная часть неконденсируемых газов CO_2 , CO , H_2 , CH_4 даже при условиях плохой фильтрации в кристаллических и осадочных породах достигает дневной поверхности и является доказательством глубинной дегазации, происхождения из ОВ океанических осадков.

Прогнозные ресурсы глубинных углеводородов можно оценить по площади образования (накопления) исходных ОВ морских осадков. Для этого необходимо знать площадь поглощенной субдукцией океанической коры, но можно ограничиться территориями Джелтулакской шовной зоны (Гилюйского трога), бассейнами рек Уды и Буреи, как перспективными на запасы глубинных углеводородов. Если принять, что сохранилось всего 1-2 % имевшихся ресурсов первичной нефти после консолидации фрагментов АЛП, то концентрация запасов 1,5-4,0 млн. т/км² нефти является достаточной для экономически обоснованного глубокого бурения (глубже 4,5 км), достигающего блоков кристаллического фундамента [12, 13]. Признаки выхода на поверхность глубинного водорода имеются на территории указанных предполагаемых нефтегазоносных бассейнов. Они имеют вид кольцевых структур, описанных в [14]. Можно также привлечь материалы изучения дегазации неглубоких скважин. Но все-таки лучшим доказательством будет бурение глубоких разведочных скважин, достигающих кристаллического фундамента.

1. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сальникова Е.Б. Корреляция позднемезозойского магматизма северной окраины Амурского супертеррейна // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Сб. докладов Всерос. конф. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 2010. С. 55-58.

2. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Сейсмоструктура переходной области от Байкальской рифтовой зоны к орогенному поднятию Станового хребта // Геотектоника. 2010. № 1. С. 29-51.

3. Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Сб. докладов Всерос. конф. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 2010. С. 25-26.

4. Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья и Восточного Китая: сравнительный анализ // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Сб. докладов Всерос. конф. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 2010. С. 27-29.

5. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. №5 С. 62-82.

6. Татаринов А.В., Ялович Л.И. Витимский ураново-рудный район и его фланги крупный площадной объект в Забайкалье для поисков месторождений нефти и газа // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: Материалы Всерос. науч.-практич. конф. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. С. 173-176.

7. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Дегазация Земли и формирование осадочных массивов на границе континент - океан // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 445-448.

8. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Крупнейшие мировые бор-литиевые провинции: пути миграции рудных элементов и механизм формирования // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь : Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 452-455.

9. Бухаркина Т.В., Дигуров Н.Г. Химия природных энергоносителей и углеродных материалов. М.: Из-во РХТУ им. Менделеева, 1998. 78 с.

10. Савченко И.Ф. Обмен веществом между биосферой и оболочками Земли в фанерозое // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 486-489.

11. Нигматулин Р.Н. Океан: климат, ресурсы, природные катастрофы // Вестник РАН. 2010. Т.8, №8. С. 3-11.

12. Коротков С.Б. Новые подходы к поискам глубокопогруженных залежей углеводородов // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 247-249.

13. Коротков Б.С., Коротков С.Б. Формирование залежей природного газа на больших глубинах // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 249-251.

14. Ларин Н.В., Ларин В.Н., Горбатилов А.В. Кольцевые структуры, обусловленные глубинными потоками водорода // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2010. С. 284-288.

АКТИВНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ РУДНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ УДОКАНА)

В.С. Салихов

Читинский государственный университет, Чита, ugrum1381@mail.ru

Особенность геологической среды, ее напряженно-деформируемое состояние, структурная организация вещества Земли, рассматривается как система взаимодействующих разноуровневых неоднородностей. Блочно-иерархическая модель литосферы, предложенная М.А. Садовским [3], ее делимость находится в эволюционном развитии, приводящим к самоорганизации – универсальному свойству материального мира. Границы блочно-иерархической среды – ослабленные зоны, потенциальные участки для зарождения и концентрации оруденения.

Более того, в наиболее деформируемых участках максимально проявлены динамические эффекты, контролирующие локализацию рудного вещества. Такими эффектами являются: сейсмoeлектрический, сейсмамагнитный, термоакустический, хемоакустический, вибро (сейсмо) миграционный, следствиями которых являются усиление рудообразующего процесса – перемещение флюидов относительно скелета горных пород, активизация эпигенетических процессов и минералообразования [5], то есть напряженное состояние массивов горных пород меняет их различные геофизические характеристики: плотностные, электрические, магнитные.

Геодинамический и деформационный режимы при формировании Удоканского месторождения меди (геолого-промышленный тип медистых песчаников и сланцев) были весьма активными, что фиксируется на региональном, локальном и микроскопическом уровнях.

Региональный уровень

- Кодаро-Удоканская меденосная провинция располагается в наиболее активной периферийной области Сибирской платформы, в области сопряженного развития литосферных плит (Сибирской и Амурской). Активность сохраняется и по сей день в составе крупной Байкало-Становой рифтовой зоны;

- размещение меденосного бассейна вблизи крупных линейментов, шовных и шарьяжно-надвиговых зон (Каларский субширотный, Становой и др.);

- эндогенная активность на протяжении не менее 2 млрд. лет, подчеркиваемая магматизмом, дайковым комплексом и неоген-четвертичным вулканизмом с признаками медной минерализации (Удоканское лавовое плато);

- раздробленно-блоковое (мозаичное) строение фундамента, нередко с листрическими разломами.

Локальный уровень

- широкое развитие в продуктивных горизонтах оползневых текстур, текстур взламывания и обрушения, брекчий и других сейсмодислокационных образований;

- послонные рудные зоны интенсивной трещиноватости и трещины кливажа, затушевывающие первичную слоистость;

- массивные, струйчатые, гнездово-вкрапленные текстуры (высокая степень концентрации вещества) с признаками «наильственного» внедрения;

- наличие телескопированного оруденения с признаками дублексов сжатия.

Микроскопический уровень

- развитие регенерационных и коррозионных структур, двойников скольжения, блочность и дробление, а также деформационное пластинкование;

- дефекты кристаллической решетки минералов – микротрещины – как разделы среды с различными физико-механическими параметрами.

Границы между индивидами кристаллического вещества всегда являются местами скопления дислокаций, и это пространство названо В.Л. Таусоном капиллярной геохимической системой, где вещество имеет особую химическую активность. В межзерновом пространстве отмечается высокая удельная концентрация микродефектов, что приводит к появлению необычных химических реакций и возникновению в межзерновом веществе концентраций элементов (в том числе полезных), невозможных в классической химии (зарождение химических реакций в структурных дефектах и неоднородностях). Толщина контактов – десятки-сотни микрон, а их общее количество в межзерновом пространстве достигает 2-5% от массы всей пробы [1]. Дефекты кристаллической структуры - блочное ее строение и непрерывно-прерывистый процесс протекания реакций зародышеобразования, домены в которых (неоднородности) отделены микропрослойкой иного компонента. Появление этих дефектов и этого уровня разделов связано, прежде всего, с динамическими условиями, напряженно-деформированным состоянием геологической среды, являющейся неотъемлемым следствием развития Планеты Земля.

Необычное строение отмечается и в массивах по-разному деформированных пород (разная степень активности среды), когда напряжения сжатия сменяются растяжением, особенно, если таковое сопровождается сдвигом, что, в свою очередь, сопровождается обвальной садкой рудного вещества. При сочетании высокого давления и сдвиговых деформаций происходит резкое ускорение процессов диффузии, резкое снижение барьерного фазовых переходов и образование термодинамически несовместимых фаз (эффект Бриджмена). При достижении же критических значений происходит мгновенный переход механической энергии в тепловую, что приводит к «реологическому взрыву», а часть энергии распространяется в виде упругих волн. В разломных зонах, в зонах с наибольшей активностью, устанавливается резкая граница между рассланцованными и не рассланцованными породами [2].

С другой стороны, степень неоднородности, проявляющейся в количестве разделов (границ геологической среды) на единицу площади или разреза, свидетельствуют об активации среды и о потенциальной рудоносности исследуемой терри-

тории. Так, взаимный переход монотонных толщ всегда сопровождается переслаиванием на их границе, где среда неравновесна с многочисленными отклонениями (флуктуациями), четкость и степень такого отклонения (градиент неоднородности) свидетельствует о продуктивности переходных зон. Установлено, что число размывов на единицу разреза сакуканской свиты на Удоканском месторождении сопровождается наибольшей концентрацией оруденения [4].

Одним из активных разделов неоднородной геологической среды являются разрывы (трещины), межплоскостные срывы, надвиги, возникающие в массивах по-разному напряженных пород, которые являются следствием чередующихся во времени эпизодов сжатия и растяжения, при особой роли сдвигов, что в конечном итоге приводит к концентрированию рудного вещества. Разрывные нарушения и ослабленные зоны здесь выступают как каналы миграции (проводники) рудоносных флюидов или служат геохимическими барьерами для них. Причем периодическая смена знака динамических напряжений может приводить к скачкообразному (и мгновенному) осаждению рудного вещества, подобно гидродинамическим или акустическим ударам, происходящим при достижении их критических значений.

Таким образом, активность геологической среды, проявляющейся на различном уровне – региональном, локальном, микроскопическом, как отражение геодинамического режима тектоносферы, определяют продуктивные зоны и масштаб месторождений.

1. Булах А.Г. Микромир минералов: границы, объекты, явления // Зап. ВМО. 1998. № 5. С. 124-132.
2. Летников Ф.А., Авсюк Ю.Н. К вопросу о глубинных сейсмических очагах // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 372-374.
3. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 274, № 4.
4. Салихов В.С. Удокан как следствие природной геологической катастрофы // Докл. РАН. 2000. т. 374, № 5. С. 657-659.
5. Старостин В.И. Деформационно-скоростная концепция образования рудоносных структур и их типизация // Вест. Моск. ун-та. Серия 4, Геология. 1994. № 3. С. 3-18.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО СЫРЬЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Г. Секисов¹, А.И. Трубачев², В.С. Салихов², Д.В. Манзырев¹

¹Читинский филиал ИГД СО РАН, Чита, sekisovag@mail.ru

²Читинский государственный университет, Чита, XXIgeo@mail.ru

В Восточном Забайкалье известно более 1000 месторождений и проявлений золота, множество горнотехнологических отходов (так называемых геотехногенных месторождений), представленных забалансовыми и окисленными рудами, вскрышными породами, хвостами обогатительных фабрик, металлургическими шлаками.

Нами проанализированы материалы по ряду месторождений, относящихся к различным минеральным типам (в скобках – оставшиеся или имеющиеся в недрах запасы золота в тоннах): Дарасунское сложного сульфидно-сульфосольного состава (60), Ключевское пирит-турмалиновое (62), Карийские кварц-актинолит-турмалин-магнетитовые (50), Любавинские пирит-арсенопиритовые (12), Балейско-Тасеевское золото-кварц-халцедоновое (120), Новоширокинское золото-полиметаллическое (14), Удоканское медистых песчаников (22), золото-молибденовые Бугдаинское (11) и Давендинско-Александровское (25). Общие запасы золота в этих объектах составляют почти 370 т.

В горнотехнологических отходах, скопившихся при работе многих рудников, сосредоточено свыше 93 т золота, в том числе по Балейско-Тасеевскому 61 т (отвалы вскрышных пород, хвостохранилище обогатительных фабрик), Дарасунскому 2,75 т (отвалы огарков подового обжига, кеков цианирования, хвостохранилище обогатительной фабрики), Любавинскому 2,8 т (хвосты обогатительной фабрики, отвалы забалансовых руд), Ключевскому 25,4 т (отвалы хвостов цианирования, отвалы забалансовых руд), Давендинскому 0,85 т (отвалы хвостохранилища обогатительной фабрики), Усть-Карским приискам 0,45 т (отвалы хвостов обогатительных фабрик и забалансовых руд).

Выделение геолого-технологических сортов руд на месторождениях проводилось с учетом их минерального состава, степени окисленности руд и содержания золота в них. По этим показателям выделяются либо три сорта – сульфидные, смешанные и окисленные (Дарасунское и Удоканское), либо два – окисленные и сульфидные (Любавинские и Ключевское) или сульфидные и смешанные (Новоширокинское), либо четыре – три сульфидных в зависимости от текстурно-структурных особенностей и один смешанный (Бугдаинское). В Балейско-Тасеевском месторождении сорта выделены по концентрации золота – богатые, бедные и средние руды.

В рудах и горно-технологических отходах в разных количествах установлены многие минералы: рудообразующие – пирит, халькопирит, арсенопирит, марказит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и серебро самородные, пирротин, молибденит, антимонит, висмутин, борнит, халькозин, магнетит, гематит; породообразующие – кварц, полевые шпаты, халцедон, кальцит, доломит, пироксены, амфиболы, турмалин, мусковит, биотит, хлориты, эпидот; гипергенные – гетит, лепидокрокит, гидроокислы марганца, малахит, азурит, церуссит, смитсонит, ковеллин, ярозит, скородит, каолинит, халькантит, брошантит, ферримолибдит, мартит.

Наиболее важными технологическими свойствами указанных минералов, влияющими на выбор схем обогащения, являются – твердость (хрупкость, спайность), плотность, магнитные, электрические, химические и некоторые другие. С учетом granulometрии минералов применялись следующие методы обогащения руд указанных выше месторождений – гравитация, флотация, цианирование, электрохимическое цианирование, электрохимическое выщелачивание, гидрометаллургия, угольно-сорбционная технология, кучное выщелачивание. Извлечение золота в различные по составу концентраты (медно-пиритный, золото-мышьяковый, цинковый, пиритовый, золото-свинцовый, молибденовый) составляет от 15-68 до 91-96 %.

Для извлечения золота из горно-технологических отходов применялись методы гравитации, флотации, кучного выщелачивания (основной метод) с различными усовершенствованиями в аппаратуре, реагентах с использованием направленных воздействий как на сам процесс, так и на реагенты. Извлечение золота при этом остается довольно низким – 27-73 %.

Золото в рудах и горно-технологических отходах присутствует в различных формах – свободное, в сростках, покрытое пленками окислов и гидроокислов железа и марганца, тонковкрапленное в сульфидах и в породообразующих минералах. Гранулометрия золотин колеблется в широких пределах: от 0,005 до 1-2 мм.

Все вышеперечисленное касается так называемого «видимого золота» с размерами золотин от 0,1 мм и более, а все, что меньше, практически не извлекается существующими методами обогащения. В минеральном сырье кроме видимого золота присутствует и так называемое «невидимое золото» или дисперсное или наноразмерное золото, на долю которого по данным В.Г. Моисеенко [1] приходится от 30 до 60 % от всей его массы в золотосодержащем сырье.

При изучении технологических свойств руды, содержащей дисперсное золото, наблюдаются неожиданные эффекты в виде значительного (вплоть до порядков) расхождения результатов, полученных с использованием различных методов анализа, и существенное (до нескольких десятков процентов) повышение выхода золота при специальных способах обработки руд и концентратов (пошаговая плавка, озонирование, длительное облучение). Правомерно предположить, что одна из основных причин этого – различные формы дисперсного золота в рудах.

В Читинском филиале ИГД СО РАН разработана классификация, по которой выделено пять основных типов (форм) дисперсного золота: инкапсулированное, бинарные соединения, летучие, кластерно-комплексные и комбинированные формы [2]. При этом главным критерием отличия дисперсного золота от микроскопического и субмикроскопического является преобладание межатомных связей золота с другими химическими элементами в минерале-носителе над моноэлементными связями (золото – золото).

Неравномерность состава выделений и разнообразные связи дисперсного золота с другими элементами обуславлива-

ют стадийность его выхода в расплав и соответственно последующее коллектирование свинцом при пробирном анализе. Поэтому часть золота, иногда значительная, остается в шлаке.

При использовании атомно-абсорбционного и ICP MS метода (индуктивно-связанной плазмы) анализов, стадийность выхода атомов золота в раствор незначительна, но различие форм их комплексных соединений, альтернативных хлоридному, и степень их гидратации обуславливают стадийность ионизации атомов золота. В результате наблюдается сдвиг во времени регистрации в приборе ионизированных атомов золота и, соответственно, определения, в конечном счете, концентрации дисперсного золота в исходной пробе.

Даже при использовании в качестве основного тестирующего агента рентгеновских лучей, электронов, нейтронов в результате сложного микрораспределения и морфологических особенностей дисперсного золота часть его атомов может в анализируемом слое экранироваться.

Поэтому для определения содержания дисперсного золота в рудах, по нашему мнению, наиболее приемлем пробирный анализ, но реализующийся с определенными пробоподготовкой, составом шихты (флюсами, присадками) и режимом плавки. По данной методике повышение выхода дисперсных форм золота и, соответственно, достоверности пробирного анализа, достигается путем повышения степени коллектирования золота свинцом за счет предварительной активации пробы руды, использования определенного состава тигельной шихты и проведения перед купеляцией дополнительной обработки свинцовой пуговицы. Для высвобождения в процессе плавки дисперсного золота, имеющего химические связи с атомами минеральной матрицы, в том числе углерода и примесных элементов, проводится эффективное окисление минеральной матрицы с использованием активных окисляющих компонентов и метастабильных гидратированных ионных комплексов. Этот метод апробирован на рудах и хвостах Дарасунского, Удоканского, Балейского, Илинского и ряда других забайкальских месторождений и показал свою эффективность.

Для извлечения выявляемого по данной методике дисперсного золота нами разработана система двухступенчатой электрообработки в хлоридно-пероксидной среде с применением фотоэлектрохимического реактора, позволяющих осуществлять синтез высокоактивных соединений кислорода, водорода и хлора и фотокаталитическое воздействие на процессы извлечения золота из руд и хвостов обогащения [3]. Эта система может быть реализована в чановом, кучном, кюветном, кюветно-кучном и подземном (в шахтах и скважинах) вариантах круглогодично.

1. Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. Роль наночастиц золота, серебра и свинца в образовании месторождений благородных металлов // ДАН. 2010. Т. 430, № 3. С. 377-381.

2. Секисов А.Г., Манзырев Д.В. Наноразмерные структуры в воде и минеральном веществе. Новосибирск: ИГД СО РАН, Чит. фил.; Чита: ЧитГУ, 2009. 228 с.

3. Трубачев А.И., Четкин В.С., Салихов В.С., Манзырев Д.В., Конарева Т.Г. Горнотехнологические отходы Восточного Забайкалья и возможные пути их использования // Фундаментальные проблемы формирования техногенной геосреды. Труды конф. с участием иностранных ученых. Т. I. Прикладная геомеханика. Обогащение полезных ископаемых, экология. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2010. С. 242-244.

ГРЕЙЗЕНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ И ИХ МЕСТО В РУДНОМ ПРОЦЕССЕ

Б.И. Семеняк, В.Г. Гоневчук, П.Г. Коростелев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, sbi@yandex.ru

Если для большинства месторождений касситерит-кварцевой формации ведущая роль грейзенов в формировании оловянного оруденения не вызывает больших разногласий, то для месторождений касситерит-силикатной формации она не очевидна, и многими исследователями вообще отвергается. В этой связи рассмотрим соотношение оловянного оруденения и грейзенизации на Солнечном месторождении Комсомольского рудного района, являющемся типовым объектом касситерит-силикатной формации [6].

Оловорудные тела Солнечного месторождения (рис.), представленные пластинами кварцевых турмалинитов, пронизанных кварцевыми жилами и прожилками с касситеритом и другими рудными минералами, имеют изотопный возраст от 95 млн. лет на верхних горизонтах до 85 млн. лет на глубоких, определенный К-Аг методом по вмещающим кварц-серицитовым метасоматитам на абсолютных отметках 620 м и 530 м соответственно [4]. Глубокими скважинами, пробуренными к кор

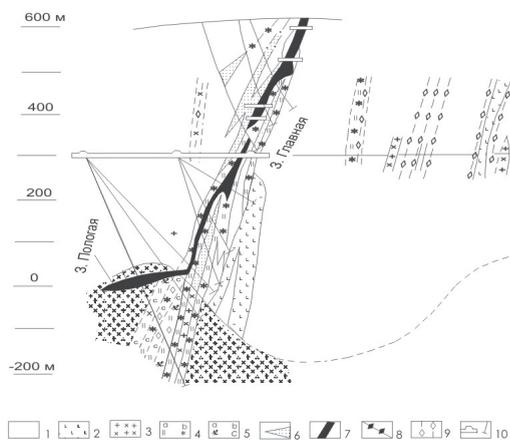


Рис. Схематический разрез зоны Главной Солнечного месторождения (по [5] с изменениями).

1 – породы юрского терригенно-осадочного комплекса; 2 – диоритовые порфиры силинского комплекса; 3 – граниты и гранодиориты; 4-6 – метасоматиты: 4 – кварц-турмалиновые (а – кварц, б – турмалин); 5 – кварц-хлорит-мусковитовые (а – хлорит, б – мусковит); 6 – кварц-серицитовые; 7 – рудные тела; 8 – прожилки с касситеритом; 9 – прожилки с молибденитом; 10 – подземные выработки и скважины

не мощной и протяженной зоны кварцевых турмалинитов, вероятнее всего, связано со становлением кварцевых диоритов и гранодиоритов главной фазы Силинского комплекса. Внедрение гранодиоритов-лейкогранитов заключительной фазы этого комплекса приводит к частичному омоложению рудовмещающих метасоматитов глубоких горизонтов месторождения и формированию рудных жил и прожилков в теле кварцевых турмалинитов, несущих главную промышленную оловянную минерализацию. При этом олово могло поступать как из остаточной магматической камеры, так и мобилизовываться из слабо оловоносных кварцевых турмалинитов, как базовой формации [6]. Одновременно с формированием собственно оловянной минерализации, вероятно, происходило образование эндо- и экзоконтактных грейзенов. Таким образом, можно считать, что грейзены и рудоносные кварцевые жилы являются родственными образованиями, и их становление происходило близко одновременно при кристаллизации заключительной фазы силинского комплекса – лейкократовых гранитов.

Исследование выполняется при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-A-08-400 и № 11-III-B-08-191.

1. Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Крылова Т.Л. Рудно-магматическая система Солнечного месторождения // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 410-411.

2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 296 с.

3. Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С. и др. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, №4. С. 326-335.

4. Дубровский В.Н., Аракелянц М.М. Продолжительность формирования оловянных месторождений Комсомольского района по данным абсолютного возраста оловорудных кварц-серицитовых метасоматитов // ДАН СССР. 1973. Т. 212, № 4. С. 954-956.

5. Коростелев П.Г., Гвоздев В.И., Демашов С.Б. и др. Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в оловорудных месторождениях Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1994. №3. С. 57- 71.

6. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И. и др. Месторождение Солнечное (Комсомольский район, Хабаровский край) как типовой объект касситерит-силикатной формации // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2, часть 1. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 131-155.

7. Лишневецкий Г.Б. Глубинное строение Комсомольского рудного района по геофизическим данным // Геология рудных месторождений. 1980. Т. 22, № 6. С. 37-46.

8. Ishihara S., Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A. et al. Mineralization Age of Granitoid-Related Ore Deposits in the Southern, Russian Far East // Resource Geology. 1997. V. 47, № 5. P. 255-261.

СОВРЕМЕННОЕ ГИПЕРГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Сергутская О.С., Юргенсон Г.А.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, yurrga@mail.ru

Антропогенные преобразования поверхностных уровней литосферы, связанные с добычей полезных ископаемых, строительством обогатительных фабрик, различных транспортных коммуникаций, приводят к разрыву сплошности недр, нарушениям систем циркуляции подземных и поверхностных вод, изменениям почвенного покрова. В результате нарушаются складывавшиеся взаимосвязи в природе, изменяются не только лик Земли и сообщества животных и растений, но и потоки химических элементов, условия их миграции и концентрирования, что, в свою очередь, оказывает существенное влияние на экологические обстановки [1].

Поэтому возникает необходимость познания миграционных потоков химических элементов и минеральных форм их отложения в ландшафтах на геохимических барьерах. Формирование их нередко происходит прямо на глазах у человека, на измененных им ландшафтах. Это – так называемое современное минералообразование. Познание этих процессов является актуальной задачей, особенно в исторических горнорудных районах страны – на Урале, Алтае, Забайкалье, где в результате более чем трёхсотлетнего развития горнодобывающей промышленности накоплены огромные массы отходов этого производства и где современные процессы их преобразования приводят к формированию новых, так называемых геотехногенных месторождений. Ниже приведены результаты изучения современного минералообразования на примере Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения в Восточном Забайкалье.

Первичные руды Шерловогорского месторождения сложены кварцем, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, касситеритом, турмалином, карбонатами, развивающимися в виде жил и систем прожилков, образующих штокверк в липаритах, дацитах, порфиритах, диоритах и других магматических горных породах. Окисленные руды состоят из продуктов окисления сульфидов и перетотложения участвующих в миграции железа, магния, цинка, меди и других химических элементов (табл.).

Табл.

Минералы первичных и окисленных руд Шерловогорского оловополиметаллического месторождения

Минералы первичных руд	Минералы окисленных руд	Осадки водных потоков
Галенит	Церуссит, англезит, плюмбозит	Нет
Сфалерит	Смитсонит, бианкит, госларит, каламин, бойлеит, ганингит	Смитсонит, бианкит, бойлеит, ганингит
Пирит, пирротин	Сидеротил, галотрихит, мелантерит, гетит, гидрогетит	Сидеротил, галотрихит, мелантерит, гетит, гидрогетит
Арсенопирит	Миметит, арсенолит, адамит, фарнаколит, питтицит, скородит, бедантит, фармакосидерит	Нет
Халькопирит	Халькантит, сидеротил, бонатит, брошантит, хризоколла	Халькантит, сидеротил, бонатит, брошантит,
Висмутин	Бисмутит	Нет

В различной мере окисленными горными породами сложены склады окисленных и некондиционных руд. В процессе добычи полезных ископаемых в карьере образовалось озеро, которое время от времени пополняется водами, дренирующими горные породы, слагающие перемещенный материал вскрыши и склады окисленных и некондиционных руд стенки карьера [3].

В периоды дождей новообразованные эфемерные минералы исчезают, и окраска геотехногенных ландшафтов становится серой и грязно-бурой [2].

В периоды многолетних засух новообразованные минералы сохраняются достаточно долго. В Забайкалье период засушливых лет длился с 2002 по 2007 г. За все время наблюдений с 2002 по 2007 г. в прибрежной части озера в Шерловогорском карьере наблюдалось интенсивное развитие минералов, в основном, сульфатов легко подвижных элементов, таких как цинк, медь, магний, реже – никель и двухвалентное железо.

Образуются такие временные минеральные сообщества и зимой, когда растворяющая эти соли вода замерзает, раствором пересыщается, и при отрицательных температурах в процессе криоминералогенеза выделяются различные сульфаты, способные всю зиму пережить в снегу или на поверхности льда [4].

Содержание сульфат-ионов, магния, меди, цинка, свинца и других элементов в воде озера в карьере месторождения в период с 2005 по 2010 г. достаточно интенсивно изменялось. Например, содержание сульфат-иона находилось в пределах 1208.2-3338.5 мг/л в зависимости от водности потоков, впадавших в озеро. При этом pH воды изменялось от 2.86 до 3.19. Содержание фтора варьировало от 0.925 до 13.41 мг/л вне зависимости от содержания кальция. Из катионов наибольшие концентрации установлены для цинка (вариация от 192 до 1304.14 мг/л). Содержания свинца находятся в пределах 0.233-0.370 мг/л. Это на два и более порядка меньше, чем содержания цинка. Содержания кадмия, обладающего большей подвижностью, чем свинец, примерно на порядок больше. Общая минерализация воды находится в пределах 2493-5883 мг/л.

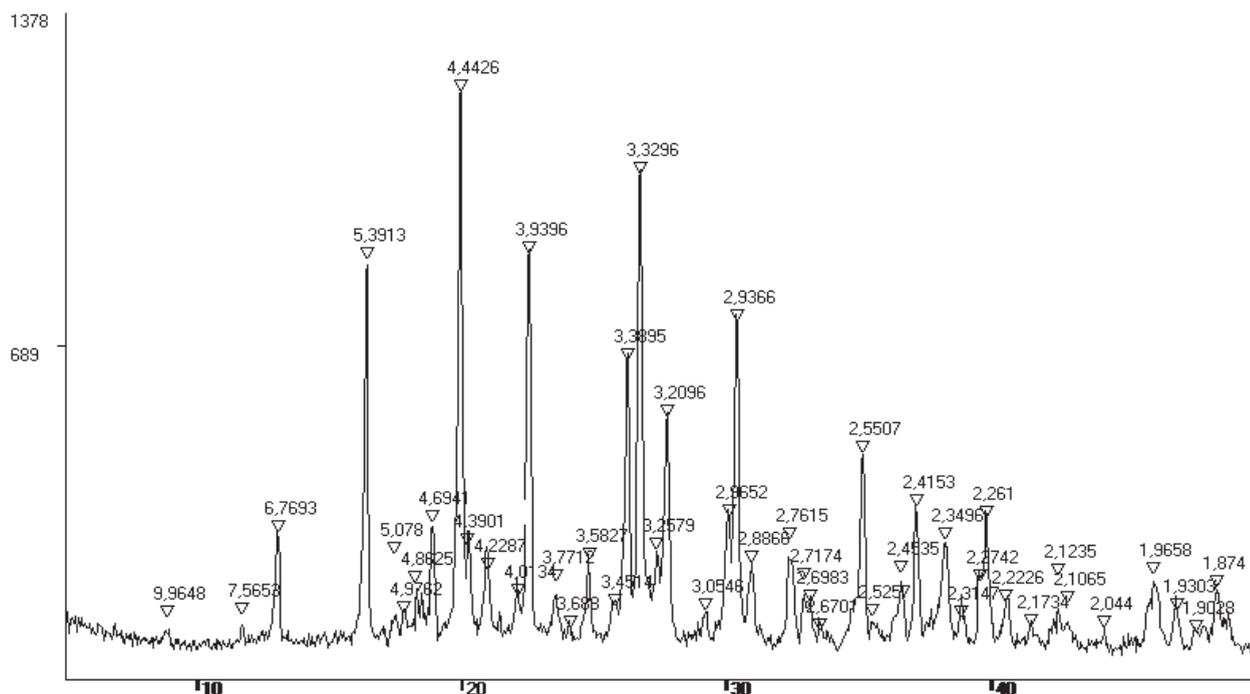


Рис. 1. Дифрактограмма обр. ШГ-05/155-1. Состав пробы: пентагидрит, примесь старкеита, кварца, следы гексагидрита, слабые следы гидрослюды (9.96; 4.97), гипса (7.56).

Выявлено существенное изменение содержаний мышьяка, свинца, меди, железа и цинка в водах, дренирующих склады вскрышных горных пород окисленных и некондиционных руд Шерловогорского оловополиметаллического месторождения по сравнению с их содержанием в рудах. В водах, формирующихся в верхних частях этих объектов, содержание указанных элементов в несколько раз превышает ПДК. Как видно из таблицы, в осадках, образующихся на испарительных геохимических барьерах, нет минералов свинца и мышьяка.

Просачиваясь через толщу техногенных массивов, на карбонатном и окислительных геохимических барьерах они теряют свинец в виде осаждающихся церуссита $PbCO_3$, англезита $PbSO_4$ и миметезита $Pb_5(AsO_4)Cl$. Медь выделяется в виде малахита $Cu(OH)_2CO_3$, антрлерита $Cu_3(OH)_4[SO_4]$ и брошантита $Cu_4(OH)_6[SO_4]$. Мышьяк осаждается также в виде миметита $Pb_5(AsO_4)Cl$, скородита $Fe_3+[AsO_4] \cdot 2H_2O$ и других минералов (табл.). Незначительная часть цинка осаждается в виде гемиморфита (каламина) $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$. Часть железа остается в виде гидроксидов.

При этом содержание цинка в водах остается достаточно высоким. Не изменяется содержание магния. Он вместе цинком, с оставшимися в кислом растворе медью, кадмием, двухвалентными железом и марганцем, мигрируют во временных потоках, впадающих в кислое озеро на дне карьера. Из этих временных потоков на пути их движения к озеру сульфаты магния (эпсомит, гексагидрит, пентагидрит, старкеит, кизерит), цинка (госларит, бианкит), меди (бутит, халькантист, бонатит, халькокианит) выделяются на испарительных геохимических барьерах в сухие летние месяцы (рис. 1, 2). Анализы сульфатов цинка показали, что в них, как и в сфалерите, наблюдается корреляция между кадмием и цинком.

В сухое время года борта карьера, склоны куч и буртов, в которых хранятся эти техногенные образования, окрашены в зеленые, голубые, грязно-синие, буроватые и белые цвета. Минералов свинца среди этих новообразований не отмечено, хотя содержание их в первичных и окисленных рудах, по которым развиваются сульфаты, составляет 0,15-1,0%. Это, а также очень небольшие содержания свинца в озерной воде указывает на его меньшую подвижность по сравнению с цинком, медью, магнием и кадмием. С этим, возможно, связана одна из причин преимущественного накопления свинца во внутренних частях вторичных ореолов рассеяния в геотехногенном ландшафте месторождения. Среди сульфатов магния, цинка и меди в новообразованных минеральных ассоциациях установлены их ряды, характеризующиеся различным содержанием молекул кристаллогидратной воды. Судя по тому, что, как это видно на термограммах, выделение её происходит при разных температурах и в зависимости от скорости нагревания, не все молекулы воды одинаково связаны в их структуре. Не вполне ясны причины вхождения в один и тот же сульфат, например, магния (эпсомит, гексагидрит, пентагидрит, старкеит) различных количеств молекул воды. Судя по имеющимся неполным данным, число их зависит от концентрации. Для получения однозначной картины требуются специальные исследования. В отдельных сульфатах, например, в брошантите, образующемся при криоминералогенезе, в обычных условиях не содержащем молекулярной воды, число молекул может быть различным и меняться во времени, наподобие цеолитной воды. Такая вода нами предварительно названа квазицеолитной.

В связи с тем, что большинство новообразованных минералов имеют достаточно четко выраженную окраску и хорошо визуально выделяются на общем фоне ландшафтов, они могут быть достаточно надежными поисковыми критериями.

Выводы:

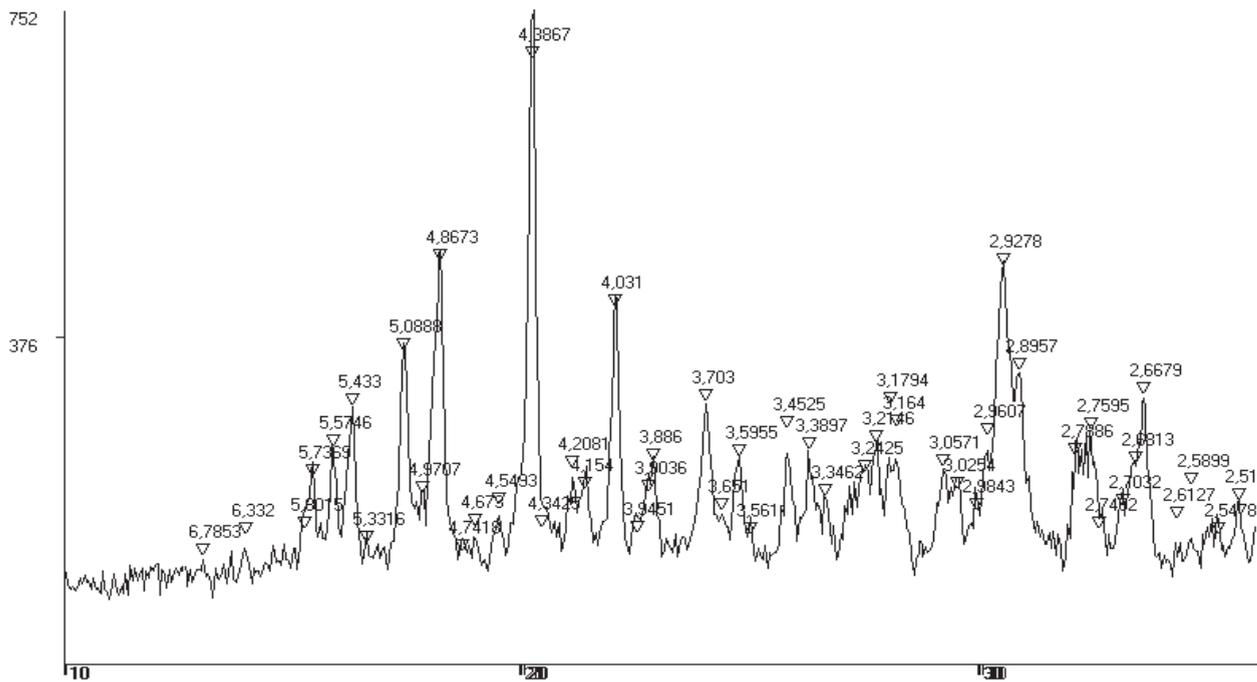


Рис. 2. Дифрактограмма обр. ШГ-07-256. Состав пробы: гексагидрит, сидеритил $(\text{Fe,Cu})\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, следы, возможно, эпсомита (5.33; 4.20; 3.02; 2.98), бонатита $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (5.10; 4.85; 4.40; 3.65; 3.25; 3.01; 2.96), гидрослюда (4.97).

1. Современное минералообразование чрезвычайно широко развито в условиях природных, природно-техногенных и геотехногенных ландшафтов. В основном образуются сульфаты с различным числом молекул кристаллогидратной воды.

2. В связи с различной подвижностью в условиях гипергенеза на различных геохимических барьерах происходит разделение токсичных элементов. Свинец и мышьяк в процессе дренажа через толщи техногенных массивов задерживаются в них и не выносятся на ландшафт. Подвижные элементы, такие, как цинк, медь, кадмий, двухвалентные железо и марганец, никель и кобальт в составе водных потоков, вытекающих из-под техногенных массивов, выносятся на ландшафт и поступают в водные бассейны.

3. Интенсивность миграции токсичных химических элементов в зависимости от погодно-климатических условий происходит по-разному. В сухие годы или периоды между дождями эти химические элементы на испарительных геохимических барьерах осаждаются в виде различных сульфатов. В водные годы они поступают в водоемы, ухудшая экологическую обстановку в них. Поэтому современное минералообразование выступает как важный геоэкологический фактор.

4. Выцветы эфемерных минералов на поверхности природно-техногенных и геотехногенных ландшафтов однозначно указывают на присутствие определенных рудных элементов, свидетельствуя о возможности использовать их в качестве индикаторов и поисковых признаков.

1. Юргенсон Г.А., Асосков В.М., Четкин В.С. и др. Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1999. 574 с.

2. Юргенсон Г. А. Минералогия и геохимия геотехногенных ландшафтов // Минералогия техногенеза - 2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 83-91.

3. Сергутская О.С. Современное минералообразование как фактор состава минералов Шерловогорского месторождения // В мире научных открытий. Красноярск: Научно-инновационный центр, 2010. № 4. С.77-78.

4. Юргенсон Г. А. Эфемерные минералы // Малая энциклопедия Забайкалья: Природное наследие. Новосибирск: Наука, 2009. С. 673.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА УРАЛТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

А.В. Сначёв

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, SAVant@inbox.ru

В ходе проведения геологической съемки масштаба 1:200000 (новая серия) в пределах листа N-40-XXXIV (Зилаир) нами были просмотрены разрезы галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит максютовского комплекса восточного и западного крыльев Уралтауского антиклинория. Углеродсодержащие сланцы и кварциты наиболее широко развиты в кайраклинской и карамалинской свитах, особенно в нижней (якуповской) и верхней (баракальской) подсвитах карамалинской свиты.

Банк анализов включает 58 силикатных (выполнены в ИГ УНЦ РАН), 5 редкоземельных элементов (ГЕОХИ, ЦЛАВ) и 3 определения $C_{орг}$ (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС).

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации однообразен: породообразующими является кремнезем (по 50 анализам от 76 до 93%, среднее 88%), сумма остальных 12 оксидов в среднем составляет 10%.

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использовалась диаграмма A-S-C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [2]. Параметры $A=(Al_2O_3-(CaO+K_2O+Na_2O))*1000$ и $S=(SiO_2-(Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+CaO+MgO))*1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C=(CaO+MgO)$ – в массовых долях оксидов. Практически все углеродистые отложения очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Обратная корреляция между параметрами A и S, а также C и S указывает, во-первых, на био-хемогенный и вулканогенный источник кремнезема, но не терригенный его привнос, а во-вторых, на независимые источники кремнезема и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит CaO и избыток SiO_2 , присуща для активно прогибающихся дистальных частей бассейнов.

Более детально необходимо остановиться также и на содержании органического углерода. Известно, что содержания $C_{орг}$ в типичных черносланцевых отложениях составляют от 1% и более. В них выделяются три группы пород [6]: низкоуглеродистые – 1-3 %, углеродистые – 3-10 %, высокоуглеродистые – >10 % $C_{орг}$.

Результаты анализа показывают, что кремнисто-углеродистые сланцы относятся к низкоуглеродистому типу (среднее 2,36 %). В анализах кремнистых сланцев почти 100 % углерода составляет $C_{орг}$, на долю CO_2 приходится ничтожные значения, что в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 2,1) и отсутствием карбонатов в разрезах говорит о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных отложений возможно только на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации (в современных океанических структурах – от 3500 м до 6000 м) [3, 4, 5].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений рассматриваемой площади использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [7].

Гидролизатный модуль ($ГМ=(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$) основанный на содержаниях пяти главных петрогенных оксидов, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород.

Его значение отражает гидролиз – степень разделения кремнезема и полторных (труднорастворимых) окислов – Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 . Чем ниже его значение, тем “чище” осадок от продуктов выветривания, то есть выше зрелость породы. По значениям гидролизатного модуля (от 0,01 до 0,168) все кремнисто-углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к типу силиты, классу гипосилиты, а 52% из них даже к подклассу ультраэвсилитов, что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Алюмокремниевый модуль ($АМ=Al_2O_3/SiO_2$) служит для разделения глинистых и песчаных пород, а также, как и гидролизатный, указывает на степень химического выветривания. Абсолютное большинство анализов показывает, что углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к гипоглиноземистым породам.

Наиболее информативным является распределение параметров S и АМ по площади. Интерес представляет не столько абсолютные значения параметров S и АМ, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг, что дает возможность оценить долю терригенной примеси в осадках кайраклинской и карамалинской толщ по всей рассматриваемой площади. Построения по юмагузинской свите не проводились, в виду малого количества анализов.

При анализе изменений значений параметра S и АМ отчетливо видно, что количество терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации, было разным. Так, наибольшее его количество фиксируется в осадках средней подсвиты кайраклинской свиты, для нее характерны минимальные значения параметра S и максимальные параметра АМ, а также наибольшие значения параметра C (среднее 3,0). Все эти факторы, в совокупности с геологическими данными (наличие редких линз известняков в разрезе), позволяют говорить о относительной мелководности бассейна в этот период.

Наименьшее количество терригенного материала характерно для отложений верхней подсвиты кайраклинской свиты. Здесь отчетливо фиксируется поле с высокими значениями параметра S и минимальными АМ и C (среднее 1,64), что говорит о наибольшей глубоководности бассейна в это время.

Судя по максимальным значениям параметра АМ, привнос терригенного материала происходил с юго-востока.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ). При изучении РЗЭ для большей наглядности рассматривают не

абсолютные значения, а нормированные к “стандартным” породам или хондритовому метеоритному веществу:

Использование нормирования к хондриту позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ (в работе при нормировании к хондриту использовались данные [9]). Для кремнисто-углеродистых сланцев свойственен однотипный характер нормированных кривых – преимущественное накопление легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отчетливый европиевый минимум, а также устойчивая корреляция легких редкоземельных элементов (отношение La:Ce:Nd составляет 1:2:1).

Уран. Содержания урана укладываются в следующие границы (г/т): 4-25 – геохимический фон, 25-40 – аномалии, 40-55 – сильные аномалии, более 55 – резкие аномалии (рудогенные) [8].

Содержания урана в углеродистых сланцах Зилаирской площади согласуются с геохимическим фоном. Высокое значение урана, при нормировании к осадочным породам (глинам и сланцам) [1] связано с повышенными содержаниями органического углерода, который является геохимическим осадителем его из морской воды.

Элементы-примеси. Нормирование углеродистых отложений Зилаирской площади к осадочным породам (глинам и сланцам) [1] позволяет выявить степень накопления малых элементов в углеродистых осадках.

Так, мы видим отсутствие накопления в породе типичных катионогенных литофилов (Rb, Cs, Sr, Ba), в то же время концентрации металлов- и неметаллов-геофилов (Zn, Se, As) превышают 1 или составляют околокларковые, что, несомненно, связано с их высокими содержаниями в сульфидах. Сидерофилы группы железа (Co, Ni, Sc, Fe, Cr) имеют различные кривые распределения, однозначна корреляция хрома, железа, никеля, которые поступали в бассейн вместе с обломками пород основного состава. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью (Zr, Hf, Th, U, Ta) не накапливаются в углеродистых осадках, исключением можно считать уран.

При анализе замечено, что для кремнисто-углеродистых отложений Зилаирской площади не характерно накопление хрома, для основной массы анализов они соответствуют кларковым значениям (100 г/т), но группа анализов имеет просто ураганные содержания хрома (от 1240 до 4470 г/т), имеющего четкую положительную корреляцию с надкларковыми значениями никеля. Подобное соотношение и содержания элементов четко указывает на наличие в осадках продуктов разрушения ультраосновных пород.

Основные выводы:

1. Черносланцевые отложения Зилаирской площади относятся к низкоуглеродистому типу и очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории.

2. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах рассматриваемой площади были однородными. Наибольшее количество терригенной и вулканогенной примеси отмечается в составе отложений средней подсвиты кайраклинской свиты, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе известняков свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Наибольшей химической чистотой и относительной глубоководностью характеризуются отложения верхней подсвиты кайраклинской свиты.

3. Соотношение основных петрогенных окислов терригенной примеси в подавляющем большинстве соответствует основным и ультраосновным породам, что согласуется с аномальными содержаниями хрома в отложениях. Судя по значениям петрохимических параметров, привнос терригенного материала происходил с юго-востока.

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. № 7.

2. Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46-57.

3. Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. 1978. №1.

4. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М.: Наука, 1968.

5. Хворова И.В., Лисицина Н.А., Богданов Ю.А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с.ш.) // Литология и полезные ископаемые. 1985. №3.

6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. 34 с. (Сер. препр. “Науч. докл.”. Вып. 148).

8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 51 с.

9. Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Pros. 2nd Lunar Sci. Conf. 1971. Pergamon Press, Oxford. P. 1319-1329.

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ СИБЕГАНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ОХОТСКИЙ МАССИВ)

Л.Б. Сушкин

ООО «Проективест-ДВ», Екатеринбург-Хабаровск, sushkinl@rambler.ru

Описываемая территория расположена на севере Хабаровского края, в средней части Кухтуй - Ульбейского междуречья, и охватывает восточные отроги Кухтуйского хребта.

Площадь расположена в южной части Яно-Колымского звена обширного Дальневосточного вольфрам-оловорудного пояса [1-5, 7]. Она входит в состав субмеридиональной Правоульбейской (Сибеганской) золото-редкометалльной зоны (Au, Ag, W, Mo, Cu).

В пределах данной площади выделены Анмандыканское, Сибеганское золото-редкометалльные, а в её южной части Брусничное золото-серебряное потенциально рудное поле, включающие не менее десяти рудопроявлений и целый ряд аномалий.

Главной чертой Сибеганской площади является широкая гамма рудной минерализации при преобладании скарного типа.

Золото-редкометалльное оруденение Анмандыканского и Сибеганского рудных полей приурочено к приконтактовым частям Правоульбейской интрузии субщелочных лейкократовых гранитов, и обычно контролируется узлами сочленения ортогональных нарушений, часто фиксируемых дайками базитов.

Наиболее значимые поисковые результаты получены в северной и южной частях Ульбейского участка площади, где были выявлены мощные диагональные зоны (150-300 м) вкрапленной и прожилково-гнездовой сульфидной минерализации, представленной пиритом, пирротином, борнитом, реже халькопиритом и сфалеритом. В свете этих данных Сибеганская площадь представляется перспективной и на выявление оруденения медно-порфирового типа.

Здесь также выявлены в коренном залегании линзы и зоны массивных магнетитовых скарнов мощностью 5-10 м с вкрапленностью халькопирита. Учитывая золотоносность подобных скарнов в Учурской (Кет-Капской) и других металлогенических зонах региона, а также развитие их в верхних, головных частях ряда золотоносных россыпей Брусничного рудного поля, данные скарновые проявления, по-видимому, заслуживают дальнейшего изучения и оценки.

По предварительной оценке ресурсы Сибеганской площади составляют не менее 100 т золота и 3000 т серебра, а ресурсы редких и других металлов (Pb, Zn, Cu, Sb, As) сегодня не учтены.

Самостоятельного рассмотрения заслуживает вопрос о перспективах Сибеганской и смежных с ней площадей Охотского срединного массива на выявление промышленного уранового оруденения типа несогласия («unconformity type deposits»), открытого в последней трети XX в. как на соседней Северо-Американской платформе, так и в Австралии. Это представляется актуальным и в связи с установленными на Охотском срединном массиве ярко выраженными структурными несогласиями - как на границе чехла с архейским кристаллическим фундаментом, так и в разрезе самого чехла, широким развитием в нём углеродистых и битуминозных отложений, а также в целом явно недостаточной наземной изученностью древнего ядра Охотского массива [1, 2, 6, 7].

Геологопоисковые работы на Сибеганской площади были преждевременно прекращены, но полученные геолого-геофизические и геохимические материалы представляют значительный интерес, и требуют углублённого анализа для направления будущих работ в этом перспективном районе.

Вместе с тем, планирование геологоразведочных работ на Сибеганской площади для будущего её промышленного освоения требует оценки возможных экологических последствий, учитывая очень важное природоохранное значение этой территории, расположенной в береговой зоне р. Ульбеи, как для растительного, животного мира, так и воспроизводства лососёвых рыб.

Автор посвящает свой скромный труд памяти безвременно ушедшего замечательного человека и специалиста, руководителя ООО «Геофизик Приморья», выполнявшего работы на Сибеганской площади, выпускника Иркутского политехнического института геофизика Владимира Германовича Домбровского.

1. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Приохотская, лист Р-54-XXX. Объяснит. записка. Составитель Ф.Ф. Вельдяков. Магадан, 1977.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000, серия Приохотская, лист Р-54-XXXVI. Объяснит. записка, Составители Е.Г. Песков, Р.Б. Умитбаев. Магадан, 1977.
3. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 203 с.
4. Лошак Н.П. Дальневосточный мезозойский вольфрам-оловорудный пояс: Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ДВИМС, 2002. 178 с.
5. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н., Карась Н.А. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
6. Сушкин Л.Б. Об урановорудном потенциале Северо-Востока России // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России. Тез. докл. Годичной сессии РМО. М.: Геолог. музей РАН. 2007. С. 136-139.
7. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 287 с.

ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ БУРЯТИИ

А.В. Татаринов, В.В. Алёшин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatarinov@gin.bsnet.ru

Территория Бурятии представляет собой один из немногих регионов России, характеризующихся огромным минералогическим потенциалом облицовочного и камнесамоцветного сырья, благоприятными транспортно-экономическими условиями (БАМ, Транссибирская магистраль) для создания камнедобывающей и камнеобрабатывающей отраслей промышленности, возможностями поставок большого объема продукции последних в страны Тихоокеанского региона (Япония, Китай, Южная Корея). В 70-90-е годы XX в. попутными поисками и проведенными экспедицией “Байкалкварцсамоцветы” специализированными работами выявлено около 200 проявлений, множество находок ювелирных (пироп, хризолит, кордиерит, морион, аметист, аквамарин, топаз), ювелирно-поделочных (нефрит, родингит, цветной халцедон, розовый кварц, родонит), поделочных (амазонит, яшмоиды, агальматолит, графический пегматит, благородный серпентинит), облицовочных (граниты, габброиды, мрамор, эффузивы, туфы, серпентиниты) камней. Кроме того, весьма значителен потенциал декоративных коллекционных минералов (друзы, жезды и хорошо образованные кристаллы различных минералов в полиметаллических, флюоритовых, молибден-вольфрамовых, редкометалльных и благороднометалльных месторождениях). Однако, кроме нефрита, отчасти халцедона, аквамарина, пироба и хризолита, работ по оценке объектов камнесамоцветного сырья на территории Бурятии не проводилось.

К настоящему времени установлены три крупных нефритоносных района: Восточно-Саянский, Джидинский и Витимский. Нефрит двух первых районов пространственно и генетически связан с зонами серпентинитового меланжа одноименных офиолитовых поясов, а Витимский – с тектонизированными гранитами и доломитами. Выявлено, оценено и разведано более десяти промышленных месторождений россыпного и коренного нефрита, которые отработаны или эксплуатируются, а также одно месторождение (Тулдунское) цветного халцедона в Еравнинском районе, месторождения ювелирного кристаллосырья - Бартойское (пироп и хризолит), Супруновское (аквамарин, гелиодор).

Драгоценные (ограночные), ювелирно-поделочные и поделочные камни занимают особое место среди твердых полезных ископаемых, отличаясь от всех других видов непостоянной конъюнктурой потребления, обилием минеральных видов, сложным геологическим строением месторождений с неравномерным распределением и изменчивостью качества минерального сырья, весьма затрудняющих их разведку и оценку. Еще в 70-е годы прошлого века к этой группе твердых полезных ископаемых предлагался специфический подход к геолого-экономической оценке месторождений, который в первую очередь базировался по отдельно взятому месторождению, либо на количественных соотношениях рядовых высококачественных камней к низкосортным, либо на наличии небольших концентраций камней уникального (высокого) качества, извлечение которых могло компенсировать все затраты разведочно-добычных работ. Следующей важной особенностью рассматриваемого сырья является быстрая смена моды на тот или иной камень, их цвета, вида камнерезной продукции, которая вызывает большие колебания спроса и стоимости не только изделий, но и сырья, полуфабрикатов. В этой связи, опыт СССР и зарубежных стран по освоению ресурсов камнесамоцветного сырья показал, что геологические работы по поискам, оценке и разведке месторождений должны проводиться с учетом упомянутых выше факторов, среди которых на первом месте стоит такой показатель, как художественно-декоративные свойства: качество полировки, прозрачность и просвечиваемость, характер и интенсивность окраски, цветовые эффекты (астеризм, иризация, адуляресценция, опалесценция, эффекты “огня”, “кошачьего глаза”, “тигрового глаза”), наличие минеральных включений, трещиноватость, размеры бездефективных участков.

Практически все учтенные к настоящему времени проявления цветных камней Бурятии характеризуются отсутствием достоверных данных о перечисленных выше качественных характеристиках сырья или совсем их не имеют. Соответственно отсутствует и их ресурсная оценка.

Поэтому на первом этапе решения рассматриваемой проблемы необходимо провести работы, ориентированные на качественную разработку слабо изученных или не изученных объектов камнесамоцветного сырья, создание литотеки различных художественно-декоративных разновидностей и сортов камня, изучение возможностей рынков сбыта для сырья, полуфабрикатов и изделий. На основе изучения показателей и геологических параметров известных проявлений цветных, облицовочных и коллекционных камней, маркетинговых исследований можно выявить перспективные объекты, участки, площади под поиски месторождений и опытно-промышленной отработки.

Из ограночных ювелирных камней, представляющей наибольший интерес в плане потенциальных перспектив обнаружения промышленных месторождений на территории Республики Бурятия являются сапфир и кордиерит. Их месторождения в России неизвестны.

Находки сапфира в шлихах и четвертичных рыхлых аллювиальных и элювиальных отложениях известны в Джидинском вулканическом районе. Судя по размерам зёрен и метакристаллов (до 5×7 мм) и наличию прозрачных их разновидностей, имеются хорошие перспективы обнаружения промышленных месторождений. Таким образом, кайнозойские щелочные и субщелочные базальты Джидинского района, в поле развития которых известно Бартойское месторождение пироба и хризолита, являются первоочередным перспективным объектом для постановки широкомасштабных поисков ювелирного кристаллосырья.

Особого внимания заслуживает ювелирный кордиерит, многочисленные находки и проявления которого широко распространены в Северо-Байкальском районе Бурятии [2].

Проявления прозрачного и полупрозрачного кордиерита А.И. Сизых [2] обнаружены в бассейнах р. Укучикта, Миня,

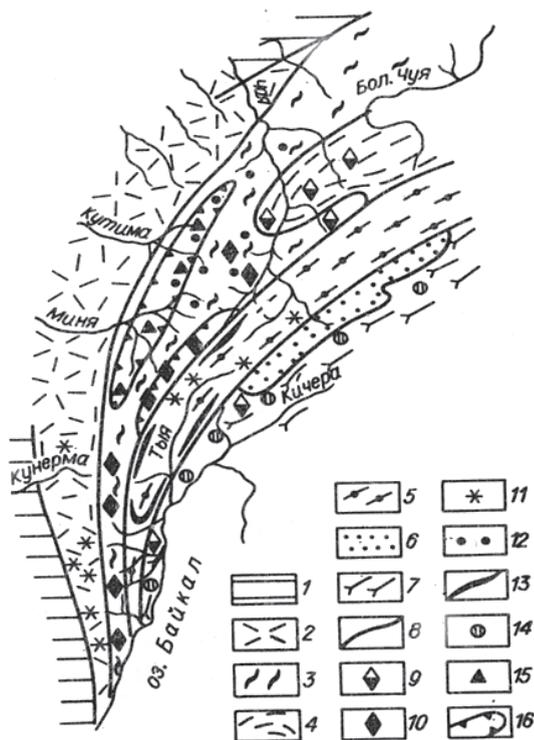


Рис. Схема размещения проявлений цветных камней в Северо-Байкальском районе (по данным [2]).

1 – Сибирская платформа; 2 – Северо-Байкальский вулканический пояс; 3 – Чуйско-Укучиктинский метаморфический пояс; 4 – Мамско-Витимский метаморфический пояс; 5 – Тыйско-Олоkitский метаморфический пояс; 6 – Холоднинская впадина, выполненная нижнекембрийскими образованиями; 7 – рифейский базит-ультрабазитовый комплекс; 8 – разломы; 9-15 – рудопроявления полезных ископаемых (9 – мусковитовых пегматитов, 10 – редкометалльных пегматитов с аквамарин и амазонитом, 11 – полиметаллов (свинца, цинка), 12 – рутилитов, 13 – титаномагнетита, 14 – железистых кварцитов, 15 – ювелирного кордиерита); 16 – участки, перспективные на ювелирный кордиерит.

В пределах Баргузинского и Прибайкальского районов Бурятии известны проявления аметиста (Тошальго), мориона (участок “Гари”), родонита (Усутайское). Однако качество сырья, масштабы этих проявлений изучены весьма слабо. Особый интерес представляет родонит, который по стоимости и возможностям изготовления из него большого ассортимента изделий находится в одной группе ювелирно-поделочных камней вместе с нефритом и лазуритом.

В настоящее время острейшая проблема возникла с нефритом для всех трех нефритоносных районов Бурятии, из-за того, что не проведена оценка его ресурсов, в связи с отсутствием специальных исследований по выявлению факторов, контролирующих пространственное размещение нефритовой минерализации, за исключением Оспино-Китойского массива ультрабазитов Восточно-Саянского пояса [3]. По этой причине не выделены новые площади, перспективные для поисков. Данное обстоятельство тормозит развитие добычи нефритового сырья, не позволяет правильно выбрать участки для лицензирования.

Из краткого перечня некоторых наиболее актуальных проблем оценки рекурсного потенциала цветных камней на территории Бурятии следует, что в самое ближайшее время необходимо широко развернуть специализированные работы с привлечением федеральных средств на начальном этапе исследований.

1. Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980. 166 с.
2. Сизых А.И. Петрология метаморфических поясов Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1985. 121 с.
3. Прохор С.А. Основные факторы нефритообразования и геологические условия становления нефритоносных ультрабазитовых комплексов Восточного Саяна // Записки ВМО. 1990. № 6. С. 33-44.

Кутима, Абчада (рис.). В кварц-хлорит-биотитовых динамосланцах (диафторитах) на хр. Малый Аkitкан и бассейне на Кутимы отмечены кристаллы кордиерита. В диафторитах по мигматитам и кордиеритовым гнейсам отмечаются округлые (“желваковые”) обособления прозрачного фиолетового кордиерита. Размеры “желваков” 5-50 см. Интересна зона кварц-кордиерит-мусковитовых диафторитов, мощностью около 900 м, протягивающаяся на несколько километров. Кордиерит здесь двух генераций. При этом кордиерит поздней генерации наиболее чистый, лишен минеральных включений и может представлять интерес как сырье для получения ограночного камня. Широкая полоса (до 4-6 км) кордиеритсодержащих пород с находками ограночных разновидностей прослежена от руч. Рутилового на СВ до водораздела рр. Кутима и Чекуй и на ЮЗ в бассейне р. Лев. Миня. На водоразделе рр. Абчада и Неручанда (уч. Водораздельный) кордиеритсодержащие динамометаморфиты слагают зону (250-300 м) в породах чуйской серии и гранитоидах ирельского комплекса. Кордиерит здесь образует “желваки” длиной от 5-10 см до 15 см и характеризуется зеленовато-серым, реже бледно-фиолетовым, бледно-зеленым цветом, прозрачностью. Аналогичные зоны выявлены в бассейне рр. Окунайка, Уокит, Иловирь.

Северо-Байкальский район Бурятии является уникальным по перспективам обнаружения нового для России ювелирного камня – кордиерита. В этой связи, следует отметить тот факт, что из кордиерита р. Гулякит в 80-х годах XX в. были изготовлены опытные граненные вставки, качество которых оказалось высоким. Образцы кордиерита, пригодные для огранки, известны в гнейсах Юго-Восточного Памира, где они образуют желваки размером 10-15 см. Месторождения ограночного кордиерита выявлены в Бирме, Индии, Шри-Ланке, Бразилии, Намибии. Его следует отнести к IV порядку ювелирных камней, следуя стоимостной классификации [1]. К этой группе относятся прозрачные турмалин, сподумен (кунцит), циркон, берилл (аквамарин, гелиодор), аметист, пироп, альмандин, цитрин. Стоимость одного карата этих камней на международном рынке составляет 2-30 долларов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНАХ БУРЯТИИ

Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, И.Г. Татьков, Ц.А. Тубанов, А.Д. Базаров
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatkov@gin.bsnet.ru

Оценка перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений рудного золота представляет собой сложную геологическую задачу, решение которой возможно комплексом геофизических методов, включающим электроразведку на постоянном и переменном токе. Повышение геологической информативности электроразведки в осложненных условиях рудных узлов и полей Прибайкалья (альпинотипный рельеф, малая мощность и субвертикальные углы падения рудных тел, криолитозона, курумы, высокие переходные сопротивления) во многом связано с совершенствованием современной аппаратурно-технической базы, развитием методик 2D, 3D-моделирования и инверсии, учета основных искажающих факторов [1].

Примером современной эффективной геофизической технологии поисков и оценки рудоконтролирующих структур является многоразное комбинированное профилирование (МКП-ВП, ранее известное в рудной геофизике как точечное зондирование способом центрального электрода), дополненное комплексом программ автоматической инверсии. Тестирование одной из таких программ - Res2DInv на конечно-элементных геоэлектрических моделях золоторудных месторождений Прибайкалья позволило оценить влияние различного рода помех, показать корректность процедуры инверсии, оптимизировать параметры обработки и снизить степень неоднозначности геологической интерпретации данных МКП-ВП.

После тестирования программа Res2DInv была применена для обработки полевых данных зондирования методом центрального электрода, полученных в разные годы и с различными измерителями в Муйском, Восточно-Саянском рудных районах и Озернинском рудном узле.

Для картирования залежей типа минерализованных зон на площади Кедровско-Ирокиндинского рудного узла (Муйский рудный район) помимо традиционных методов срединного градиента (СГ) и естественного поля (ЕП) применялись зондирования на постоянном (МКП-ВП) и переменном токе (ЗМПП).

В условиях альпинотипного рельефа применение зондирования на переменном токе осложняется такими факторами, как горизонтально-неоднородное полупространство, высокое удельное сопротивление многолетнемерзлых пород, слабоконтрастность рудных зон в поле электросопротивлений, проблемы с точкой записи. Метод переходных процессов (МПП) и его модификация (ЗМПП) имеют ряд преимуществ перед зондированиями на постоянном токе (отсутствие

проблем с заземлением, возможность выполнения работ в зимний период) и недостатков, обусловленных применением горизонтально-слоистых моделей при стандартной 2D- и 3D-интерпретации (в пакетах EmitMaxwell, IX1D и EMDP).

Сравнение данных ЗМПП, МКП-ВП и результатов буровых работ по опорному профилю подтвердили возможность выделения верхней кромки проводящих объектов обоими методами без предварительного определения параметров их залегания (рис. 1). Электротомография МКП-ВП с использованием современной цифровой многоэлектродной аппаратуры ЭИН-2000 и одноканальных измерителей ЭИН-209 позволила более детально оконтурить перспективные рудные залежи, выявить «слепые» рудные тела на глубинах до 200 метров, уточнить элементы залегания рудных объектов, оценить их геологическую природу. Полученные интерпретационные геоэлектрические разрезы хорошо под-

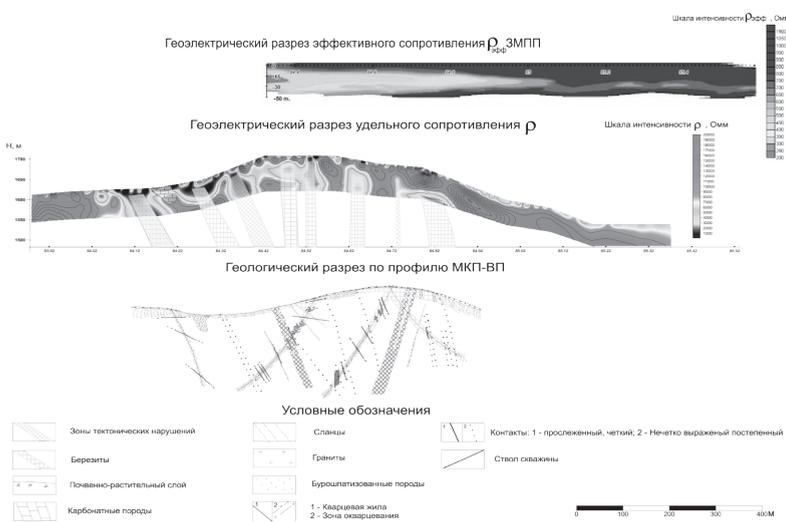


Рис. 1. Сопоставление разреза эффективного сопротивления ЗМПП (петля 50×50 м, ток 3А, аппаратура Импульс-Д), автоматической 2D-инверсии данных МКП-ВП и бурения на флангах Кедровско-Ирокиндинского рудного узла.

тверждаются результатами проведенных горно-буровых работ.

Озернинский рудный узел, несмотря на сложное геологическое строение, хорошо изучен комплексом разведочных методов и бурением. Малая мощность золоторудных тел с углами залегания от 30° до 75° в значительной мере понижает информативность большинства геофизических методов при картировании вмещающих рудоконтролирующих структур. Измерения по способу центрального электрода на территории рудного узла и Назаровского месторождения выполнялись в 1980-1983 гг. Полученные данные интерпретировались качественно без использования методик математического моделирования и инверсии [2].

В 2011 г. полученные ранее разрезы кажущегося сопротивления по профилям 7.4, 7.9 в центральной части Назаровского месторождения были оцифрованы и переведены в формат программы Res2DInv. Переинтерпретация материалов зондирования подтвердила недостаточное разрешение ТЗ-ВП(ЦЭ) с 20-метровым шагом измерений при поисках возмущающих

структур с наклонным залеганием (40° - 70°) и мощностью 5-8 метров, расположенных ниже экранирующих проводящих сред (таликов в верхней части разреза, обводненных зон окисления). Применение инверсии позволило уточнить положение и контуры известных и предполагаемых рудных объектов: залежей массивных колчеданных полиметаллических руд, тел с прожилково-вкрапленной золотополиметаллической минерализацией, а также оценить геологическую природу аномалий на флангах и глубоких горизонтах. На основе конечно-элементных моделей установлено, что уменьшение шага измерений до 5-10 метров существенно повысит разрешающую способность метода и позволит оценивать параметры залегания рудных объектов малой мощности.

В Восточно-Саянском рудном районе инверсия была применена к геоэлектрическим разрезам ТЗ-ВП(ЦЭ) по южному и западному флангам месторождения Зун-Холба, полученным в 1992 г. Саянской геофизической партией ПГО «Бурятгеология». Площадные работы на детальных участках проводились с использованием аппаратуры ВПФ. Шаг измерений по профилю, равный 20 и 50 м, позволил добиться глубины исследования порядка 250 м, но в значительной мере ухудшил дифференциацию разреза, что привело к искажению контуров предполагаемых рудных тел. Использование электроразведочной аппаратуры с низким входным сопротивлением в комбинации с разносами до 800 м проявилось в низком соотношении сигнал/шум. Не соблюдение технологии зондирования: изменение шага по профилю, множество отбракованных операторами значений, неоднородности в верхней части разреза негативно сказались на результатах инверсии.

Инверсионный геоэлектрический разрез по профилю 43.3 наиболее точно отражает современные представления о геологическом строении месторождения и зоны Верхняя [2]. Полученные результаты позволяют предположить присутствие высокоомной мощной зоны окварцевания, перспективной на поиски золотого оруденения (рис. 2). На рудопоявлении Смежное в верхней части разреза прогнозируется несколько субвертикальных относительно проводящих тел, не выделяющихся при качественной интерпретации 90-х годов. Относительно повышенными сопротивлениями отличаются зоны милонитизации малой мощности, перспективные на поиски золотого оруденения.

Проведенные работы методом многоканального комбинированного профилирования (МКП-ВП) на Кедровско-Ирокиндинском рудном узле и инверсия фондовых материалов ТЗ-ВП (ЦЭ) на флангах месторождений Зун-Холба и Назаровское подтвердили высокую информативность современных количественных методов интерпретации геоэлектрических данных: на всех тестовых объектах инверсией выделены новые возмущающие объекты, требующие заверки горно-буровыми работами.

В дальнейшем рекомендуется переход от 2D- к 3D- методикам регистрации и интерпретации материалов зондирования, проведение опытно-методических работ в подземных горных выработках. Ключевым направлением также является развитие методик измерения, количественной интерпретации параметра вызванной поляризации (ВП) и его производных (металл-фактор) для разбраковки геологической природы аномальных объектов.

Для повышения достоверности предлагается перейти к комплексным физико-геологическим моделям, построенным с учетом инверсии не только электрических, но и потенциальных полей (магнитного, гравитационного), а также провести доизучение петрофизических свойств горных пород и руд.

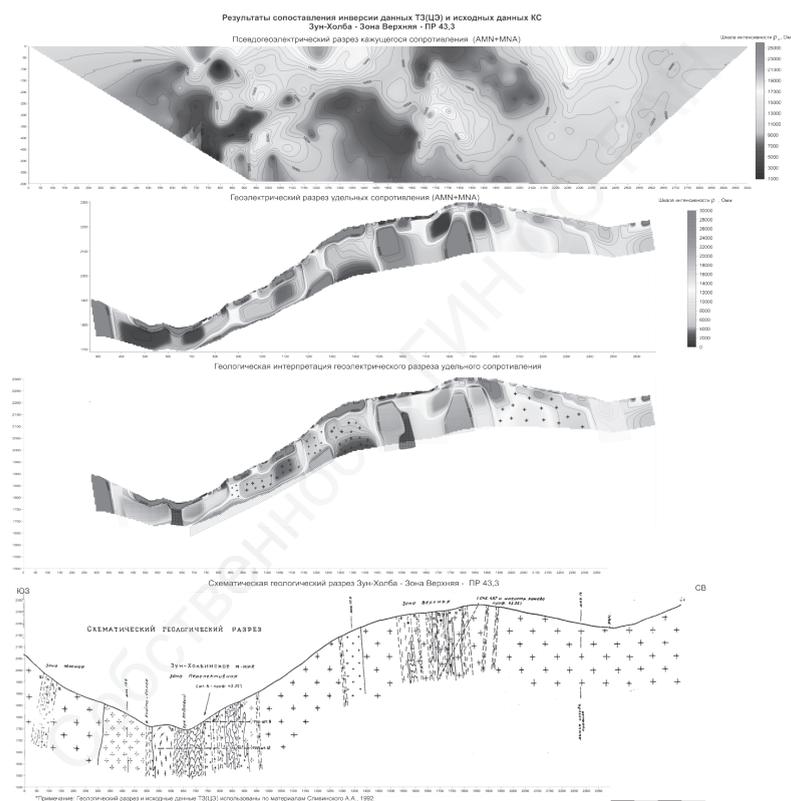


Рис. 2. Результаты 2D инверсии данных ТЗ-ВП(ЦЭ) по профилю 43,3 (профиль пересекает месторождение Зун-Холба и рудную зону Верхняя).

1. Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys 2011. <http://www.geoelectrical.com>
2. Нефедьев М.А. Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.
3. Рошкетав П.А., Орлов И.Б. и др. Золото Бурятии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 515с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ЦЭЗ БПТ ДЛЯ ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ ЛЕЧЕБНО-РЕКРЕАЦИОННЫХ ОБЪЕКТОВ

Толстой М.Ю.¹, Вилор Н.В.², Мороз М.В.¹

¹Иркутский государственный технический университет, Иркутск, mtyu@irk.edu

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, 664933, vilor@igc.irk.ru

Теплоснабжение российских регионов и объектов зависит от обеспеченности энергоресурсами и, главным образом, от их углеводородной (УВ) составляющей: угля, нефтепродуктов, газа. Но расширенное использование этого вида ресурсов при истощении запасов УВ сопровождается ростом цен и возрастающим загрязнением окружающей природной среды. Достойной альтернативой УВ являются неисhaustимые геотермальные ресурсы (ГР). Их геотермальная энергия (ГЭ) занимает первое место среди нетрадиционных возобновляемых источников энергии в России. Однако, они практически не задействованы в государственном топливно-энергетическом балансе, хотя в развитых европейских странах доля ГЭ превышает 5 %. Так, в Норвегии, по данным Национального геотехнологического института, более 3 трл. кВтч тепловой энергии производится за счет использования теплоты грунтов. Применение геотермальных технологий обеспечивает весь спектр потребителей тепловой энергии от городских микрорайонов до индивидуальных домов. Эффективность геотермальных установок (ГУ) с электрическими тепловыми насосами (ТН) выше, чем у УВ котельных, и без вредных выбросов в окружающую среду.

Использование горячеводных ГР с температурой более 40°C для обогрева жилых и производственных зданий, особенно в условиях сурового климата, есть инженерная задача, которая в России еще не решена. Общие технические сложности связаны с кольматацией и увеличенной коррозией трубопроводов при прямом использовании горячих подземных вод. Однако альтернативой является применение закрытой системы погружных U-образных трубных скважинных теплообменников из плотного полиэтилена. В стране не выработан общий подход к созданию геотермальных станций (ГТС), а поэтому нет и типового оборудования. Есть сведения о проектах модульных ГТС мощностью 6 и 30МВт, разработанных Калужским турбинным заводом. Информационная служба предприятия сообщает об изготовлении двух таких ГТС, установленных на островах Кунашир и Парамушир. Из сообщения строительной компании «ООО ЭДЭМ» (Санкт-Петербург) известно о сооружении в западной части России нескольких ГТС на низких температурах грунтов, построенных для РЖД и резиденции Президента РФ в Калининграде.

В Восточно-Сибирском регионе привлекаются средства к туристско-рекреационному освоению Центральной экологической зоны Байкальской природной территории - ЦЭЗ БПТ. Правительство РФ приняло решение о создании двух особых экономических зон (постановления от 03.02.2007 № 68 и от 03.02.2007 № 72) с увеличением их числа в дальнейшем. Количество российских и зарубежных туристов на берегах Байкала уже достигает 500 тыс. чел в год при численности населения ЦЭЗ БПТ менее 130 тыс. чел. В Бурятии на побережье озера Байкал к северу от дельты р. Селенга, в районе Гремячинск – Горячинск, включающем известное озеро Котокель, началось интенсивное обустройство крупной туристско-рекреационной зоны с целью формирования конкурентно способного центра международного туризма. Амбиции и планы грандиозные. Площадь освоения составляет 700 км², на которых запланировано строительство двух горнолыжных и водных курортов международного класса, баз отдыха, гостиниц, порта и аэропорта. Строительство предполагается до 2026 г при подготовке комплекса с пропускной способностью до 1.9 млн. чел. в год. Близость к разворачивающемуся строительству пока что скромного профсоюзного курорта республиканского значения Горячинск дает ему перспективы развития вплоть до организации классного рекреационного центра. Но, поскольку район характеризуется отрицательной среднегодовой температурой с длительным морозным периодом, курорт должен иметь надёжную систему теплоснабжения, при совершенно обязательном сохранении наивысшего стандарта экологической чистоты и безопасности, так как это – важнейшее условие его рекреационной привлекательности. Сейчас курорт обеспечиваются угольной котельной, являющейся значительным стационарным источником загрязнения воздуха ЦЭЗ, больших расходов и сложностей администрации. Более того, рост ее мощности в связи с текущими потребностями при реализации амбициозных инвестиционных проектов неизбежно увеличит вредное воздействие топочных газов и аэрозолей на состав локальной атмосферы и атмосферных осадков. Строительство же дополнительных проводных электропередач будет сопряжено с крупномасштабным уничтожением леса и разрушением облика уникальных ландшафтов. Поэтому альтернативой в пределах проектируемой экономикорекреационной зоны является использование нетрадиционных источников энергии, прежде всего ГР. На побережье озера и в ближайшей к Байкалу части западного Забайкалья расположены многочисленные месторождения горячих минеральных вод, тепловые ресурсы которых перспективны для теплоснабжения расположенных на них курортов и населенных пунктов. Здесь находятся известные курорты, имеющие всероссийское значение: Аршан (Тункинский) и Горячинск. Целью данной статьи является общее рассмотрение вопроса об экономической эффективности использования ГР именно на них и прежде всего на курорте Горячинск, который занимает исключительно благоприятное положение. Крупные запасы горячей минеральной воды с температурой 50-55°C залегают на освоенной площади населенного пункта, буквально «под ногами», на глубинах 20-50 м.

На курорте в рабочем состоянии находятся 2 скважины, из которых производится забор воды в лечебных целях: скважина 1/76 с дебитом 4.7 л/с и скважина 1/86 с дебитом 3.3 л/с. Температура в обеих скважинах 52°C. Горячинск, несомненно, первоочередный объект проектирования и создания современной автоматизированной ГУ для снабжения теплом жилых, лечебных и служебных помещений. Курорт характеризуется следующими количественными параметрами (табл. 1).

Табл. 1.

Условия развития инфраструктуры с применением ГР на курорте Горячинск

Средне-годовая температура, °С	Уклон рельефа, %	Площадь, га	Количество обогреваемых строений	Среднее расстояние между строениями, м	Общая обогреваемая площадь в зданиях, м ²	Материал строений/этажность	Длина линии водяного обогрева, м / среднее расстояние между зданиями, м	Диаметр трубопровода, мм
-2.33	1.5	12	32	63-64	13865	Дерево, брус, кирпич/1-2	1900 / 64	100+50

Горячинск – старинный курорт на Байкале, известный, по крайней мере, с XVIII в. «Горячинские ванны» принимали еще декабристы. Его традиционная инфраструктура представлена трехрядным расположением 1-2-этажных, преимущественно небольших деревянных домов. Из-за своей архаичности она, конечно, не соответствует компактно-модульной концепции сооружения современных лечебно-рекреационных, общественных и транспортных комплексов, использующих ГР-блочных сочетаний крупных корпусов, многоэтажных госпиталей, объектов коммуникации или громадных международных аэропортов (Гарденмоэн, Осло). С учетом местных особенностей Горячинска нами рассмотрен вариант конструкции ГУ.

Конструкция ГУ. В схеме-конструкции теплового оборудования для теплоснабжения курорта предлагается замена изношенной существующей угольной котельной, экологически «грязной», на ГУ, функционирование которой экономически эффективно и не сопровождается образованием загрязняющих веществ. Существует достаточное количество схем геотермального теплоснабжения [2], реализованных в Европе и за океаном. Мы рассматриваем практический вариант, учитывающий скромные финансовые возможности инвесторов, если таковые найдутся. В течение ближайших лет полная перестройка традиционной инфраструктуры курорта Горячинск скорее всего невозможна. Поэтому для организации его геотермального теплоснабжения пока лучше всего использовать уже имеющиеся тепловые линии. В конструкции ГУ для Горячинска предлагается некоторый аналог схемы, работающей на одном из французских бальнеологических курортов [2]. В ней при наличии тепловых насосов - ТН (рис. 1) выделяются внешний (**первичный - ПК**) и внутренний (**распределительный - РК**) теплообменные контуры. ПК обеспечивает съем и передачу тепла от геотермального теплоисточника к ТН. Устойчивость работы ПК обусловлена запасами горячей воды в недрах и тепловой мощностью используемого месторождения. Система закрыта и изолирована в полиэтиленовых U-образных трубах – погружных скважинных теплообменниках от контакта с породами и минеральной водой в стволах эксплуатационных термальных скважин. С учетом местной ситуации: 1) длительности отопительного сезона 9 месяцев, 5700 часов (курорт круглогодичный), 2) отрицательной среднегодовой температуре –2.33°С и немалой протяженности теплотрассы со значительным количеством рассредоточенных объектов (табл. 1) необходим бивалентный режим теплогенерации с созданием дополнительного, пикового догрева до 90-95°С воды - теплоносителя в используемой линии теплоснабжения. Это - основные условия, определяющие конструкцию РК (рис. 1).

В данном случае эффективно применение экономичных мощных ТН с горячей водой на входе, повышающих ее температуру для РК и водяной обогревающей системы. Для поддержки бивалентного режима с соответствующей температурой в буферной емкости (БЕ), расположенной после ТН, устанавливаются электронагреватели воды - ТЕНы (рис. 1). В зданиях и объектах вода после обогревательных батарей в обратной линии проходит через вентиляционные воздушные теплообменники (малые воздушные калориферы), подающие подогретый воздух в помещения по системе вентиляции. Этот вариант с четырьмя высокотемпературными ТН имеет сравнительно невысокую стоимость эксплуатации.

Тепловая мощность используемой части Горячинского месторождения горячих минеральных вод. Минимальная тепловая мощность (тепловой поток) Горячинского месторождения горячих вод (**Р**) рассчитывается по формуле: $P = c \times d \times \Delta t$ [3], где **c** – теплоемкость воды при данной температуре (17,974 кал/ моль.° = 75.254 Дж/моль.°), **d** – эксплуатационный расход, л/с (8 л/с), Δt избыточная температура, °С при изливании на поверхность, равная 52– (-2.33) = 54.33°С. Поэтому при указанном расходе

$P = 4181 \text{ Дж / кг.}^\circ \times 8 \text{ кг/с} \times 54.33^\circ = 1\,817\,230 \text{ Дж/с} = 1\,817.23 \text{ кВт} = 1.817 \text{ МВт}$ или $P = 6\,540\,028 \text{ кВт.ч}$. Этот же поток, рассчитанный через стандартное теплосодержание в таблице 2 равен 6270184.8 кВт.ч. По аналогии с [3] скрытый расход термального потока на месторождении в целом может достигать 500 л/с. Соответственно, в целом, тепловая мощность месторождения при усредненной температуре воды 44.8°С [4] и $\Delta t = 47.13^\circ\text{C}$ составит

$$P_{\Sigma} = 4181 \text{ Дж / кг.}^\circ \times 500 \text{ кг/с} \times 47.13^\circ = 98\,525\,265 \text{ Дж / с} = 98.525 \text{ МВт}$$

На курорте находятся в эксплуатации 2 скважины с параметрами (табл. 2).

Табл. 2

Водная производительность скважин курорта Горячинск

Скважина	Дебит, л / сек	Температура воды, °С
скв. 1 / 76	4.7	52
скв. 1 / 86	3.3	52



Рис. 1.

Результаты расчета теплопроизводительности N_w имеющихся скважин даны в таблице 3.

Теплоемкость воды при 52°C (H_{CT}) = 52 Ккал/г. Формула расчета:

$$N_w = \text{Дебит, л / сек} \times H_{CT} \quad (2)$$

Табл. 3.

Тепловая производительность скважин

скв. 1 / 76		скв. 1 / 86		Суммарная мощность, кВт	Суммарная производительность, кВтч $Q_{скв}$	Рассчитанная производительность, кВтч $Q_{расч}$
кал / сек	кВт	кал / сек	кВт			
244400	1023.254	171600	718.454	1741.708	6270184.8 $Q_{скв} / Q_{расч} = 2.04$	3093050.13

Из сопоставления данных таблицы с рассчитанной необходимой потребностью тепла на курорте, полученной двумя независимыми способами, тепловая производительность двух имеющихся скважин в 2 раз превышает эту потребляемую величину. Дефицит природного тепла не выражен и позволяет использовать вариант принципиальной схемы ГУ с применением системы погружных теплообменников и внешнего ТН в ПК (рис. 1).

По расчету расхода электроэнергии в ГУ - ЕГУ с использованием ТН и предложенными типами циркуляционных насосов составлен баланс стоимости при цене 3 руб / кВт.ч, принятой в Бурятии, включающий: $E_{ГУ} = E_{ТН} + E_{ЦН} + E_{ТЕН}$ (7) (табл. 4).

Табл. 4.

Баланс стоимости эксплуатации оборудования в течение отопительного сезона ГУ

Вид оборудования	Общая мощность, кВтч	Доля в стоимости	Сумма расходов за потребленную электроэнергию, руб
Тепловые насосы	860375,8	$E_{ТН}$	2 581 127.4
Циркуляционные насосы BL 40/ 130-3/2, BL – 50/220 – 22/2	159600	$E_{ЦН}$	478 800
Пиковый догрев, ТЕНы	129056.4	$E_{ТЕН}$	387 169.2
Общий расход / стоимость эксплуатации	1092032.2	$E_{ГУ}$	3 447 096.6

Рассчитанная оценка сравнения с фактической стоимостью эксплуатации действующей угольной котельной и с установкой электрического котла (табл. 5) дает экономический эффект применения ГУ, включающей ТН, равный $(1 - \sum_3 / \sum_1) \cdot 100\% = +49.2\%$ и соответствующий удешевлению теплоснабжения на основе предлагаемой схемы в $\sum_1 / \sum_3 = 1.97$, то есть примерно в 2 раза. Поскольку рассчитанное потребление тепла варьирует в пределах от 852.186 кВт до 1.5 МВт, в среднем около 1.2 МВт, а общая тепловая мощность Горячинского месторождения горячих минеральных вод, составляющая около 98.525 МВт, в связи с последними исследованиями [1] может увеличиться, по крайней мере, в 2 раза, использование ГР не приведет к изменению теплового режима в недрах. Расход тепла не превышает 1.2 % от рассчитанной имеющейся мощности месторождения.

Табл. 5.

Сопоставляемые затраты на производство теплоснабжения

Способ производства теплоснабжения	Стоимость, руб	Экономический эффект, %
Угольная котельная	$\sum_1 = 6\,783\,790$	1
ГУ с электрическим котлом	$\sum_2 = 6\,866\,916$	$\sum_2 / \sum_1 = 1.012 (-1.2\%)$
ГУ с тепловым насосом	$\sum_3 = 3\,447\,096$	$\sum_3 / \sum_1 = 0.508 (+49.2\%)$

1. Борхонова Е.В., Татьков Г.И., Чебаков Г.И., Тубанов Ц.А. Перспективы доразведки Горячинского месторождения термальных вод // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ, 2010. С. 30-32.

2. Гаджиев А.Г., Султанов Ю.И., Ригер П.Р., Абдуллаев А.Н., Мейланов А.Ш. Геотермальное теплоснабжение. М.: Энергоатомиздат, 1984. 119 с.

3. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академич. изд-во «Гео», 2007. 222 с.

5. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 199 с.

СТРАТИФОРМНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.И. Трубачев

Читинский государственный университет, Чита, geoXXI@mail.ru

Золотое оруденение стратиформного типа выявлено в ряде мест Восточного Забайкалья: в Кодаро-Удоканской зоне, Балеysком рудном районе, Приаргунье.

В Кодаро-Удоканской зоне золотоносность установлена в пределах удоканского комплекса – в черносланцевой формации, магнетитовых песчаниках сакуканской и читкандинской свит, месторождениях медистых песчаников. К черносланцевой формации в этой зоне отнесены отложения икабийской, аянской, инырской и читкандинской свит, в составе которых преобладают различные по составу сланцы, алевролиты, песчаники, реже встречаются кварциты, гнейсы и мраморы. Оруденение в этих породах представлено многими минералами (в порядке убывания): пирротин, ильменит, графит, пирит, халькопирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, рутил, миллерит, магнетит, золото, серебро, молибденит. Сульфиды образуют рассеянную вкрапленность, прожилки, гнезда, кливажные просечки, конкреции. Золото отмечено в виде пленок, пластинок, мелких округлых зерен в цементе пород и некоторых сульфидах. Содержание золота в породах и свитах Кодарской подзоны (мг/т): икабийская – 6.8, аянская – 12.5, инырская – 129.7, читкандинская – 6.2. Средние содержания благородных металлов (г/т) в породах и рудах формации, по данным Б.Н.Абрамова [1]: сланцы безрудные – Au 0.09, Ag 1.94, Pd 0.003, сланцы сульфидизированные – Au 0.12, Ag 4.06, Pd 0.005, сульфидно-кварцевые жилы – Au 0.28, Ag 328, Pd 0.002. Золотоносность черносланцевой формации Кодаро-Удоканской зоны имеет много сходных черт с известными мировыми типами – Сухой Лог, Мурунтау, Енисейский краж [2]. В породах формации содержания золота невысокие (мг), в жилах повышенные (г/т), но запасы в них значительные. На происхождение руд в этих формациях сложилось почти единодушное мнение – рассеянная вкрапленная рудная минерализация обязана процессам седименто-, диагенеза, а промышленное оруденение связывается с процессами перераспределения в пределах формации при метаморфизме, складчатости и магматизме.

Золотоносность медистых песчаников и сланцев. Содержание золота в рудах колеблется в широких пределах – от следов до 15 г/т. Среднее содержание золота (мг/т) в рудах ряда месторождений (числитель) и отношение содержания золота в мг/т к содержанию меди в % (знаменатель) составляет: Удоканское – 83.3/450, Ункурское – 45/67, Сакинское – 22/52, Сьюльбанское – 293.4/228, Правоингамакитское – 24/25, Бурпалинское – 27/45, Красное – 29/84. Золото концентрируется в медных рудах, однако отмечено, что в зональном ряду халькозин – борнит – халькопирит – пирит идет убывание его концентраций. При метаморфизме отмечено перемещение золота из чисто медных сульфидов в железо-медные и железистые сульфиды. Золото в рудах проявляется в самородном виде, образуя мелкие золотины в виде пластинок, зернышек, провололок, сыпи в основных рудных минералах, частично в цементе рудовмещающих пород. Часть золота образует твердые растворы с серебром. Кроме меди, серебра и золота в рудах медистых песчаников отмечаются также платиноиды, что повышает значимость этих руд. Средние концентрации благородных металлов (мг/т) увеличиваются от верхних меденосных уровней (сакуканская свита – 44.3) к нижним (александровская – 94, читкандинская – 373) [1].

Золотоносность магнетитовых песчаников в Кодаро-Удоканской зоне выявлена в верхнесакуканском, среднесакуканском, нижнесакуканском и читкандинском уровне в удоканском комплексе. Магнетитовые песчаники представляют собой породы косо- и горизонтальнослоистой текстуры, средне-, тонкозернистой структуры, в которых существенную роль играют слои различной мощности, сложенные минералами тяжелого шлиха, в которых набор минералов практически сходен во всех стратиграфических уровнях. Имеются несколько акцессорных минералов, являющихся типоморфными для того или иного уровня: серендит – в верхнем сакукане, торит – в среднем сакукане, шеелит и барит – в читкандинском [7]. Содержание золота в магнетитовых песчаниках колеблется в широких пределах: в Удоканской подзоне от 4 до 4000 мг/т, в Кодарской – от следов до 10 мг/т. Отмечено постепенное увеличение средних содержаний золота в магнетитовых песчаниках от нижнесакуканского (10 мг/т) через среднесакуканский (51,3 мг/т) до верхнесакуканского (1023 мг/т), в читкандинских магнетитовых песчаниках содержание золота колеблется от 52 мг/т до 2.4 г/т. Золотоносность магнетитовых песчаников имеет некоторые сходства с золотоносными песчаниками Тарквейского района в Гане и имеет на этом основании определенные перспективы [2].

В Балеysком рудном районе в одноименном грабене расположено месторождение золота – Каменские конгломераты раннемезозойского возраста (Каменская свита). Месторождение представляет собой три золотоносных пласта длиной (м): I – 396, II – 855, III – 910, ширина их выхода на поверхность – 250, 605, 670 м, мощность – 4.4, 6.7, 16.8 м – это так называемые выветрелые конгломераты пролювиального типа. В нижней части каменской свиты в плотных литифицированных конгломератах расположены еще два золотоносных пласта длиной 700 и 500 м с мощностями 7.4 и 6.6 м. Среднее содержание золота на месторождении 0.435 г/м, достигая максимума 1.342 г. Запасы золота (в т) по категории С составляют 8.875, забалансовые – 4.125 [6]. По мнению Р.М. Файзулина [5] месторождение можно отнести к стратиформному типу, так как форма залежей пластовая, согласная с залеганием вмещающих толщ, а по механизму формирования это типичная осадочная пролювиальная россыпь, в которой золотоносными являются цемент и галька, представленная ундинскими гранитоидами, кварцем и вулканитами.

В бассейне среднего течения р. Унда (Балеysкий рудный район) широко развито палеозойское золотое оруденение во вторичных кварцитах (кулиндинская свита) с массивной, сланцеватой и брекчиевидной текстурой. Залегают кварциты в кровле ундинской интрузии. Золото в них распределено крайне неравномерно, оно очень мелкое (0.07-1 мм), форма золотинок жилковато-пластинчатая, пленочная, комковидная, пробность 900-930. Образование золотоносных кварцитов шло

за счет метасоматических изменений осадочных пород и кислых эффузивов кулиндинской свиты. Вторичные кварциты в плане образуют тела размером от 0.2-0.5 до 3 км с мощностью до 150-200 м [4].

Повсеместно золото отмечается в полиметаллических месторождениях Приаргуны. Среди известных 700 месторождений, разделенных на нерчинский (в карбонатных формациях) и новоширокинский (в силикатных породах) типы, многие, по мнению Д.Н.Алексеева, относятся к стратиформным. Золото в полиметаллических рудах присутствует почти всегда с содержанием от мг до граммов на тонну. Ученные промышленные запасы золота в этих месторождениях составляют 33 т, а серебра до 1100 т [6].

Таким образом, в Забайкалье установлены следующие типы стратиформного золотого оруденения: а) в черносланцевых формациях (ленский тип), б) медистых песчаниках и сланцах (удоканский тип), в) магнетитовых песчаниках (тарквайский тип), г) конгломератах (каменский тип), д) вторичных кварцитах (кулиндинский тип), е) полиметаллических месторождениях (приаргунский тип). Есть перспективы обнаружения других типов золотого стратиформного оруденения.

1. Абрамов Б.Н. Условия, источники образования и закономерности размещения благороднометалльного оруденения Кодаро-Удоканской зоны и Средневитимского фрагмента Муйской зоны: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. Наук. Чита: ЧитГУ, 2007. 46 с.

2. Безродных Ю.П., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И. Золото в осадочных толщах Кодаро-Удоканского района // Доклады АН СССР. 1968. Т. 119, № 4. С. 927-930.

3. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Инвестиционные предложения. Чита, 2003. 135 с.

4. Файзулин Р.М. К вопросу о возрасте золотого оруденения в Балейском районе Восточного Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. II. Чита, 1966. С. 87-91.

5. Файзулин Р.М. Каменские молассоидные конгломераты: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Казань: ЦНИИ-геолнеруд, 1967. 19 с.

6. Чечеткин В.С., Харитонов Ю.Ф. Минеральные ресурсы Забайкальского края. Чита, 2010. 26 с.

7. Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н. Минеральный состав железистых песчаников и источник обломочного материала в медистых песчаниках удоканской серии // Записки ВМО. 2000. № 2. С. 44-53.

ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.Э. Харди́ков, И.А. Холодная

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

Верхояно-Колымская складчатая область обладает гигантским потенциалом крупнотоннажных месторождений золото-кварцевой формации, представленных структурно-морфологическим типом линейных штокверков в терригенных и вулканогенно-осадочных породах (наталкинский тип). В них разрозненные богатые жилы объединены с зонами убогого прожилкования в единые рудные залежи, которые совпадают с определенными литолого-стратиграфическими уровнями и приурочены к вулканогенно-осадочным породам. Наиболее продуктивна верхняя пермь, где локализовано большинство золоторудных месторождений Дегдекан-Арга-Юряхского, Омчакского, Пионерского, Омчуг-Детринского, Вилкинского рудных узлов. Все сказанное заставляет задуматься о генетической связи золоторудных месторождений с осадочными комплексами. Решение фундаментальной проблемы сингенеза рудных и рудовмещающих формаций мы пытались найти на основе литолого-фациальных исследований и стадийного анализа вулканогенно-осадочных пород атканской свиты Аян-Юряхского антиклинория. Известные месторождения Наталка, Павлик, Токичан, Боец, Ковбой. Метис выстраиваются цепочкой вдоль юго-западной границы распространения атканской свиты, в то время как северо-восточная часть площади ее распространения не содержит золоторудных месторождений (рис. 1).

В результате детального изучения строения разрезов в междуречье Аян-Юрях – Детрин было установлено, что формирование атканской свиты происходило на фоне трансгрессии моря и выдвигания дельт рек, впадавших в морской бассейн с юго-запада (с Охотского массива). Закономерная смена по площади одних типов пород другими, позволяет выделить в составе свиты два литолого-фациальных комплекса отложений (рис. 2): 1) проток авандельты и 2) бровки шельфа и континентального склона [3, 4].

Литолого-фациальный комплекс отложений проток авандельты распространен в южной части исследуемой территории и представлен косо-волнистослоистой толщей (500-600 м) чередования алевритистых туфопесчаников и песчанистых туфоалевролитов, которая содержит пачки кремнистых аргиллитов и туфоаргиллитов, а также маломощные невыдержанные прослои гравийно-псаммитовых лито-кристалло-кластических туффитов андезито-дацитов, иногда гравелитов и галечных конгломератов. Остатки планктонной фауны и флоры вследствие сильного опреснения морского бассейна, высоких скоростей осадконакопления и крупнозернистого состава осадков редки. В небольшом количестве присутствует углефицированное органическое вещество. Формирование литолого-фациального комплекса происходило на внешнем шельфе морского бассейна в условиях миграции мелких проток авандельты, лавинной седиментации, донных течений, слабого волнового воздействия и, частично, компенсированного прогибания дна.

Литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона, расположенный в северной части территории, представлен линзовидно-волнистослоистой толщей (700-1100 м) туфоалевролитов с маломощными прослоями (первые метры, иногда десятки метров) туфопесчаников, туфоаргиллитов и пачками тонкого линзовидного переслаивания туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Встречаются невыдержанные прослои и линзы гравийно-псаммитовых лито-кристалло-кластических туффитов, пепловых и лапиллиевых туфов андезито-дацитов, а также лидитов. Широкое развитие как микро-, так и макроползневых деформаций, присущее всем отложениям, позволяет говорить о накоплении осадков на достаточно крутых уклонах дна. Наличие оползневых фрагментов более древних пород, сформировавшихся в условиях шельфа, позволяет считать, что в зоне формирования отложений описываемого литолого-фациального комплекса существовали обстановки континентального склона. В этих условиях осадки накапливались под воздействием вязких автотектонических потоков, донных течений, выделения алевритовых и глинистых илов из взвеси, при постоянном сползании и перемещении осадочных масс по крутому склону, образовавшемуся в результате обрушения края шельфа.

Осадконакопление в течение времени формирования атканской свиты происходило синхронно с окраинно-континентальным вулканизмом геосинклинального типа,

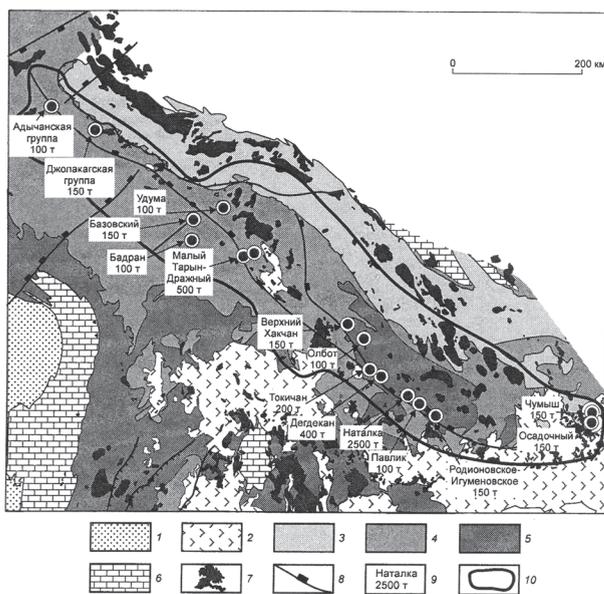


Рис. 1. Схема геологического строения Яно-Колымского геолого-экономического района [1].

1 – молассовые отложения Предверхоянского прогиба; 2 – вулканогенные отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; терригенные отложения верхоянского комплекса: 3 – юрские; 4 – триасовые; 5 – каменноугольно-пермские; 6 – нижнепалеозойские карбонатные отложения; 7 – массивы гранитоидов; 8 – региональные разломы; 9 – месторождения с ресурсным потенциалом более 100 т Au; 10 – граница Яно-Колымского геолого-экономического района.

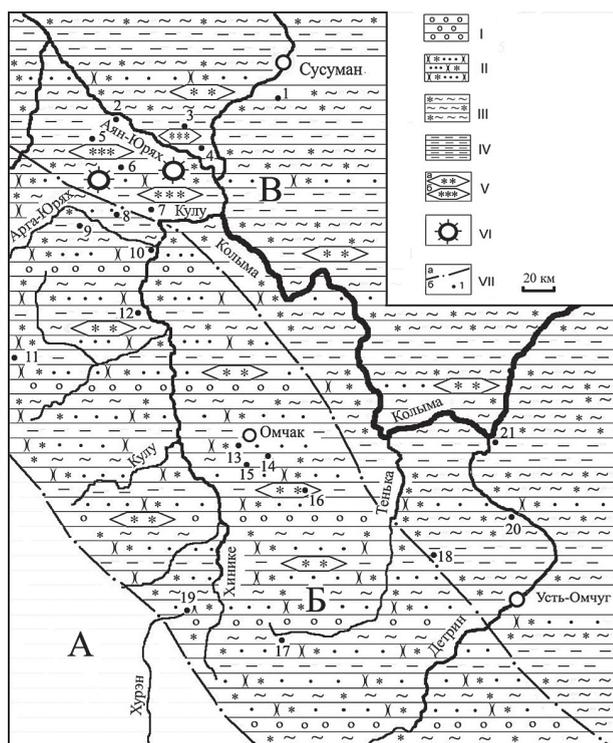


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема бассейна верхнего течения р. Колыма для времени формирования атканской свиты.

А – северо-восточное обрамление Охотского массива (область отсутствия отложений атканской свиты); Б – литолого-фациальный комплекс отложений проток аванделты; В – литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона (центральная и юго-восточная части Аян-Юряхского антиклинория). I – гравелиты; II – туфопесчаники; III – туфоалевролиты; IV – туфоаргиллиты и кремнистые аргиллиты; Va – линзовидные прослои туффитов; Vб – линзовидные прослои туфов; VI – центры вулканических извержений; VIIa – границы литолого-фациальных комплексов; VIIб – разрезы отложений атканской свиты (бассейн р. Берелех: 1 – водораздел Берелех-Сума; бассейн р. Аян-Юрях: 2 – р. Аян-Юрях; 3 – руч. Лошкаллах; 4 – руч. Тырсеях; 5 – руч. Вороний; бассейн р. Кулу: 6 – руч. Афанасий; 7. руч. Хугланнах; 8 – руч. Межевой; 9 – руч. Апогей; 10 – устье р. Арга-Юрях; 11 – р. Нерючи; 12 – руч. Индус; бассейн р. Тенька: 13 – руч. Наталкин; 14 – руч. Омчак; 15 – руч. Павлик; 16 – водораздел Старатель-Грустный; 17 – правобережье верхнего течения р. Тенька; 18 – правобережье верхнего течения р. Нелькоба; бассейн р. Хурэн: 19 – руч. Титан; бассейн р. Детрин: 20 – руч. Вакханка; 21 – устье р. Детрин).

золота поступило в толщу осадка с вулканогенным материалом, накопившимся в течение сравнительно короткого времени формирования атканской свиты.

Совокупность изложенных данных указывает на латерально-секреторный механизм формирования некоторых золотоносных кварцевых жил и прожилковых зон Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области, реализующийся в условиях катагенеза.

1. Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В. и др. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4-17.

2. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 3. С. 275-288.

3. Хардинов А.Э., Холодная И.А. Условия образования и металлогенический потенциал верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5-го Всероссийского совещания. Т. II. Екатеринбург, 2008. С. 363-365.

4. Хардинов А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 22-29.

5. Япаскурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферу: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

оказавшим существенное влияние на характер строения толщи. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал широкому развитию вулканогенно-осадочных пород, составляющих 10-15% атканской свиты. Судя по обилию и размерности пирокластического материала, а также по присутствию в разрезе туфов, туффитов андезито-дацитов и кремнистых пород, центры извержения находились вблизи границы рассмотренных литолого-фациальных комплексов, на внешнем краю или на бровке шельфа. Южнее и севернее количество крупнообломочного пирокластического материала значительно меньше. По мере удаления от центров извержения увеличивается степень окатанности и разложивности лито- и кристаллокластов, исчезают прослои туфов и кремнистых пород, уменьшается мощность туффитов.

Установлено, что породам атканской свиты свойственна неоднородность постседиментационных преобразований, зависящая от степени изначальной изолированности обломочных частиц седиментационным глинистым цементом, что, в свою очередь, связано с фациальными условиями накопления осадков. Алевроито-псаммиты с контурно-поровым цементом более интенсивно изменены по сравнению с алевроито-глинистыми отложениями. Это обусловлено лучшей проницаемостью песчаников и алевролитов, которая способствует активному аутигенезу. Такие преобразования в генетическом отношении не являются метаморфическими, а отвечают катагенетической стадии [2, 5].

Неравномерность постседиментационных преобразований пород атканской свиты приводит к неравномерному разогреву в условиях катагенеза и появлению миграционных форм кремнезема, золота и других рудных элементов. Поскольку необратимый процесс уплотнения глинистых коллоидно-дисперсных систем сопровождается увеличением их температуры, в толще атканской свиты возникает латеральный термический градиент и, в связи с этим, латеральная миграция нагретых элизонных вод. При этом в качестве генератора золотоносных кремнекислых растворов выступает литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона, а местом разгрузки этих растворов является литолого-фациальный комплекс отложений проток аванделты, в породах которого формируются послонные и секущие кварцевые жилы, прожилки и жильно-прожилковые зоны. Степень золотоносности их определяется концентрацией этого элемента в эксфильтрационных растворах. Значительное количество

МИНЕРАГЕНИЯ ХРЕБТА МОРСКОГО (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.К. Хрусталева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, vkhrustalev@yandex.ru

Площадь Морского хребта является интересным для научных исследований и привлекательным для недропользователей объектом, поскольку на ней пространственно совмещены месторождения и проявления металлических и неметаллических полезных ископаемых. В настоящее время в юго-восточных отрогах хребта разрабатывается Черемшанское месторождение кварцитов, которое представляет собой крупнейший источник высококремнеземистого сырья для цветной и черной металлургии, стекольной, формовочной, керамической, лакокрасочной, бумажной, керамической и других отраслей промышленности, использующих в своем производстве кварцевые породы и продукты их переработки.

Потенциал металлических полезных ископаемых эндогенного профиля Морского хребта раскрыт лишь частично. Это обусловлено, в первую очередь, повсеместным проявлением гипергенных процессов, затухавших и искажавших гипогенную минерализацию. Многолетние исследования золотоносных зон гипергенеза и кор выветривания позволяют нам прогнозировать в Морском хребте разнообразное гипогенное золотое оруденение: 1) зоны золотосульфидной минерализации в "черных" сланцах; 2) прожилково-вкрапленные и штокверковые зоны; 3) зоны слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитов; 4) зоны сульфидных прожилково-вкрапленных руд; 5) зоны густовкрапленных и сплошных сульфидных руд [1, 3].

Поскольку последние 4 типа оруденения в гипогенном профиле нигде не вскрыты и реконструируются только по их окисленным выходам на дневной поверхности, к настоящему времени нами получена лишь предварительная информация по вещественному составу оруденения первого типа [2].

Впервые золотосульфидная минерализация черносланцевого типа выявлена нами в Главном карьере Черемшанского месторождения. Здесь, вдоль контакта горизонта "черных" сланцев и промышленного пласта кварцитов прослежена зона тонкого рассланцевания, захватившая сланцевую часть на мощность 10-16 м и резко затухающую (в пределах 10-15 м) в кварцитах. Преобладают в зоне плейчатые, углисто-кварц-серицитовые "черные" сланцы с гнездами кальцита, пирита и сплошного метасоматического окварцевания. Рудная минерализация представлена: 1) жилами и прожилками кварца с убогой вкрапленностью пирита; 2) пиритами двух генераций - ранние кубические кристаллы и поздние тонкозернистые агрегаты вместе с тонкорассеянным кварцем; 3) прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой минерализацией в участках повышенной трещиноватости и кливажных микроструктурах; 4) тонкозернистыми агрегатами пирита и пирротина в секущих трещинках кливажа и сланцеватости. Морфология и granulometрия самородного золота в "черных" сланцах: простые пластинчатые округлые, овальные, дисковидные формы с размерностью от сотых до десятых долей миллиметра.

В обогащенных пиритом участках содержание золота варьирует от 0,01 до 1,5 г/т. Судя по многочисленным геохимическим аномалиям золота, развитым в пределах изученной площади, выявленная золото-сульфидная минерализация "черносланцевого" типа имеет широкое развитие и, несомненно, является благоприятной средой при переконцентрациях золота до промышленных содержаний. Особо следует отметить комплексный характер оруденения: повышенные содержания в одних и тех же бороздовых пробах одновременно с золотом палладия (до 0,01 мг/т) и платины (до 0,01 мг/т).

Кроме золота, эндогенные проявления в регионе ограничиваются пока мелкими проявлениями полиметаллических руд, меди, урана и флюорита [5].

Придорожное проявление (51-й км технологической трассы) представлено реликтами гипогенных руд в зоне окисления. Здесь, в полосе шириной около 5 м на глубине 0,1-0,6 м среди рыхлой лимонит-кварц-карбонатно-слюдистой массы установлены "желваки" сплошных галенитовых руд размером 5×6×8 см. Кроме галенита в рудах присутствуют сфалерит и халькопирит в количестве 0,1-0,2%. Спектральным анализом в рудах установлены: золото - 0,01-0,6 г/т, серебро - 1-5 кг/т, медь - 0,1-0,2% и цинк - 0,08-0,1%.

Бутунское проявление меди выявлено на левобережье одноименного ручья и представлено убогой вкрапленностью халькопирита в скарнах. Содержание меди в них не превышает 0,1% по данным спектрального анализа штучных проб.

Корнишинское проявление урана (правый борт долины руч. Корнишиха) локализовано в высокорadioактивных лейкогранитах зазинского комплекса. Представлено зонами окварцевания и гематитизации, в которых сосредоточены рудные тела, содержащие отенит и метаотенит. Элементы - спутники: Mo, Zn, Ag, Th.

Мало-Билютинское проявление флюорита. В верховьях р. М. Билюты на площади мелкосреднеглыбового курума, представленного мраморизованными известняками, выявлены единичные обломки брекчированного кварца с вкрапленностью флюорита. Содержание CaF_2 в пробах варьирует от 30 до 45%.

Экзогенная минерализация в Морском хребте проявлена в промышленных масштабах и представлена разнообразными типами полезных ископаемых: 1) золотоносные коры выветривания; 2) россыпи золота; 3) кварциты; 4) доломиты; 5) фосфатсодержащие породы; 6) маршаллиты; 7) минеральные пигменты; 8) каолиновые глины; 9) марганцевые руды; 10) графит [4].

Площадные коры выветривания практически охватывают полностью всю площадь Морского хребта. Представлены они плащеобразным чехлом рыхлых отложений. На водоразделах - это элювиальный дезинтегрированный материал субстрата; на склонах - это перемещенный делювий, в подножиях склонов - пролювий. Мощность чехла варьирует от 1,0-1,5 м на водоразделах и до 5,0-6,0 м в делювиально-пролювиальных отложениях. Реликты золотоносных площадных кор выветривания четко оконтуриваются обширными (300×1500 м) вторичными ореолами золота, локальными первичными и вторичными геохимическими аномалиями, точечными шлиховыми ореолами и отдельными пробами, содержащими единичные знаки золота.

Значительно большее, практическое значение для региона имеют золотоносные линейные коры выветривания. Они представлены двумя структурно-морфологическими типами: 1) линейные коры выветривания по гипогенным (преимущественно золото-сульфидным и кварц-золото-сульфидным) рудам; 2) линейные коры выветривания по золотоносным

слюдисто-кварц-карбонатным метасоматитам.

Коры выветривания первого типа развиты по северо-западным разломам и представлены маломощными (10-15 см) карбонатными, пористыми, сетчатыми, ноздреватыми охристыми лимонитами с включениями кварцевой щебенки и гнездами плотных порошковатых гидрогетитов, подвергшихся по всему объему породы бурому ожелезнению. Глубина развития их не установлена. В задириковых пробах, отобранных по окисленным рудам, содержание золота не превышает 2 г/т, но в единичных штучных пробах, отобранных из гипергенных руд, содержание золота по данным пробирного анализа на участке «Южный» достигают 34,0-64,45 г/т.

Второй тип золотоносных линейных кор выветривания развит по слюдисто-кварц-карбонатным метасоматитам и отличается от первого типа, прежде всего, значительными параметрами. Мощность их обычно 1,5-5,5 м, протяженность - первые сотни метров, на глубину они опускаются в отдельных "карманах" и западинах до 180-200 м (Скв. 10).

На "Южном" участке коры выветривания первого и второго типов развиты в довольно сложной в структурно-морфологическом плане золоторудной зоне, которая, в общих чертах, состоит из двух взаимопересекающихся рудоносных фрагментов - северо-восточного и субмеридионального направлений. Рудовмещающая структура локальная: 300×1500 м. Юго-западный фланг ее уходит в верховьях правого притока р.Б. Билюты в "карман", развивающийся по карбонатным породам билютинской свиты и заполненный золотоносной неогеновой красной глиной. Прямые поисковые признаки - а именно, вторичные ореолы золота установлены по западному обрамлению "кармана". Этот "карман" представляется реальной ловушкой золота "курахского" типа. Подобные ловушки нами разбурены на правом берегу р. Ямбуя (правый приток р. Турки), где на глубинах 20-30 м установлены пластообразные карстовые залежи с промышленными концентрациями золота. Объект заслуживает первоочередной оценки с поверхности траншеями, а на глубину - бурением, так как имеет реальные перспективы перейти в разряд промышленного месторождения золота.

Россыпное золото. К настоящему времени в пределах Морского хребта нами выделено 17 речных долин, перспективных на выявление мелкозалегающих россыпных месторождений золота. В приустьевой части долины р. Черемшанки разведана промышленная россыпь золота. Содержание х/ч золота на пласт 1898 мг/м³; средняя мощность торфов - 5,60 м, песков - 0,80 м. Запасы золота кат. С₁ + ресурсы Р₁ + Р₂ составляют 287 кг.

Кварциты. Разведанные балансовые запасы кварцитов Черемшанского месторождения составляют в сумме 46,3 млн. т. Они характеризуются выдержанным химическим составом с высоким содержанием кремнезема - более 99,0 % и низкими содержаниями вредных примесей - железа, алюминия и кальция (в сумме 0,7-1,0 %). По вещественному составу, минералого-текстурным особенностям и физическим параметрам кварцитовидные песчаники относятся к единому технологическому типу, удовлетворяющему требованиям промышленности для производства технического кремния, карбида кремния и ферросилиция.

Доломиты и доломитизированные известняки. К настоящему времени разведано Мало-Билютинское месторождение доломитов, соответствующих марке ДК-18-0,25 по ГОСТу 23672-79 с запасами 2,7 млн. т.

Фосфатосодержащие карбонатные породы с содержанием оксида фосфора до 10-15% образуют среди доломитов и доломитизированных известняков выдержанные горизонты (пласты) мощностью 6-10 м и протяженностью до 1,5 км. Прогнозные ресурсы фосфатосодержащих карбонатных пород оцениваются в сотни тысяч - первые млн. т.

Маршаллиты. К настоящему времени получило поисковую оценку Бутунское месторождение. В бассейне руч. Бутун околонулено линзовидно-пластовое крутопадающее тело метасоматических микрокварцитов протяженностью до 1200 м при ширине до 160 м. По нему развивается кора выветривания, и, в результате, породы субстрата превращены в маршаллиты. Содержание SiO₂ в них составляет 98,53-99,53%. По ГОСТу маршаллиты соответствуют марке ПБ-150-1. Прогнозные ресурсы их подсчитаны по одной из линз (80×240 м) на глубину 3,5 м и составляют около 2 млн.т.

Минеральные пигменты открыты в карьере 2. Произведенные на основе пигментов воднодисперсионные, масляные краски и эмали соответствуют требованиям соответствующих ГОСТов. Прогнозные ресурсы пигментного сырья оцениваются в первые сотни тысяч т.

Каолинитовые тела вскрыты в Главном карьере Черемшанского месторождения. Мощность их варьирует в пределах от трех до пяти м, протяженность по простиранию - первые сотни м. Прогнозные ресурсы каолинового сырья оцениваются первыми сотнями тыс. т.

Родонит-железомарганцевое Усугайское месторождение находится в верховьях р. Усугай. Здесь, в полосе шириной 1,5 км и протяженностью до 3,0 км распространена продуктивная пачка скарированных пород. В ней выявлено десять линзовидных тел мощностью до 1 м и протяженностью до 35 м. Прогнозные ресурсы родонитовых пород по кат. Р₁ составляют 2800 м³.

Графит. В контуре Главного карьера вскрыто 8 маломощных (1-3 м) непротяженных (до 35 м) линз графитоносных пород. Содержание графита в них варьирует от 3 до 35 %, углерода - от 12 до 55 %.

1. Хрусталева В.К. Геодинамические условия формирования комплексного благороднометалльного оруденения в черносланцевых образованиях и офиолитах южного складчатого обрамления Сибирской платформы // *Материалы II Всероссийского металлогенического совещания*. Иркутск, 1998. С. 418-420.

2. Хрусталева В.К. Золотоносные коры выветривания Морского хребта (Западное Забайкалье) // *Золото Сибири и Дальнего Востока*. Тез. 3-го Всерос. симпозиума. Улан-Удэ, 2004. С. 326-327.

3. Хрусталева В.К. Прогнозная оценка золотоносных кор выветривания Западного Забайкалья (на примере морфоструктуры Морского хребта) // *Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения*. XIII Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ-2005). Пермь, 2005. С. 300-301.

4. Хрусталева В.К. Неметаллические осадочные полезные ископаемые Селенга-Ханьского перикратонного прогиба (Западное Забайкалье) // *IV Всероссийское металлогеническое совещание*. Москва, 2006. С. 143-148.

5. Хрусталева В.К. Эндеогенная и экзогенная минерализация Черемшанской рудной площади (Западное Забайкалье) // *Изв. вузов Сибири*. 2010. №9. С. 5-14.

ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ – ПЕРСПЕКТИВНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Л.И. Худякова¹, О.В. Войлошников¹, Е.В. Кислов²

¹Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, lkhud@binm.bscnet.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@yandex.ru

Высокомагнезиальные горные породы слагают многие ультрамафитовые и ультрамафит-мафитовые массивы по всей территории России. Зачастую с этими массивами связаны эксплуатируемые месторождения меди, никеля, титаномагнетита, платиновых металлов, хромита, апатита, асбеста, алмазов, нефрита, хромдиоксида, вермикулита, талька, магнезита. Но высокомагнезиальные породы практически не используются и накапливаются в отвалах. Единственное исключение - производства огнеупоров для Нижнетагильского металлургического завода при очень строгих требованиях к качеству и содержанию оксида магния (не менее 50%). Поэтому вовлечение таких пород в производство - актуальная задача.

Рассмотрим возможность использования высокомагнезиальных пород (дунитов, верлитов, троктолитов) на примере Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, расположенного в Северном Прибайкалье в 80 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал. Массив находится в 20 км от подготавливаемого к эксплуатации Холодинского свинцово-цинкового месторождения, в его пределах находится медно-никелевое месторождения, проявления элементов платиновой группы и голубого диоксида.

Запасы магнезиально-силикатных пород в массиве составляют миллиарды тонн. Причем дуниты представлены не только массивными породами, но и рыхлой корой механического выветривания с хорошо сохранившейся структурой исходных дунитов. Химический состав данных пород приведен в табл. 1.

Табл. 1

Химический состав высокомагнезиальных пород, мас. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Верлит	39,70	1,80	0,42	10,70	0,81	43,83	0,12	0,07
Дунит	37,40	1,25	3,10	12,60	0,40	40,81	0,14	0,02
Троктолит	40,60	12,00	1,11	9,45	5,57	28,60	0,57	0,04
Дунитовый песок	38,40	2,10	2,93	9,95	0,46	43,20	0,05	0,03

До проведения исследований была выполнена радиационно-гигиеническая оценка пород. Значения суммарной удельной эффективной активности естественных радионуклидов $A_{эфф}$ для дунита составляет 85,69 Бк/кг, для верлита – 107,89 Бк/кг, для троктолита – 131,69 Бк/кг. По радиационным показателям образцы не превышают нормируемых значений Сан-ПиН 2.6.1.2523-09 “Нормы радиационной безопасности” (НРБ-99/2009) и согласно ГОСТ 8267-93 могут использоваться для всех видов строительных работ.

Для дунитового песка был выполнен ситовый анализ, который показал, что 68,4% песка представлено частицами крупнее 0,63 мм. По модулю крупности ($M_{кр}=2,72$) и полному остатку на сите № 0,63 он относится к группе крупных песков. Содержание в песке пылевидных и глинистых частиц составляет 5%, что не удовлетворяет требованиям ГОСТ 8736-93 “Песок для строительных работ. Технические условия”. Поэтому требуется дополнительное просеивание песка. Содержание органических примесей в песке, согласно ГОСТ 8735-88 “Песок для строительных работ. Методы испытаний”, находится в пределах допустимых значений.

Для дунитового песка значение суммарной удельной эффективной активности естественных радионуклидов $A_{эфф}$ составляет 94,45 Бк/кг, что согласно ГОСТ 8736-93 устанавливает возможность его применения в строительстве.

Выполненные исследования показывают, что дуниты, верлиты и троктолиты можно использовать в качестве сырья для получения строительных материалов. Одними из наиболее широко распространенных строительных материалов являются цементы и бетоны. Поэтому были проведены исследования по использованию данных пород в качестве минеральной добавки при производстве цемента и в качестве крупного и мелкого заполнителей при производстве тяжелого бетона.

Для получения цемента были приготовлены смеси портландцементного клинкера с добавкой высокомагнезиальных пород в количестве 20-40%, в которые добавляли гипс - 3% от массы смеси. Затем измельчали до величины удельной поверхности 340 м²/кг. Смесь затворяли водой при водотвердом соотношении 0,3 и формовали образцы из раствора нормальной густоты, контролируемой прибором Вика. Образцы твердели в нормально-влажностных условиях в течение 7 и 28 суток, а также подвергались тепловлажностной обработке. Испытания проводили по ГОСТ 310 “Цементы. Методы испытаний”. Было исследовано влияние таких технологических факторов на свойства цемента, как количество вводимой в смесь минеральной добавки, вид условий твердения. Полученные результаты представлены в табл. 2.

Как видно из данных табличных зависимостей, как при тепловлажностной обработке, так и в условиях нормально-влажностного твердения образцы композиций магнезиально-силикатной добавки с портландцементом имеют прочность выше прочности контрольного образца. Максимум достигается для состава 30% добавки и 70% портландцементного клинкера как для образцов, твердеющих 28 суток в нормально-влажностных условиях, так и после тепловлажностной обработки. Это объясняется тем, что в этом составе создаются более сочетаемые структурно-размерные параметры новообразований, получаемых гидратацией активных минералов портландцемента и модифицированных механоактивацией менее активных минералов дунитов, верлитов и троктолитов.

Следует отметить, что при введении магнезиальной добавки в состав цементов в количестве до 40% образцы показали повышенную прочность при изгибе, что объясняется образованием в процессе гидратации смешанного вяжущего

Табл. 2

Физико-механические показатели цементов с добавкой высокомагнезиальных пород

Количество добавки, мас. %	Предел прочности, МПа			Средняя плотность образца, кг/м ³
	после пропаривания	через 28 суток		
		R _{сж}	R _{сж}	
Дунит				
20	30,1	41,0	6,7	2233
30	31,8	43,0	7,9	2249
40	29,7	40,9	6,7	2257
Верлит				
20	29,7	40,9	6,4	2235
30	30,8	42,4	7,8	2246
40	29,2	40,7	6,9	2253
Троктолит				
20	31,8	42,9	6,9	2233
30	32,1	42,9	7,7	2244
40	30,3	40,9	6,5	2251
Портланд-цемент	28,8	40,2	6,8	2226

Табл. 3

Механические показатели бетонных смесей в зависимости от вида заполнителей

Вид крупного заполнителя	Вид мелкого заполнителя	Предел прочности при сжатии, МПа в возрасте	
		7 суток	28 суток
		Дунит	Кварцевый песок
	Дунитовый песок	21,9	32,0
Верлит	Кварцевый песок	17,1	28,0
	Дунитовый песок	21,7	31,8
Троктолит	Кварцевый песок	16,9	27,8
	Дунитовый песок	21,7	31,5
Гранитный щебень	Кварцевый песок	16,0	26,7
	Дунитовый песок	17,3	28,4
Гравий	Кварцевый песок	15,8	25,2
	Дунитовый песок	16,9	27,8

расте 7 и 28 суток нормально-влажностного твердения. Результаты представлены в табл. 3.

Полученные в ходе экспериментов данные показывают, что основной набор прочности происходит в первые 7 суток твердения бетона (более 50%), далее набор прочности замедляется и достигает максимального значения к 28 суткам твердения в нормально-влажностных условиях.

Вид крупного заполнителя оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Прочность бетонов на щебне из магнийсиликатных пород выше прочности бетонов на традиционных видах щебня. Прочность бетонов на щебне из дунита выше, чем из верлита и троктолита. Самые низкие показатели имеют бетоны, где в качестве крупного заполнителя используется гравий.

Мелкий заполнитель также оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Замена кварцевого песка на дунитовый способствует повышению их прочности.

При определении морозостойкости полученных бетонов ограничились пятьюдесятью циклами замораживания-оттаивания образцов, что соответствует марке по морозостойкости бетонов F50, позволяющей использовать бетоны для промышленного и гражданского строительства. При этом потери прочности образцов по сравнению с контрольными составили 1,86-2,58%.

Полученные тяжелые бетоны имеют следующие физико-технические показатели: прочность при сжатии 28-32 МПа, средняя плотность 2400-2600 кг/м³, коэффициент водостойкости 0,85-0,87, морозостойкость – 50 циклов. Бетоны обладают повышенной сульфатостойкостью.

Проведены предварительные исследования по возможности использования магнийсиликатных пород Йоко-Довыренского массива в дорожном строительстве. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости дальнейших исследований в данном направлении.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что дуниты, верлиты и троктолиты являются перспективным сырьем для производства строительных материалов. Их можно применять при производстве цементов и тяжелых бетонов. Это приведет к экономии энерго- и материальных ресурсов, а также позволит снизить экологическую нагрузку на окружающую среду за счет использования отвальных пород, которыми являются высокомагнезиальные породы при разработке месторождений целого ряда полезных ископаемых.

гидросиликатов магния, смешанных кальций-магний-железистых гидросиликатов волокнистой структуры, что положительно влияет на механические свойства материала.

При проведении физико-механических испытаний бетона руководствовались ГОСТ 10180-90 “Бетоны. Методы определения прочности по контрольным образцам”, ГОСТ 10060.1-95 “Бетоны. Базовый метод определения морозостойкости”, ГОСТ 12730-78 “Бетоны. Методы определения плотности, влажности, водопоглощения, пористости и водонепроницаемости”.

Была исследована возможность использования высокомагнезиальных пород в качестве крупного и мелкого заполнителя для получения тяжелых бетонов при условии правильно подобранных составов бетонных смесей и оптимальных режимов их обработки.

Для изучения влияния щебня из высокомагнезиальных пород Йоко-Довыренского массива на технологические свойства бетонных смесей были проведены испытания на трех видах щебня: из дунита, верлита и троктолита. Испытания показали, что щебень этих отвальных пород обладает достаточно высокими физико-механическими показателями. Он имеет следующие марки: по дробимости – 1200 – 1400, по морозостойкости – F150 – F200. Структура щебня устойчива против всех видов распада. Содержание вредных примесей не превышает регламентируемые стандартом значения. Щебень из магнийсиликатных горных пород соответствует по основным показателям требованиям ГОСТ 8267-93 “Щебень и гравий из плотных пород для строительных работ. Технические условия”.

Расход щебня всех видов в составе бетонов оставался равным по массе. В качестве мелкого заполнителя использовались кварцевый песок с модулем крупности $M_k=2,5$ и дунитовый песок Йоко-Довыренского массива с модулем крупности $M_k=2,72$. Подвижность бетонных смесей во всех случаях составляла 1-4 см при соотношении массы песка к общей массе заполнителей, равном 0,4. Расход цемента при подборе состава бетона оставался постоянным. В качестве сравнения использовали бетоны на крупном заполнителе в виде гранитного щебня и гравия и мелком заполнителе в виде кварцевого песка. Исследования проводились в воз-

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХАСУРТИНСКОГО МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВОГО МАССИВА (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

Б.Ц. Цыренов, Л.Б. Дамдинова
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ,
tsyrenov@mail.ru, ludamdinova@mail.ru

Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (АВБ), вместе с близкими по возрасту лейкогранитами зазинского комплекса, занимают площадь порядка 150000 км², образуя гигантский, один из крупнейших в Центральной Азии, позднепалеозойский [1] ареал-плутон. Значительная часть этого ареал-плутона сложена сходными по составу и внешнему облику гранитоидами [2], в других случаях пространственно сопряжены плутоны, состав которых варьирует от монцонитоидов до лейкогранитов, причём породы разной основности слагают как самостоятельные массивы, так и образуют дифференцированные серии внутри отдельных интрузивных тел. С целью выяснения условий кристаллизации нами изучены расплавные включения в цирконах из пород Хасуртинского массива, представляющих наиболее основные по составу разновидности пород АВБ. Циркон был выбран по двум причинам: во-первых, минерал устойчив к вторичным процессам изменения, то есть хорошо сохраняет расплавные включения неизменными; во-вторых, минерал необходим для изотопных исследований.

Хасуртинский массив расположен в междуречье Курбы и Уды. В целом в массиве преобладают монцониты и кварцевые сиениты, слагающие восточную и центральную части плутона, тогда как граносиениты имеют ограниченное распространение и приурочены к его западной части. Цирконы из монцонитов отличаются от описанных выше в первую очередь более крупными размерами – до 1 мм в длину, часто образуют сростки, в результате чего в концентрате много разбитых кристаллов, что затрудняет диагностику кристаллографических форм. Мелкие кристаллы (200-600 мкм) имеют короткопризматический облик, цирконовый габитус и светло-розовую окраску. Коэффициент удлинения составляет 1.5-1.7. Для характеристики разнообразных форм кристаллов циркона из пробы монцонитов нами использована методика [3]. Преобладающими являются цирконы смешанных морфотипов: S₂₃₋₂₄ и J₃₋₄. Согласно исследованиям [3], цирконы подобных морфотипов кристаллизуются при высоких температурах и средней глинозёмистости расплава, при этом малое разнообразие форм и присутствие многочисленных включений, возможно, свидетельствует об относительно быстрой кристаллизации. В цирконах из рассматриваемой пробы оптическая зональность отсутствует. В катодоллюминесценции и в обратно-рассеянных электронах наблюдается секториальная магматическая зональность. Содержание U изменяется от 332 до 664 г/т, Th/U отношения от 1 до 0.69, что характерно для цирконов магматического генезиса.

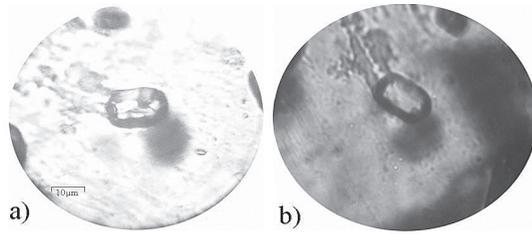
В общей сложности проведено 16 экспериментов по закалочной методике. В составе неомогенизированных включений



Таблица 1. Состав фаз во включениях (рис. 1)

Точки анализа	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	79,51	59,15	34,43	39,72	87,1	65,28	32,01
TiO ₂		1,73					
Al ₂ O ₃	17,42	29,39			1,41	18,61	
FeO		3,18					
CaO	1,58		40,3	19,74			
Na ₂ O	7,76	1,26				0,4	
K ₂ O	1,96	10,2			0,53	16,35	
P ₂ O ₅				16,86			
ZrO ₂			4,25	10,25	1,3		66,14
F		1,06	40,49	3,68			
Сумма	108,23	105,96	119,47	90,25	90,34	100,65	98,16

Рис. 2. Расплавное включение в проходящем свете
а) при $t = 800^{\circ}\text{C}$ б) при $t = 920^{\circ}\text{C}$



ний с помощью электронного сканирующего микроскопа (LEO 1430 VP), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA Energy, были идентифицированы: кварц, калиевый полевой шпат (рис. 1), плагиоклаз, апатит, мусковит (табл. 1). Подобные по морфологии и внутреннему строению включения были взяты на термометрические эксперименты с 800°C и постепенным увеличением (шаг 30°C) и выдержкой 45-55 мин. Плавнение включений произошло при $920-950^{\circ}\text{C}$ с образованием пузырька, который не растворился при выдержке 2 ч (рис. 2). С помощью электронного микроскопа был изучен состав трех гомогенизированных включений (рис. 3). Как видно из табл. 2, состав расплава, из которого кристаллизовался циркон, был более кислым по отношению к монцонитам и содержал больше Na и K, причем последний преобладает. Вопрос о том, что является ли расплав во включениях остаточным или нет, считаем открытым, поскольку не до конца ясно, на каком

этапе формирования пород массива кристаллизовался циркон.

Рис. 3. Гомогенизированные расплавные включения в цирконе

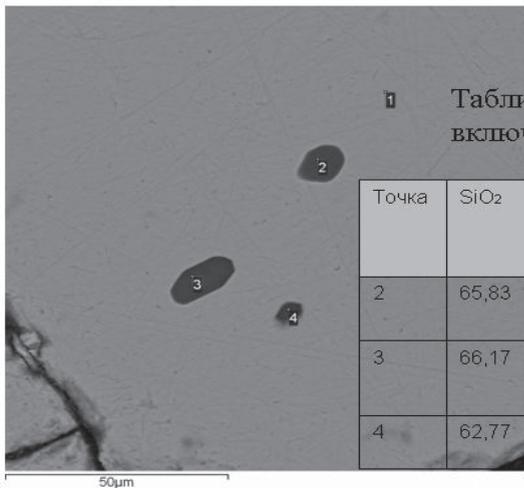


Таблица 2. Состав гомогенизированных расплавных включений в цирконе

Точка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма
2	65,83	0,55	14,11	0,59	0,99	3,21	6,38	0,46	92,13
3	66,17	0	14,11	1,22	0,81	3,28	6,75	0,51	92,85
4	62,77	0,57	12,62	0,9	1,05	2	5,57	0,4	85,87

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы: температура кристаллизации пород Хасуртинского массива (монцонитов) была выше 920°C ; монцониты представляют собой кумулат из кислого («сиенитового») расплава; высокое содержание Na и K при преобладании последнего подтверждает ранее выдвинутое предположение о принадлежности монцонитов к шошонитовой серии [4].

Исследования проведены при поддержке грантами: РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37, грантом Лаврентьевского конкурса СО РАН.

1. Ярмолук В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, №5. С. 451-466.

2. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №1. С. 156-180.

3. Pupin J.P. Zircon and granite petrology// Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V.73, № 3. P. 207-220.

4. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249-1276.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ ВЕРХНЕ-ШИБАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю.А. Шабанова, В.А. Пахомова, Н.А. Екимова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, yshabanova@gmail.com

Верхне-Шибановское месторождение входит в состав одноимённого гранитного массива. В геодинамическом плане Шибановский полихронный гранитоидный массив площадью 40-45 км² расположен в Матвеевско-Нахимовском террейне Сихотэ-Алинской аккреционной системы в зоне Среднеханкайского разлома (рис. 1) [1].

Интрузивные породы играют основную роль в геологическом строении площади Шибановского рудного поля и представлены тремя разновозрастными комплексами — среднепалеозойским, включающим позднепермский, и поздне меловым, который после уточнения возраста мы считаем палеогеновым.

Среднепалеозойский интрузивный комплекс (γPz_2) представлен гранитами, обнажающимися на западе и северо-западе площади; большая часть этих образований находится за пределами рассматриваемой территории. На западе массив среднепалеозойского интрузивного комплекса прорван палеоценовыми гранитами, которые прежде считались поздне меловыми, и по Шибановскому разлому граничит с позднепермскими гранитами, обнажающимися на севере и на юге площади. Палеогеновый интрузивный комплекс представлен Шибановским гранитным массивом, занимающим центральную часть рудного поля.

На исследованной площади работ массив сложен средне- и крупнозернистыми (до пегматоидных) биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, крупно-среднезернистыми порфиroidными гранитами и мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

Внедрение гранитов Шибановского массива происходило в четыре фазы. К первой фазе внедрения относятся крупно-среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты.

Вторая фаза является основной фазой внедрения массива и имеет наиболее широкое распространение. С гранитами второй фазы связано большинство пегматитовых и грейзеновых тел, выявленных на площади работ. Ко второй фазе внедрения отнесены среднезернистые биотитовые граниты, занимающие центральную и северо-восточную части массива.

Третья фаза представлена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, образующими пологозалегающие пластообразные тела в среднезернистых биотитовых гранитах, вытянутых в северо-западном направлении, а также небольшие дайкообразные и штокообразные тела, развитые в центральной и северо-восточной частях массива. С мелкозернистыми гранитами связано небольшое количество пегматитов и грейзенов.

К четвёртой фазе относятся порфиroidные биотитовые граниты. Порфиroidные выделения образуют кварц, полевые шпаты, биотит. Эндоконтактовые зоны гранитов Шибановского массива представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами на западе, северо-западе, северо-востоке массива и кварц-полевошпатовыми порфирами вдоль его южной границы. Мелкозернистые биотитовые граниты эндоконтактовой фации по составу и строению аналогичны гранитам третьей фазы внедрения массива. Жильные и дайковые образования развиты как в позднепермских, так и в среднепалеозойских гранитах комплекса, вытянуты в северо-восточном, реже северо-западном направлении. Они встречаются в пределах самого Шибановского массива. Представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, а также пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами.

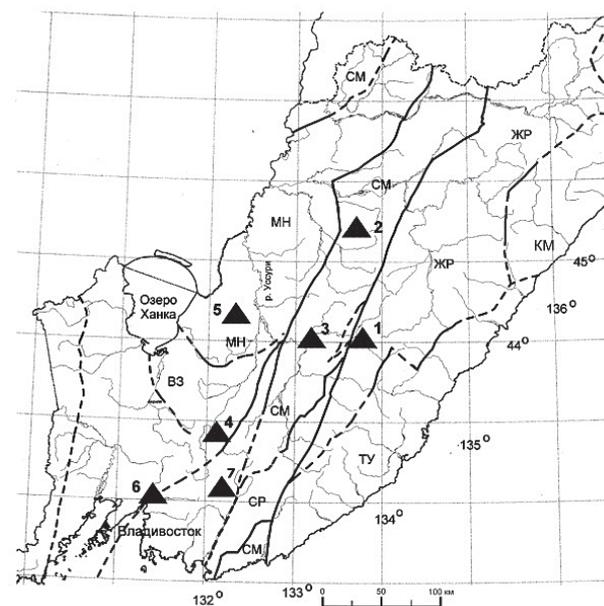


Рис. 1. Сихотэ-Алинский орогенный пояс, по [1] с изменениями авторов. Террейны: ВЗ - Вознесенский, МН - Матвеевско-Нахимовский, СМ - Самаркинский, СР - Сергеевский, ЖР - Журавлёвский, КМ - Кемский, ТУ - Таухинский. Массивы нефелиновых и щелочных сиенитов: 1 - Шумный (Пога), 2 - Соболиха (Иденгу), 3 - Кокшаровский, 4 - Поперечный, 5 - Шибановский, 6 - карбонатиты, Олений (Майхе), 7 - Сичинский массив.

Наряду с гранитоидами, в пределах Шибановского полихронного массива были выявлены ареалы развития даек щелочных сиенитов, сопровождающихся зонами альбититов, щелочных метасоматитов и фенитов по вмещающим гранитоидам. Краткое упоминание об этих породах отмечено в фондовой литературе, где сиениты были обнаружены среди гранитов позднепермского комплекса и определены в шлифах.

Щелочные сиениты Шибановского массива представляют собой крупно- и среднезернистые массивные породы, сложенные альбитом, ортоклазом-пертитом, эгирином, щелочными амфиболами ряда арфведсонит-экерманит, гастингситом и акцессорными апатитом, цирконом, монацитом, ксенотимом, дэлитом, чералитом, брабантитом, Nb-ильменитом. Чералит и брабантит относятся к фосфатам группы монацита (рис. 2 а, б, табл. 1). Чералит и брабантит относятся к фосфатам группы монацита [5-10].

По аналогии с известными комплексами щелочных и нефелиновых сиенитов Сихотэ-Алиния и Кореи, несущих ниобий-цирконий-редкоземельное оруденение, выявленные щелочные сиениты в Шибановском гранитоидном массиве отнесены к перспективным на этот генетический тип месторождений, включающий также касситерит-вольфрамитовые пегматиты с моноионом и россыпное Верхне-Шибановское месторождение касситерита и вольфрамита.

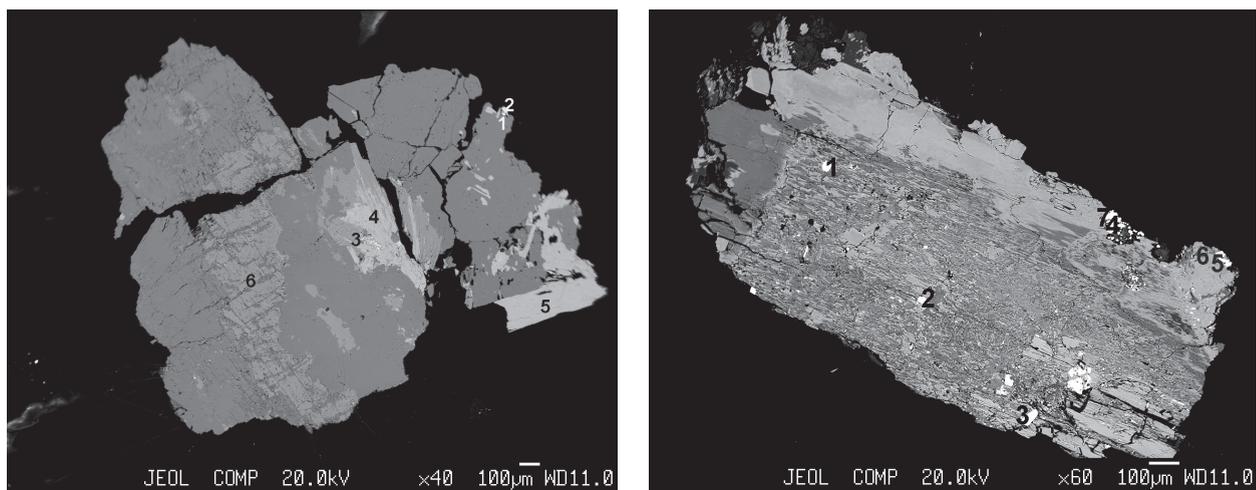


Рис. 2. а) в полевом шпате: ксенотим (1), дэлиит (2), эгирин (3, 5), рутил (4), полевого шпата (6) в полевом шпате; б) в эгирине: циркон (1-3), монацит (4), ильменит (5), брабантит (6), чералит (7) в эгирине.

Табл. 1.

Химический состав минералов щелочных сиенитов Верхнее-Шибановского месторождения, вес. %

	TiO ₂	FeO общ	CaO	P ₂ O ₅	ZrO ₂	Y ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
Циркон	-	0,7	-	-	65,54	-	-	1,02	-	-	-	98,79
Дэлиит	0,63	-	-	-	19,1	-	-	-	-	-	-	90,51
Ксенотим	-	-	-	32,85	-	41,52	-	-	-	0,75	-	77,57
Монацит	-	-	-	27,85	-	-	10,91	30,52	15,74	1,93	-	87,97
Чералит	-	4,44	5,28	19,86	-	-	2,20	-	3,10	-	26,84	77,94
Чералит	-	2,42	6,53	22,81	-	3,28	3,63	1,42	2,97	-	38,69	85,16
Брабантит	-	1,47	6,36	26,50	-	10,21	3,84	2,11	4,90	1,31	17,04	75,48
Ильменит	56,68	21,07	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	77,98

Примечание. Анализы выполнены на четырёхканальном микроанализаторе JXA 8100 в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН, аналитик Екимов Н.И.

Установлены также содержания следующих элементов в вес. %: в цирконе HfO₂ 1,09, в монаците Pr₂O₃ 2,41, в ксенотиме Gd₂O₃ 2,98, Dy₂O₃ 6,69, Ho₂O₃ 1,1, Yb₂O₃ 1,95, в брабантите Gd₂O₃ 1,42, в ильмените MnO 2,21, SrO 2,27, Nb₂O₅ 1,29, PbO 1,92

В пределах Сихотэ-Алиня подобные массивы сиенитов открыты, закартированы и разведаны в 1950-1960-ые гг. [2-4].

В нефелиновых и альбитизированных сиенитах массива Шумный (Пога) установлены лопарит, пирохлор, циркон, монацит, ксенотим, апатит, сфен; породы содержат до 1% Nb₂O₅, 0.03% Ta₂O₅, 0.5% ZrO₂, 0.5% TR; в щелочных сиенитах и метасоматитах массива Соболиха (Иденгу) - ильменорутит, монацит, ксенотим, апатит; породы содержат до 0.9% Nb₂O₅, 2% TR; в щелочных метасоматитах массива Поперечный - колумбит, пандаит, баотит, циркон, ильменит, рутил, брукит, монацит, ортит, апатит; породы содержат до 3% Nb₂O₅, 0.1% Ta₂O₅, 3% ZrO₂, 0.3% TR; в сиенитах Кокшаровского массива - эвдиалит, циркон, сфен, апатит, ильменит, эльпидит, лампрофиллит, пирохлор, породы содержат до 0.1% Nb₂O₅, 0.01% Ta₂O₅, 0.3% ZrO₂, 0.6% TR; в карбонатитах Оленьего - биотит, апатит, магнетит, циркон, пирохлор; карбонатиты содержат до 0.4% Nb₂O₅ и 0.03% Ta₂O₅.

Акцессорные минералы в сиенитах Шибановского массива равномерно распределены в объёме образцов и сопоставимы с идентичными минералами массивов щелочных и нефелиновых сиенитов Дальнего Востока (Сихотэ-Алинь, Алданский щит, КНДР).

1. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Ю., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.

2. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 146 с.

3. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника. Под ред. Л.И. Красного. М.: Недра, 1978. 248с.

4. Толок А.А., Залищак Б.Л., Материкова А.М., Слюдисто-карбонатные метасоматиты бассейна р. Майхе в Приморье // Сообщения ДВФ СО АН СССР. Вып. 19. 1963. С. 15-20.

5. Минералы. Справочник. Т IV, вып.2. М.: Наука, 1992. 663 с.

6. Записки ВМО. 1982. вып. 6, ч. 111.

7. Bowie S.H.U., Horne J.E.T. Cheralite, a new mineral of monazite group // Am. Mineralogist. 1953. V. 38, № 7-8. P. 740.

8. Fleisher M. Cheralite, a new mineral of monazite group // Am. Mineralogist. 1954. V. 39, № 3-4. P. 408.

9. Fleisher M., Chao G.Y., Francis C.A. New mineral names // Am. Mineralogist. 1981. V. 66, № 7-8. P. 882.

10. Miyashiro A., Miyashiro T. Nefeline syenites and associated alcaic rocks of the Fukushinsan district, Korea // G. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1956. gest. 2, 10, №1.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ НА ПРОЯВЛЕНИИ ВОЛЬФРАМА «ГЕТКАНЧИКСКОЕ» В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Б.Н. Шашорин¹, Н.Л. Рахманов¹, А.А. Васильев², Е.В. Железова¹, В.А. Гиль¹
¹Всероссийский НИИ минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, vims@df.ru
²ООО «Геологоразведочная фирма «Недра», Благовещенск, nedra-28@yandex.ru

Гетканчикское рудопроявление вольфрама расположено в Тындинском районе Амурской области, в пределах Джелтулакской шовной зоны (54°55' с.ш., 124°08' в.д.). Шеелитовые руды сосредоточены главным образом в участках скарнирования и окварцевания карбонатных и терригенных пород *джелтулакской* серии (PR₁dj), в экзо-, эндоконтактных частях массива гранитов тукурингского интрузивного комплекса (рис. 1).

Скарноиды развиты преимущественно в карбонатных породах. Они представлены пироксеновыми (имеют наиболее широкое распространение), амфибол-пироксеновыми и амфиболовыми минеральными разновидностями [2].

Окварцевание образует сеть тонких прожилков и охватывает (в той или иной мере) все породы докембрийского разреза, включая карбонатные и терригенные толщи *джелтулакской* серии (PR₁dj), а также зоны скарнирования и граниты тукурингского интрузивного комплекса.

Мощность тел скарнирования и прожилкового окварцевания горных пород – первые десятки метров, протяженность до 2,5 км и более. Они вытягиваются в СЗ направлении согласно с простираем Джелтулакской шовной зоны и гранитного массива (рис. 1). Оруденение в зонах скарнирования и окварцевания неравномерное (прерывистое), образует линейные штокверки мощностью 1.7-4.7 м с содержанием WO₃ от 0.19 до 2.27% (среднее по рудопроявлению – 0.55%). Максимальное содержание WO₃ имеет место в зонах окварцевания и достигает 10% [2].

Помимо вышеуказанных гидротермально-метасоматических образований на рудопроявлении «Гетканчикское» широко проявлены грейзенизация и карбонатизация [2].

Грейзенизация отмечена в гранитоидах тукурингского интрузивного комплекса в виде линейно-вытянутых тектоно-метасоматических зон. В зальбандах кварцевых жил, развитых в гранитах, грейзенизация несёт шеелитовую минерализацию.

Карбонатные прожилки представляют собой наиболее поздние гидротермально-метасоматические образования. Шеелитовой минерализации с ними не отмечено.

Структурно-тектонический контроль вольфрамового оруденения. На объекте отчетливо проявлен контроль вольфрамового оруденения пликативной тектоникой, что выражено в приуроченности шеелитоносных зон скарнирования и окварцевания к осевым частям сильно сжатых линейных складок в карбонатно-терригенных толщах юго-западного и северо-восточного экзоконтактов гранитного массива. Складчатость распознается при массовых замерах элементов залегания плоскопараллельных текстур (полосчатости, сланцеватости) метаморфических пород, как параллельное или субпараллельное расположение в плане данных S-поверхностей с противоположными азимутами их падения, или падающих в одну и ту же сторону, но под разными углами. По морфологии складки прямые вертикальные, наклонные, опрокинутые (вплоть до лежащих). Совместно с сопровождающими их трещинами скола, скольжения, кливажа осевой плоскости (S-тектонитами), линейные складки смятия горных пород контролируют общее СЗ (~300°÷340°) простираем и падение (пологое или крутое) рудоносных зон. При этом S-тектониты, как система анизотропных в механическом отношении параллельных и/или субпараллельных тектонических поверхностей метаморфических толщ *джелтулакской* серии с минимальными сопротивлениями растяжению и сколу, а потому наиболее проницаемые для рудоносных растворов, являются одними из основных структурно-тектонических рудоконтролирующих элементов на объекте «Гетканчинский» [2].

Позиция промышленных рудных концентраций. Анализировался отрезок Гетканчикской рудоносной структуры, расположенный между профилями канав 18 – 33 (рис. 1). В качестве геологической поверхности, безошибочно «узнаваемой» всеми геологами и вытягивающейся согласно с S-тектонитами *джелтулакской* толщи, был взят юго-западный контакт вольфрамоносного гранитного массива (рис. 1). Анализ проводился по методике, изложенной [3]. Судя по *ундуляциям* (изгибам и изломам) изогипс (рис. 1) и изолонг (рис. 2) контактовой поверхности гранитного массива, наибольшей величины деформации продольного изгиба (смятия) на анализируемом отрезке рудоносной структуры достигали в районе бульдозерных канав 3 - 8 (рис. 1). Здесь в плане проекции на горизонтальную плоскость в рисунке изогипс вырисовывается достаточно крупная (~400×400 метров) складка коробления-смятия контактовой поверхности гранитного массива (рис. 1). Складка осложнена диагональными разрывами (рис. 1). В проекции на продольно-вертикальную плоскость А-Б она «распадается» на ряд мелких выпукло-вогнутых субгоризонтальных складок коробления-смятия поверхности юго-западного контакта гранитного массива (рис. 2). Участки промышленных руд с суммой метропроцентов WO₃ ≥ 3.0 тяготеют к замковым частям выпукло-вогнутых субгоризонтальных складок коробления-смятия контактовой поверхности (рис. 1, 2), локализуясь, преимущественно, в S-тектонитах метаморфических пород *джелтулакской* серии [2].

Некоторые геодинамические аспекты образования высокопродуктивных рудных концентраций. Как было установлено, замковые части субгоризонтальных складок продольного изгиба (коробления-смятия поверхности контакта гранитного массива) контролируют положение высокопродуктивных рудных концентраций с суммой метропроцентов WO₃ ≥ 3.0 (рис. 1, 2). Механизм образования субгоризонтальных складок коробления-смятия контактовой поверхности гра-

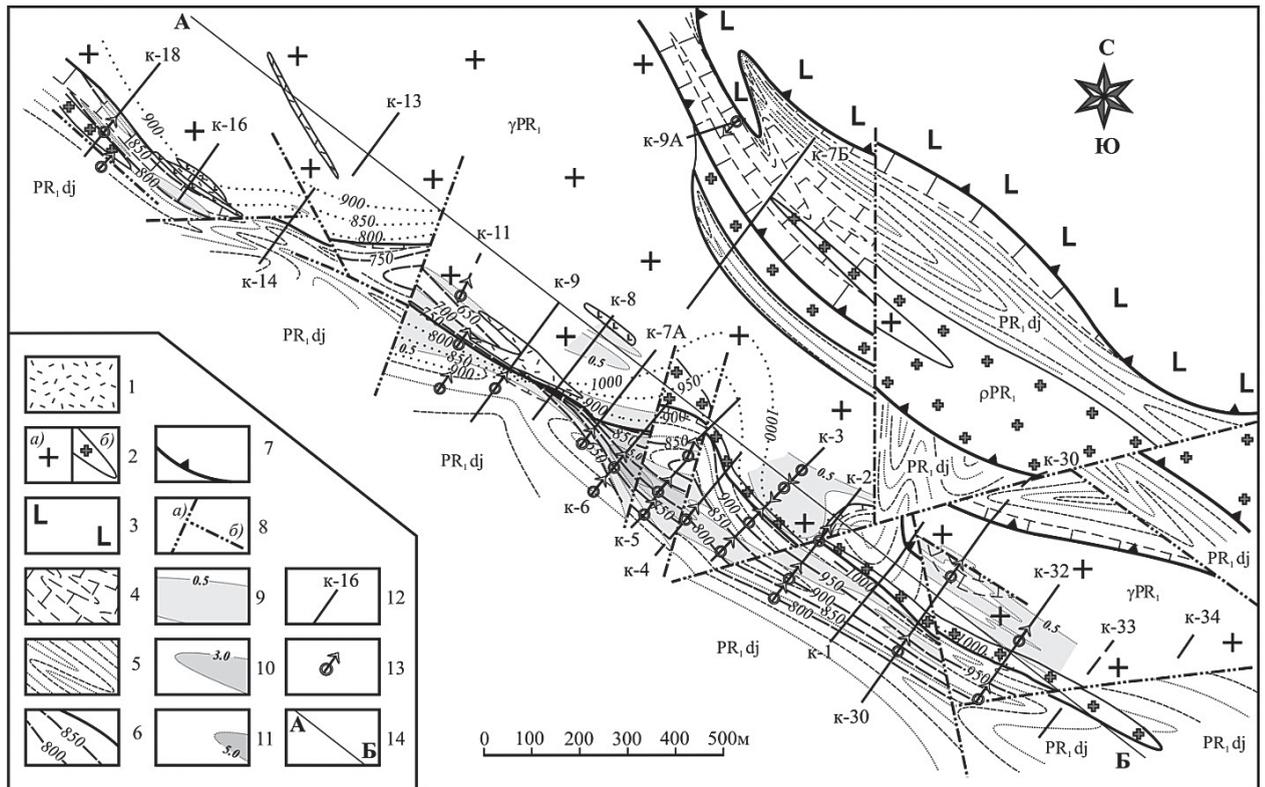


Рис. 1. Геолого-структурная схема изученного [2] участка рудопроявления вольфрама «Гетканчикское».

1 – раннемеловой комплекс субвулканических интрузий: дайки и малые тела риолитов; 2 – раннепротерозойские средне-мелкозернистые биотитовые граниты, гранодиориты гнейсовидные (а); альбитизированные редкометалльные пегматиты (б); 3 – раннепротерозойский комплекс даек основного состава (метаморфизованные диабазы); 4 – карбонатная толща джелтулакской серии (PR, dj): мраморизованные известняки, полосчатые, смятые в линейные и брахиформные складки; 5 – терригенная толща джелтулакской серии (PR, dj): метаморфизованные песчаники, алевролиты, смятые в дисгармоничные и линейные (часто изоклиналиные) складки; 6 – положение в современном топографическом плане юго-западного контакта гранитного массива (сплошная линия) и изогипсы контактовой поверхности (пунктирные линии с цифрами); точками на схеме показана экстраполяция изогипс выше современной дневной поверхности; 7 – надвиги в основаниях тектонических пластин; 8 – крутопадающие секущие (а) и продольные (б) разрывы; 9 – 11 – участки локализации рудных концентраций с суммой метропроцентов WO_3 : 9 – ≥ 0.5 , 10 – ≥ 3.0 , 11 – ≥ 5.0 ; 12 – бульдозерные канавы и их номера; 13 – пробуренные скважины (стрелками показано направление бурения); 14 – след вертикальной плоскости, на которой проводился морфоструктурный анализ размещения вольфрамового оруденения (см. рис. 2).

нитного массива и прилегающих к ней песчано-сланцевых и карбонатных толщ джелтулакской серии, по мнению авторов, связан с действием СЗ горизонтальных сжимающих усилий, ориентированных параллельно или близко параллельно к простиранию Гетканчикской рудоносной структуры. Это могли быть сдвиговые и/или взбросо-сдвиговые движения и перемещения блоков пород в пределах Джелтулакской шовной зоны, что следует из анализа региональной тектоники [2]. При таких движениях слои песчано-сланцевых и карбонатных толщ джелтулакской серии (равно как и поверхность контакта гранитного массива) сминаются (поверхность контакта коробится) в складки продольного изгиба за счет разности прочностных и упругих свойств и сил трения скольжения при сдвиге одних слоев и толщ относительно других. Это наиболее типичный механизм образования складок продольного изгиба при сдвиговых и/или взбросо-сдвиговых перемещениях блоков пород [1].

На рудном объекте «Гетканчикский» по результатам полевых исследований устанавливается **интерферентная складчатость**, обусловленная наложением субгоризонтальных складок продольного СЗ изгиба на складки поперечного СВ сжатия (вертикальные, наклонные, опрокинутые линейные складки). За счет увеличения интенсивности дислокационных преобразований пород и связанных с этим процессов перераспределения рудного вещества в узлах интерференции (наложения) складок различной генерации происходит концентрация богатого вольфрамового оруденения в узловых «точках» (локальных структурно-тектонических обстановках). Распределение рудных концентраций в тектонических зонах становится неравномерным. Данными явлениями (узловым наложением складок и деформаций различной генерации и связанным с этим перераспределением рудного вещества), вероятно, и обусловлено чередование высокопродуктивных и низкопродуктивных рудных концентраций в тектонометасоматических зонах джелтулакской серии. Это отчетливо видно по характеру распределения метропроцентов и средневзвешенных содержаний WO_3 при морфоструктурном и тектонометасоматическом анализе Гетканчикской рудоносной структуры [2].

Прогноз вольфрамового оруденения приповерхностного уровня (до глубины ~50 м) в пределах Гетканчикской рудоносной структуры возможен в процессе картирования складок различной генерации с учетом их морфологии и взаимного сочетания (наложения), а также по вторичным ореолам рассеяния, поскольку высокопродуктивные рудные концентрации

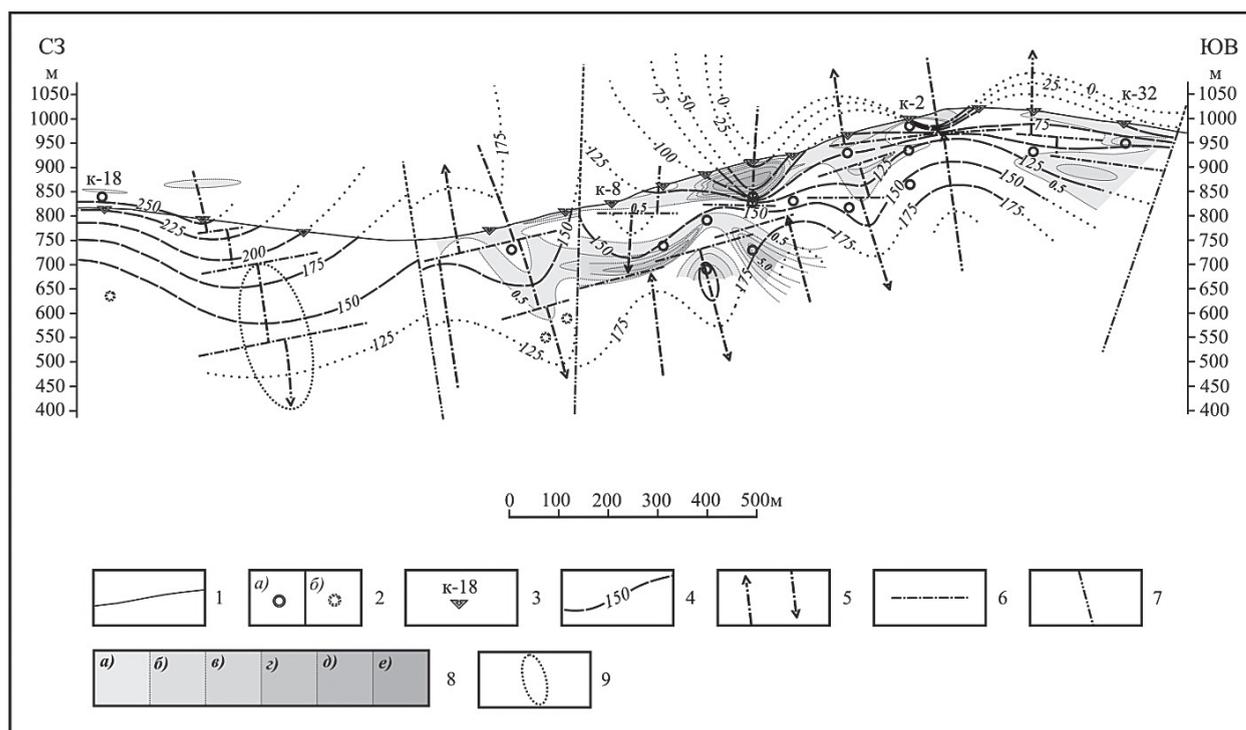


Рис. 2. Позиция промышленного вольфрамового оруденения в тектонической структуре юго-западного экзо-, эндоконтакта гранитного массива (проекция на вертикальную плоскость А-Б).

1 – рельеф современной дневной поверхности в профиле А-Б (след вертикальной плоскости А-Б показан на рис. 1; 2 – проекции на плоскость А-Б: точек вскрытия (пересечения) скважинами поверхности юго-западного контакта гранитного массива (а), забоев скважин, не вскрывших гранитный массив (б); 3 – положение в профиле А-Б бульдозерных каналов, их номера; 4 – изолонги поверхности юго-западного контакта гранитного массива; точками показана экстраполяция изолонг на глубину и выше современной дневной поверхности (эродированная часть складчато-разрывной структуры рудоконтролирующего контакта); 5 – оси (шарниры) сопряженных выпукло-вогнутых субгоризонтальных складок коробления (смятия) поверхности юго-западного контакта гранитного массива (дешифрируются в плоскости А-Б по волнообразному подъему и опусканию изолонг); 6 – линии смещения осей (шарниров) выпукло-вогнутых субгоризонтальных складок коробления (смятия) рудоконтролирующего контакта (предположительно субгоризонтальные взбросо-сдвиги); 7 – крутопадающие секущие разрывы; 8 – участки локализации рудных концентраций с суммой метропроцентов WO_3 : 0.5 - 1.5 (а), 1.5 - 3.0 (б), 3.0 - 5.0 (в), 5.0 - 10.0 (г), 10.0 - 15.0 (д), > 15.0 (е); 9 – предполагаемая позиция не вскрытого промышленного оруденения.

WO_3 , локализованные вблизи поверхности, достаточно хорошо коррелируются с эпицентрами механических ореолов рассеяния вольфрама, являясь, по-видимому, их источником [2].

Глубинные поиски вольфрамового оруденения возможны только при реставрации складчато-разрывной структуры в объеме рудоносных и смежных геоблоков. Для этого рекомендуются крупномасштабные и детальные (1:10000 и крупнее) геофизические исследования (грави-, магнито-, электроразведка), позволяющие выделять в наблюдаемых геофизических полях модельные облики (признаки) глубинных рудоконтролирующих структурно-тектонических обстановок.

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.

2. Васильев А.А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на вольфрам на рудоперспективной площади в бассейне р. Бурпала (Гетканчикское рудное поле, Амурская обл.). Благовещенск: ООО «Геологоразведочная фирма «Недра», 2010. 125 с.

3. Шашорин Б.Н. Тектонодинамический анализ рудоносных структур: технология, результаты, область практического применения // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Труды Всероссийской научной конференции. Томск: ТПИ, 2005. С. 342-347.

ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

В.С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Несмотря на многие тысячи имеющихся публикаций, проблема генезиса кимберлитов до сих пор не имеет убедительного решения. Обычно предполагаемому образованию кимберлитовых магм в результате удаления выплавок из слабо подплавленных (на 0,5-0,1 %) мантийных перидотитов, предварительно метасоматически обогащенных летучими компонентами и щелочами, противоречат очень высокая вязкость мантии, 10^{17} - 10^{23} Па·с, при которой выплавки и флюиды за всю историю Земли (4,5 млрд. лет) способны переместиться в ней всего на первые миллиметры [3]; экспериментальные данные [4], по которым перидотит начинает разделяться на расплав и твердые фазы лишь при плавлении более чем на 40 %; отсутствие в породах мантии источников флюида, так как содержание в них летучих компонентов составляет всего сотые – десятые доли процента.

Выполненный [3] анализ показал, что главной причиной нерешенности до сих пор проблемы кимберлитобразования и многих других генетических вопросов петрологии является ошибочность гипотезы холодной аккреции Земли, на основе которой эти вопросы рассматриваются. По этой гипотезе мантия никогда не находилась в расплавленном состоянии, и в ней не протекали процессы глобального магматического фракционирования. Исключение из рассмотрения этого самого эффективного и массового механизма дифференциации вещества Земли привело к невозможности убедительного объяснения природы почти всех глубинных процессов.

Между тем, в результате полетов на Луну получены доказательства горячего образования планет земной группы и существования на них глобальных океанов магмы. Наиболее убедительными свидетельствами горячего образования Земли являются расположение точек состава мантийных ксенолитов в кимберлитах на едином тренде магматического фракционирования (рис. 1) и формирование ими единых возрастных и температурных рядов, полностью соответствующих последовательности их образования при фракционировании (рис. 2). Существует множество других доказательств горячего образования нашей планеты. Все эти данные указывают на необходимость пересмотра существующих представлений о генезисе геосфер, магм и о природе других глубинных процессов.

По разработанной модели [3], после завершения аккреции на Земле существовал магматический океан глубиной около 240 км. Вследствие расслоенности по составу затвердевание его происходило сверху вниз. В результате кристаллизации кислого верхнего слоя в раннем докембрии сформировалось большинство пород кристаллической коры континентов. Фракционирование нижних пикритового и перидотитового слоев океана, в соответствии с экспериментальными данными,

привело к образованию карбонатитовых (при давлении менее 2,0-2,6 ГПа) и кимберлитовых (при большем давлении) остаточных расплавов и магм. Такое происхождение подтверждается расположением полей их состава на едином тренде магматического фракционирования и сопряженностью его с полем лерцолитов на рис. 1.

Алмазы с включениями различных парагенезисов минералов образуют такой же возрастной ряд, что и мантийные породы (рис. 2). Это свидетельствует о длительной кристаллизации их при образовании мантии и остаточных кимберлитовых расплавов в процессе глобального магматического фракционирования. Алмазы являются не ксеногенными, как обычно предполагается, а ранними фазами кристаллизации и фракционирования слоя перидотитовой магмы и связаны с кимберлитовыми магмами парагенетическими соотношениями. При таком происхождении становятся понятными существование связи кристалломорфологии и других свойств алмазов с составом кимберлитов и, в то же время, чаще всего намного более древний изотопный возраст содержащихся в них минеральных включений по сравнению с вмещающими кимберлитами.

Такой генезис кимберлитовых расплавов и алмаза объясняет главные особенности состава и размещения алмазоносных кимберлитов. Большое содержание в них воды, углекислоты, редких земель, щелочей, фосфора обусловлено накоплением их в остаточных расплавах. Вследствие остывания сверху вниз глубинные слои магматического океана кристаллизовались и фракционировали очень поздно в истории Земли. Это является причиной формирования

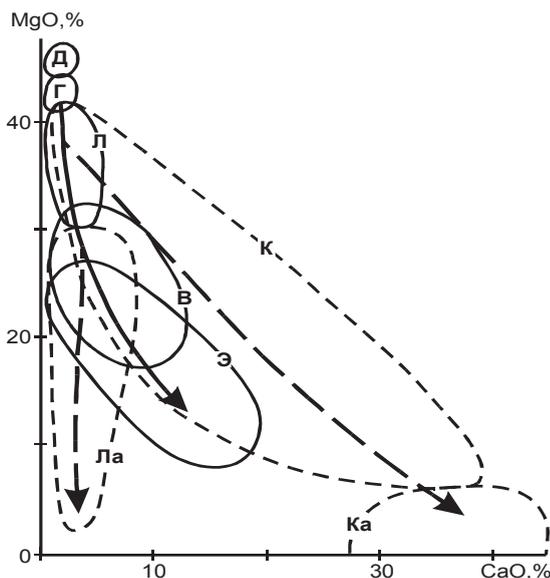


Рис. 1. Соотношение MgO – CaO в ксенолитах мантийных пород. Поля состава кумулатов: В – верлитовых и вебстеритовых; Г – гарцбургитовых; Д – дунитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов; Ка – карбонатитов; Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктирные) перидотитового слоя магматического океана.

подавляющего большинства кимберлитов в фанерозое и увеличения их количества с течением времени примерно в геометрической прогрессии [3]. Длительное остывание и фракционирование глубинных слоев магматического океана обусловило большую продолжительность процессов образования кимберлитовых провинций и карбонатитосодержащих комплексов, достигающую многих сотен миллионов лет [1].

Кристаллизация глобального магматического океана привела к возникновению континентальной литосферы, содержащей кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы [3]. В океанических областях такая литосфера отсутствует вследствие раздвижения ее под влиянием интенсивно проявленных процессов подъема и растекания вещества мантийных плюмов. Это объясняет приуроченность кимберлитов и большинства карбонатитов к древним платформам и отсутствие их в океанических областях, несмотря на массовое проявление здесь мафического магматизма. Большинство пород континентальной кристаллической коры образовалось в результате кристаллизации верхнего кислого слоя магматического океана, а кимберлитовые расплавы являются продуктом фракционирования его придонного перидотитового слоя. Если в каких-то участках платформ древняя кислая кора была переработана поздними процессами, то в основании их литосферы чаще всего был уничтожен и слой, содержащий кимберлитовые остаточные расплавы. Это объясняет природу правила Клиффорда – присутствие алмазоносных кимберлитов лишь в тех участках платформ, в которых кора имеет наиболее древний возраст и не подвергалась значительному воздействию поздних тектонических и магматических процессов.

Нижняя часть континентальной литосферы на глубине образования большинства карбонатитовых и кимберлитовых расплавов (при давлении 1,8-7 ГПа) в настоящее время имеет температуру 600-1400°C, что в среднем выше температуры солидуса богатых водой карбонатитовых расплавов (600-700° [3]). Следовательно, эти расплавы до сих пор существуют и формируются в основании континентальной литосферы в результате фракционирования более мафических магм. Это подтверждается увеличением интенсивности кимберлитового и карбонатитового магматизма в течение фанерозоя и постепенным повышением в карбонатитах содержания наиболее низкотемпературных расплавофильных компонентов. Остаточные расплавы, видимо, размещаются в виде линз, прослоев и жил, сопоставимых по объему с телами кимберлитов и карбонатитов. Поэтому для внедрения магм этих пород в земную кору необходимы лишь процессы тектонических деформаций континентальной литосферы, которые приводили к выжиманию и всплыванию кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов вдоль формировавшихся зон наиболее интенсивного растяжения. Генетическая связь с такими деформациями объясняет главные особенности размещения кимберлитов.

Многие исследователи отмечали пространственную связь кимберлитов и карбонатитов с рифтами и авлакогенами. Большинство карбонатитов располагается в осевой части рифтов, а кимберлитов – в удалении на 200-300 км от них [1]. Такое положение обусловлено разной глубиной зарождения их магм и смещением нижнелитосферных блоков под влиянием растекавшегося горячего вещества плюмов. Выжимание карбонатитовых и более мафических остаточных расплавов из мало нарушенных малоглубинных частей литосферы по зонам растяжения определило образование карбонатитосодержащих магматических комплексов преимущественно в рифтах и в их ближайших окрестностях. Блоки самого нижнего частично закристаллизованного перидотитового слоя перемещались в дальние окрестности рифтов. Поэтому выжимавшиеся из них кимберлитовые расплавы формировали кимберлитовые тела чаще всего в некотором удалении от этих отрицательных структур. С этим же связана значительная сопряженность во времени процессов образования этих магматических пород и обычно несколько более поздний возраст кимберлитов по сравнению с карбонатитами [1] в одном и том же регионе.

Наиболее распространенными породами мантии являются ультраосновные кумулаты и эклогиты. Температура плавления эклогитов вследствие их преимущественно основного состава на 150-200°C ниже, чем ультраосновных пород. Поэтому при подъеме нижнемантийных плюмов в них должно происходить плавление под влиянием огромной декомпрессии не ультраосновного вещества, как обычно предполагается, а эклогитов. Это объясняет возникновение основных магматических очагов в плюмах и огромное распространение базитов в океанах и на континентах. Подъем магм из этих очагов является причиной присутствия основных пород в рифтах, авлакогенах и во многих кимберлитовых полях, а также, иногда, формирования на платформах большого количества траппов.

По мере растекания вещества плюмов под участки континентальной литосферы большой мощности очаги основных

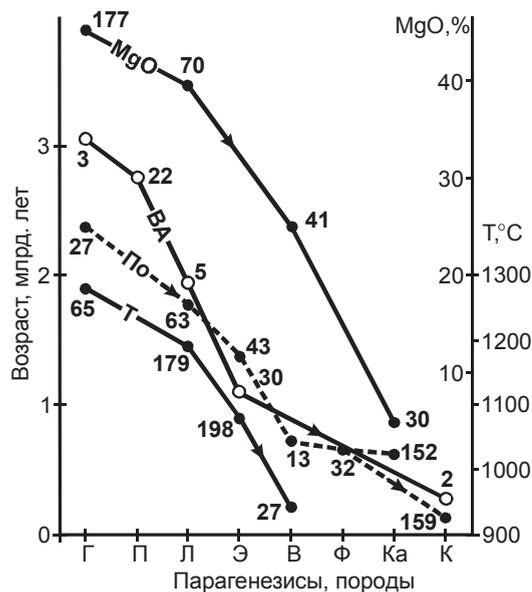


Рис. 2. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По) и включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Числа у точек – количество использованных определений.

магм кристаллизовались и фракционировали под влиянием роста давления и остывания с образованием щелочных остаточных расплавов. Это объясняет широкое развитие щелочных базитов в участках, удаленных от рифтов и трапповых синеклиз, и алмазоносных кимберлитовых полях. Присутствие таких базитов указывает на повышенную мощность литосферы и на возможность образования в участках их распространения алмазоносных кимберлитов.

Анализ опубликованных данных [1] показал, что из 308 установленных тектонических нарушений, контролирующих размещение алмазоносных кимберлитов на различных континентах, 119 (39%) являются субмеридиональными, 87 (28 %) имеют северо-западное простирание, 85 (27,6 %) – северо-восточное и лишь 17 (5,4 %) – субширотное. Алмазоносность кимберлитов, контролируемых северо-восточными нарушениями, составляет в среднем 306 условных единиц, меридиональными – 268, северо-западными – 236 и субширотными – 124 [3].

Эти зависимости иллюстрируют преимущественную связь платформенного магматизма с субмеридиональными тектоническими нарушениями и лениаменами. Они были выявлены с учетом космических данных на Русской и Сибирской платформах. Эта связь, а также повышенная алмазоносность кимберлитов в этих нарушениях вполне закономерны и хорошо объясняются существованием медленного западного дрейфа земной литосферы. Причины такого дрейфа обсуждаются в геологической литературе уже более ста лет [2]. На основании анализа трендов движения "горячих точек" скорость его оценена в $0,11^\circ$ за миллион лет. Существование такого дрейфа связано с влиянием силы Кориолиса на мантийную конвекцию [3]. Возникновение этой силы обусловлено вращением Земли вокруг своей оси. Всплывающее вещество под влиянием инерции покоя стремится сохранить свою небольшую линейную скорость вращения, присущую внутренним частям Земли, и поэтому отклоняется к западу. Под его воздействием большинство плит Тихого океана движется на запад, островодужные зоны субдукции и тыловые окраинные моря в настоящее время размещаются только в западной части этого океана, а срединно-океанический хребет – в восточной. Влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию и сильный наклон конвективных потоков объясняют отсутствие в мантии по данным сейсмической томографии четко выраженных вертикальных колонн разогретого и холодного вещества вопреки тому, что их существование постоянно предполагается по результатам расчетов, выполненных без учета влияния силы Кориолиса.

Вследствие западного дрейфа континентальные литосферные плиты скользят по астеносфере. Сцепление выступов в подошве этих плит с астеносферой приводит к возникновению в нижних частях континентальной литосферы перпендикулярных к направлению движения зон растяжения, особенно в передовой части литосферных корней. Такие зоны растут снизу вверх и, поэтому, являются наиболее удобными путями для выжимания самых глубоких и алмазоносных кимберлитовых остаточных расплавов и продуктов их частичной кристаллизации. Это является причиной преимущественной связи кимберлитов с субмеридиональными тектоническими разломами и лениаменами и их наиболее высокой алмазоносности в зонах таких нарушений. Очевидно, что возникавшие при фомировании кимберлитов субмеридиональные зоны растяжения сохранили неизменной свою ориентировку только в том случае, если платформа не испытывала вращения вокруг своей оси после процессов образования этих зон и кимберлитов.

Большая глубина зарождения алмазоносных кимберлитовых магм по сравнению с неалмазоносными и особенно с карбонатитовыми и утонение континентальной литосферы к краям платформ за счет эрозии ее глубоких частей являются причиной чаще всего уменьшения алмазоносности кимберлитов и смены их карбонатитами в этом направлении. При образовании кимберлитовых магм из остаточных расплавов глубоких частей магматического океана во всех древних участках платформ могли формироваться кимберлиты, что значительно расширяет перспективы их обнаружения. Наиболее алмазоносные их разности должны возникать в участках с мощной холодной литосферой, поскольку здесь кимберлитовые остаточные расплавы могли формироваться на очень большой глубине.

1. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М: НИА-Природа, 2005. 540 с.
2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
3. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО "Медиа-Холдинг Якутия", 2009. 352 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 424–428.

10%Pc и 20%Pc), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений CO_2 к H_2O во флюиде (5моль Cl^Φ , 1 г/т Au^Φ , 1 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ и др.). Пунктирные линии (0,45 Cl^Pc , 10мг/т Au^Pc и др.) – изоконцентраты летучих и рудных компонентов в расплаве. Исходные данные и методика расчетов подробнее приведены в [4].

Очень толстые изогнутые линии – Р-Т условия максимумов содержаний рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде при субизобарических кристаллизации и фракционировании магм. Они показывают области зарождения наиболее высокорудноносных гидротерм. Толщина их пропорциональна величине максимумов, пунктирные линии рассчитаны приближенно в связи с недостатком экспериментальных данных. Существование этих максимумов установлено впервые. Оно обусловлено наличием двух противоположных тенденций в магмах [4]. При высокой температуре и низком содержании твердых фаз кристаллизация магм приводит к увеличению в остаточном расплаве концентраций большинства рудных компонентов, поскольку для них коэффициент распределения между расплавом и твердыми фазами значительно больше единицы. При достижении некоторых высоких величин концентраций начинается выделение фаз, содержащих рудные или летучие компоненты в большом количестве, например, касситерита, вольфрамит, сульфидов, топаза. При дальнейшей кристаллизации содержание соответственно олова, вольфрама, серы, фтора в расплаве начинает уменьшаться, так как емкость образованных ими фаз в отношении соответствующих компонентов несравненно выше, чем у расплава. То есть, максимумы концентраций рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде совпадают с областями первого появления фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве.

Существование данных максимумов позволяет объяснить многие ранее непонятные явления в гидротермальном рудообразовании. Как частично иллюстрирует диаграмма, изливающиеся на земную поверхность высокотемпературные магмы с незначительным содержанием твердых фаз потеряют летучие при низкой концентрации рудных компонентов в расплаве и флюиде, и в них не смогут возникнуть высоко рудоносные гидротермы. Это объясняет обычно незначительное распространение автохтонного оруденения в лавовых толщах. Если же медленная кристаллизация сопровождается отсадкой твердых фаз и происходит, например, при 0,4 ГПа, то при содержании остаточного расплава 4% концентрация золота и хлора в нем будут соответственно в 5 и 10 раз выше, чем в исходной магме. Хлор очень сильно повышает растворимость золота и многих других рудных компонентов во флюиде. Так, при высоком окислительном потенциале (буфер Fe_2O_3 - Fe_3O_4) повышение его концентрации в этой фазе с 0,2 до 5 молей (рис.) приведет к увеличению содержания золота в ней при неизменной концентрации последнего в расплаве в 100 раз, а с учетом повышения этой концентрации – в $5 \cdot 100 = 500$ раз. Несмотря на упрощенность этого расчета, он наглядно иллюстрирует существование тенденции резкого повышения рудоносности гидротерм с увеличением глубины их отделения от кристаллизующихся магм.

Эта тенденция объясняет обычно наблюдающуюся небольшую рудоносность малоглубинных частей интрузий и связь богатого оруденения с глубинными их частями. Л.В. Таусон [2] сформулировал это следующим образом “...как показывает геологическая практика, максимальный промышленный эффект связан с рудными телами, возникавшими за счет гидротермальных растворов, генерируемых в нижних камерах низкотемпературных расплавов” (с. 248). Такое явление различные исследователи объясняли отжиманием растворов вниз по мере кристаллизации верхних частей интрузий или притоком в нижние части последних богатых рудными компонентами флюидов из мантии. Но в этих предположениях, все же, нет убедительного объяснения высокой рудоносности глубинных гидротерм. Кроме того, отжимание легкого флюида в магмах вниз и зарождение гидротерм в сухой высокотемпературной мантии с физико-химической точки зрения нереальны [4]. Рассчитанная диаграмма свидетельствует о том, что высокая рудоносность глубинных гидротерм является вполне закономерной и связана с появлением и отделением флюида в остывающих при высоком давлении кислых магмах на поздней стадии кристаллизации, когда в последних остаточных расплавах достигаются высокие концентрации рудных и выносящих их летучих компонентов.

Положение максимумов для различных компонентов на диаграмме различно. Из их распределения следует, что с увеличением глубины отделения гидротерм должна закономерно изменяться рудная специализация последних за счет возрастания роли компонентов с низким исходным содержанием в магме, с малыми коэффициентами накопления в остаточных расплавах и с высокими концентрациями насыщения. Будет расти средняя удаленность сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных интрузий, что вместе с изменяющейся их рудной специализацией приведет к формированию рудной зональности рудно-магматических узлов. Должен уменьшаться его возраст вследствие повышенной длительности кристаллизации магм в глубинных условиях, и понижаться температура его образования вследствие остывания гидротерм при длительном подъеме. Эти явления должны иметь среднестатистический характер и не исключают реже встречающиеся противоположные случаи, поскольку кроме глубинности отделения гидротерм на них оказывают влияние и другие факторы – структура и проницаемость вмещающих пород, особенности залегания и морфологии интрузий и др.

Названные явления действительно характерны для рудно-магматических узлов и давно служат предметом дискуссии. Так, в первой половине прошлого столетия была широко распространена гипотеза В.Х. Эммонса о связи рудной зональности с изменением состава остывающих растворов по мере удаления их от интрузии. Но постепенно накопились противоречивые этой гипотезе данные о существенно более молодом возрасте оруденения внешних зон по сравнению с внутренними. Поэтому С.С. Смирнов [1] выдвинул пульсационную гипотезу происхождения рудной зональности и стадийности рудообразования, связывая их с периодическим отделением из магм гидротерм разного состава при приоткрытии рудопроводящих трещин в процессе тектонических движений. Однако причина изменения состава гидротерм была недостаточно ясной. Полученные результаты свидетельствуют, что эти изменения являются следствием существования различных по Т и Р максимумов концентраций рудных компонентов во флюиде кристаллизующихся магм и последовательного достижения этих максимумов фронтом появления и отделения флюидной фазы в кристаллизующихся интрузиях.

Диаграмма на рис. показывает, что при субизобарической кристаллизации магм состав отделяющихся гидротерм дол-

жен последовательно проходить через максимумы концентраций олова (и вольфрама), меди, цинка, свинца, серы, золота, сурьмы и мышьяка. Очевидно, что просачивание гидротерм по одним и тем же каналам приведет к стадийному отложению этих компонентов. Рассчитанная последовательность рудоотложения соответствует природной и поэтому хорошо объясняет ее происхождение. При разных изобарических сечениях диаграммы последовательность достижения максимумов концентраций во флюиде при кристаллизации магм остается примерно одинаковой, хотя величины этих максимумов различаются. Это является причиной отмеченного Б.Л. Флеровым [3], казалось бы, парадоксального факта близости стадий рудообразования на связанных с гранитоидами разнометалльных месторождениях – вольфрамовых, оловянных, полиметаллических, золоторудных.

Отделение разнометалльных гидротерм от фракционирующей гранитной магмы с образованием хорошо выраженной рудной зональности возможно в основном в случае полого наклонного залегания интрузий и является редко встречающимся вариантом. Чаще всего главная масса гидротерм отделяется на уровне существующих в кровле интрузий куполов и выступов, куда всплывал остаточный расплав и где происходило отделение от него флюида. Состав и рудная специализация формировавшихся гидротерм определялись значениями изоконцентрат рудных компонентов во флюиде на диаграмме на уровне глубинности куполов, а их объем и количество вынесенных компонентов – объемом магм, расположенных ниже купола. Видимо, это является главной причиной неполноты проявления зональности гидротермального оруденения вокруг большинства интрузий и широкого развития лишь отдельных типов оруденения. Вследствие всплывания остаточного расплава во фракционирующих магмах в крупных субвертикальных интрузиях с четко выраженной куполообразной формой кровли летучие всего огромного объема магмы должны отделяться на уровне этой кровли с формированием уникально крупных месторождений. Для таких интрузий не характерны мелкие месторождения и рудопроявления. На локализацию оруденения большое влияние оказывает структура вмещающих пород и положение геохимических и структурных барьеров.

Температурно-вязкостные свойства магм оказывают существенное влияние на процессы формирования в них гидротерм [4]. В наиболее низкотемпературных и глубоких мигмах реоморфических гнейсо- и мигматит-гранитов, вследствие их высокой вязкости, почти не происходили процессы эманационной и кристаллизационной дифференциации, что объясняет безрудность огромных полей ультраметаморфических гранитоидов. В несколько менее вязких низкотемпературных гранитных магмах могли протекать процессы эманационной дифференциации, но не происходило магматическое фракционирование. В них по мере кристаллизации во флюиде увеличивались концентрации преимущественно компонентов, не входивших в твердые фазы, главным образом хлора. Вследствие высокой экстрагирующей способности высокохлорные гидротермы могли выносить значительные количества хлорофильных компонентов, в первую очередь золота, из магм (максимум Au_m на рис.) и из вмещающих пород (Au_v).

Возрастание первичной температуры, глубины зарождения и средней основности магм с уменьшением геотермических градиентов при переходе от подвижных складчатых зон с тонкой литосферой к устойчивым жестким областям приводили в соответствии с рассмотренными выше закономерностями к увеличению разнообразия гидротермального оруденения, к уменьшению в среднем глубинности его зарождения, к возрастанию содержания в нем серы и халькофильных компонентов. Обычно выдержанность величин геотермических градиентов и магомгенерирующих тектонических деформаций в земной коре на больших площадях является причиной огромной протяженности многих однотипных по составу и фациальности магматических поясов и связанных с ними металлогенических провинций. Большие размеры последних, следовательно, не указывают на мантийную природу оруденения, как иногда предполагается.

1. Смирнов С.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965. 248 с.
2. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
3. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.
4. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРНОТЕХНИЧЕСКОГО И ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО СЫРЬЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЯБЛОНОВОГО ХРЕБТА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ДОМНА-БУДАРЕЕВА

Г.А. Юргенсон, Р.А. Филенко
Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
Чума, filrom@yandex.ru

Геологическая ситуация

Рассматриваемая территория находится в Читинском районе Забайкальского края. Близость краевого центра, развитая транспортная сеть, доступность и хорошая геологическая изученность этого района обуславливают возможность хозяйственного освоения ряда месторождений горнотехнического и ювелирно-поделочного сырья.

В строении юго-восточного склона хребта Яблонный преобладают структуры линейно-линзовидной формы северо-восточного простирания: позднепалеозойские и раннемезозойские вулканоплутонические пояса, осложненные пологими разновозрастными зонами выдвиго-надвигового характера.

Сочленение горст-антиклинали Яблонного хребта с Читино-Ингодинской грабен-синклиналью проходит по крупному региональному нарушению - Читино-Ингодинскому разлому. Это региональное нарушение, имеющее характер крупного взброса, сформировалось в основном в послееюрское время. Почти на всем протяжении нарушение четко проявляется зоной милонитов и катаклазитов мощностью до 250 м и более, сопровождается интенсивным окварцеванием и частичной эпидотизацией и хлоритизацией пород с брекчированной структурой.

О широком развитии гидротермальных процессов в прибортовой части Читино-Ингодинской депрессии вдоль Яблонного хребта свидетельствует и широкая полоса халцедоновидного кварца, нередко содержащего флюорит. Жильный кварц содержит халькопирит, пирит, малахит и золото. Зона окварцевания прослеживается на 75 км от руч. Домна на юго-западе до руч. Будареева на северо-востоке.

Метаморфическая толща докембрия, развитая на склонах хребта и сложенная кристаллическими сланцами, кварцито-видными песчаниками, иногда переходящими в кварциты, роговообманковыми, биотитовыми и инъекционными гнейсами, амфиболитами.

Эти древние породы прорваны палеозойскими биотитовыми гнейсогранитами и биотит-роговообманковыми гранитами, занимающими осевую часть хребта. Они могут быть сопоставимы с даурским комплексом. Эти граниты, в свою очередь, прорываются гранит-аплитами и миароловыми лейкократовыми гранитами Яблонного комплекса. Штоки их картируются как в поле метаморфических пород, так и в палеозойских гранитоидах.

По данным С.Н. Пехтерева, С.А. Абушкевича, Е.П. Герасимова и др. (2000 г.), с гранитоидами яблоневого комплекса средне-верхнеюрского возраста, вероятно, связаны пегматиты Каменско-Черновского поля.

Комплекс сырья Каменско-Черновского пегматитового поля

Каменско-Черновское пегматитовое поле представляет собой цепочку насыщенных пегматитовыми телами разрозненных площадей, вытянутую в северо-восточном направлении на 16 км между ручьями Колочный на западе и Малый Красотун на востоке.

Мусковит и полевого шпата

В пределах Каменско-Черновского пегматитового поля известно месторождение мусковита и керамического сырья. Местному населению оно, вероятно, было давно известно, так как имеются следы старых разработок (примерно начала XX в.).

С 1930-х гг. пегматиты Каменско-Черновского поля целенаправленно исследовались в связи с близостью к Чите (около 30 км) и потребностями в слюде и редких металлах. В 1932 г. трест «Союзслюда» начал разведку Каменско-Черновского мусковитового месторождения с попутной добычей слюды. В том же году Т.Г. Тихова вела поиски на берилл и слюду. В итоге было установлено убогое содержание берилла в пегматитах, а запасы слюды оценены в количестве 1139 т.

В 1933-34 гг. Каменско-Черновское мусковитовое месторождение изучалось Минералого-геохимической партией треста «Союзслюда» под руководством П.К. Федрова. Уже этим исследователем подчеркивалась необходимость комплексной оценки месторождения на все полезные компоненты, включая мусковит, керамическое сырье, драгоценные камни, редко-металльные и редкоземельные элементы.

До конца 1950-х гг. пегматитовое поле изучалось различными геологами. Все они давали отрицательное заключение о наличии промышленных объектов на редкие и рассеянные элементы.

На Каменско-Черновском мусковитовом месторождении, состоящем из двух участков, запасы мусковита составляют 541 т, полевого шпата 625000 т, что позволяет организовать добычу мусковита и полевого шпата на керамическое сырье старательским способом. По мнению С.Н. Пехтерева и др. (2002 г.), месторождение после дополнительных исследований в комплексе на берилл, тантал, ниобий, слюду и керамическое сырье может оказаться промышленным. Кристаллы мусковита имеют форму удлинённой полусферы с сечением, близким к сферическому ромбу. Субиндивиды располагаются веерообразно от общей оси кристалла. Удлинение кристалла параллельно осям а либо b. Каждый из субиндивидов имеет клиновидное строение и расщепляется на криволинейные пластины, параллельные (001). Самый крупный из видимых в обнажении кристаллов имеет длину от начала зоны кристаллизации (центра полусубсферы) до криволинейной поверхно-

сти, ограниченной кварцевым ядром 130-140 см. Расстояние это можно считать радиусом сферолита.

Качество горнотехнического сырья (слюды) низкое из-за ельчатого строения мусковита и прорастания его гранатом, магнетитом и цинковой шпинелью (ганитом). Выход слюды-сырца из породы составляет в среднем 2%. Мусковит Каменско-Черновского месторождения можно использовать для производства нетемнеющей краски, в строительстве при декоративной облицовке зданий. Обычно мусковит пегматитовых месторождений представлен фтористой разновидностью, поэтому он может использоваться в качестве одного из исходных видов сырья для производства высококачественного кремнезема по технологии фторирования кварца.

Камнесамоцветное (берилл, в том числе, воробьевит, ювелирные разновидности кварца), поделочное и декоративное сырье

Письменный гранит как поделочный и декоративный камень для интерьера также представляет большой интерес, так как графические пегматиты широко распространены по всему пегматитовому полю. Особенно высокодекоративное сырье развито на Черновском участке и водоразделе рек Каменка и Черновка.

Известны также находки ювелирных разновидностей берилла (аквамарин, гелиодор, воробьевит) и кварца (дымчатый кварц, морион).

Среди пегматитов поля выделяются шлировые или камерные, линзовидные в гранитах, согласные и секущие в метаморфической толще. Шлировые и камерные пегматиты распространены в полосе эндоконтакта гранитной интрузии преимущественно в верховье р. Черновка и достигают 10-15 м в поперечнике. В них отмечаются аплитовая, апографическая и блоковая зоны. Миаролы и камеры редки и содержат кварц, блоковый мусковит, редко берилл. Ограниченные индивиды кварца и берилла редки. Размеры их иногда достигают 3-5 см по оси с. Основная масса этих тел в осевой части Яблонового хребта эродирована, а в полях развития вмещающих пород не вскрыта эрозией.

Линзовидные жилы в гранитах встречаются преимущественно в пределах Верхнекаменского и Колошного участков, имеют мощность до 1 м при длине по простиранию до 150 м. Пегматиты в основном состоят из трех зон: аплитовой, графической и апографической. Преобладает последняя. Лишь в раздувах появляется блоковая зона с редкими миаролами, заключающими кристаллы микроклина, кварца, мусковита, редко альбита и берилла. В апографической и аплитовой зонах развиты гранат, редко магнетит. Кристаллы редки. Ограничные разности единичны. Содержание берилла достигает 706 г/т.

Кристаллы берилла светло- или салатно-зеленого цвета, трещиноваты, располагаются во внутренней части блоковой зоны на контакте микроклина и мусковита, обрастая последним. Они достигают 10 см по оси с и 2,5 см по оси а. В отвале найдены обломки берилла с ограничными зонами до 1×1×1 см. Основная масса (до 70 %) берилла пригодна для галтовки, частью для изготовления кабашонов. По данным В.Ф. Высоцкого и А.Д. Сергеева (1958 г.), содержание берилла в мусковитовых пегматитах собственно Каменско-Черновского месторождения в среднем составляет 667 г/т при размерах кристаллов до 40 см по оси с. В юго-западной части месторождения на участке водораздела рек Каменка и Черновка также встречены крупные кристаллы берилла серо-, желто-, салатно-зеленого цвета, достигающие 10 см по оси а и 23 см по оси с. Содержание берилла 0,138-1800 кг/м³ пегматита. Данных о качестве берилла нет.

Наибольший интерес как возможный источник ювелирных разновидностей берилла представляет участок Черновский, расположенный на юго-западном фланге полосы пегматитов, приуроченных к зоне амфиболовых сланцев. Здесь в 1956 г. В.Ф. Высоцким обнаружена линза пегматитов мощностью около 25 м при длине по простиранию до 130 м. В окрестностях ее обнаружены еще четыре жилы. Линзовидная жила № 1 имеет сложнзональное строение и характеризуется мощной зоной письменного гранита с высокодекоративным ельчатым рисунком ихтиоглиптов дымчатого кварца в светло-желтом или почти белом альбитизированном микроклине. Мощность зоны достигает 1,5-2 м. Апографическая зона также высокодекоративна. Блоковая зона состоит из серо-дымчатого кварца, альбитизированного микроклина и крупнолистоватого литиевого мусковита, содержащего включения голубовато- и бледно-зеленого берилла, иногда переходящего в желто-розовый. Слюда представлена лепидолитом. В 1962 г. в этом комплексе одним из авторов [4] обнаружены поперечно-зональные кристаллы берилла. Зональность обусловлена постепенным переходом желто-зеленого берилла в желтовато- и светло-розовый. Длина кристаллов достигает 4-5 см. Они трещиноваты. Если головка кристалла ассоциирует с клеветандитом, очень редко она становится прозрачной [3].

Кремнеземное сырье для производства особо чистого кремнезема.

Особо чистый кремнезем - сырье высоких технологий XXI в. Производство интегральных микросхем, волоконно-оптических кабелей, высокоинтенсивных источников света, прецизионных оптических приборов, искусственных кристаллов кварца невозможно без особо чистых кварцевых концентратов. В мире около 60% кварцевых изделий высоких технологий используется в промышленном оборудовании и около 40% в бытовой аппаратуре.

Более 80% вычислительной, радио-, видео-, робототехники, средств связи, автоматизации и контроля, систем солнечной энергетики и других современных приборов изготавливаются на основе монокристаллического кремния. Конечный продукт кремниевого производства - пластины монокристаллического кремния с заданными характеристиками, являются итогом сложного технологического процесса, в котором используются особо чистые материалы и, в частности, особо чистые кварцевые концентраты для изготовления кварцевой оснастки (тигли, формоустойчивые реакторы, трубы, тележки, лодочки).

В мире намечается устойчивая тенденция роста потребления особо чистого кварцевого сырья, необходимого для развития промышленности высоких технологий, в связи с чем в ряде промышленно развитых стран (США, Китай, Япония, Россия) оно отнесено к стратегическому минеральному сырью.

В Институте геологии и природопользования ДВО РАН разработан новый способ переработки кремнеземсодержащего

сырья с использованием доступного фторирующего реагента - гидрофторида аммония (NH_4HF_2) [1, 2]. При температуре 25°C NH_4HF_2 не представляет существенной экологической опасности, а при нагревании становится мощным фторирующим реагентом. Температура плавления гидрофторида аммония составляет 126.8°C , температура разложения 238°C .

Характерной особенностью пегматитов Каменско-Черновского поля является наличие четко дифференцированного кварцевого ядра, представленного чистым дымчатым или прозрачным кварцем. Менее чистый кварц находится также в блоковой зоне в сростании с полевым шпатом, гранатом и мусковитом. Указанная технология позволяет ставить вопрос о возможном вполне удовлетворительном использовании жильного кварца этих пегматитов для получения особо чистого кремнезема. При этом кварц блоковых зон будет отбиваться в процессе извлечения полевого шпата.

Зона развития коренных и россыпных проявлений цветных кремней и халцедоновидного кварца

Вдоль северо-западного борта Читино-Ингодинской впадины на протяжении более 40 км протягивается зона окварцевания шириной до 100-150 м. Она приурочена к зоне тектонического нарушения на сочленении борта депрессии и Яблонового хребта и связана с отголосками вулканической деятельности, проявленной в доронинской свите верхней юры. Цветные кремни в коренном залегании представляют собою желтые, рыжие, серо-желтые, зеленовато-желтые массивные, массивно-полосчатые и полосчатые ониксоподобные горные породы. Они прекрасно поддаются шлифовке и полировке, приобретая качества типичных уральских переливтов. Обломки этих ониксоподобных горных пород в виде россыпей прослеживаются на полях от северо-западной окраины г. Чита (в Черновском районе в окрестностях оз. У гдан) до села Подволок на север и села Колошное в противоположном направлении. Ресурсы камня не ограничены.

Выводы

1. Причитинская часть Яблонового хребта и прибортовая зона Читино-Ингодинской впадины представляют собою территорию, перспективную для организации геологоразведочных работ с целью определения целесообразности горнодобывающего производства в условиях хорошо развитой инфраструктуры.

2. Наибольшими перспективами характеризуется крайне поверхностно изученное Каменско-Черновское пегматитовое поле. В его пределах ожидаются промышленные объекты камнесамоцветного (берилл, горный хрусталь), коллекционного (берилл, кварц, письменный гранит, мусковит, лепидолит, гранат, ганит, микролит), декоративного (письменный гранит), керамического (полевого шпат) и кремнеземного (кварц ядер и блоковых зон пегматитов) сырья. Кроме того, эти пегматиты и связанные с ними россыпи могут быть попутным источником редких металлов (тантал, ниобий, литий, редкие земли).

3. В качестве дешевого и легко добываемого камнесамоцветного, камнерезного, коллекционного и декоративного сырья может быть использован цветной кремень и халцедоновидный кварц прибортовой части Читино-Ингодинской впадины.

4. Существенное значение как сырье для производства особо чистого кварца по фторидной технологии может представлять кварц блоковых зон и кварцевых ядер пегматитов Каменско-Черновского поля.

1. Римкевич В.С., Маливицкий Ю.Н., Демьянова Л.П. Способ переработки кремнеземсодержащего сырья: пат. 2286947 Рос. Федерация. № 2004110338/15; заявл. 05.04.2004; опубл. 10.11.2006. Бюл. № 31.

2. Маракушев А.А., Зубенко И.А., Маливицкий Ю.Н., Римкевич В.С., Демьянова Л.П. Экспериментальные исследования несмесимости галогенидно-силикатных расплавов и получение кремния электролизом водного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т.80, Вып. 5. С. 47-51.

3. Юргенсон Г.А. Кальцийсодержащий воробьевит – новая разновидность берилла // Вестн. научн. информ. Заб. отд. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1965. № 2. С. 45-48.

4. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.

ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛАЖИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов

Томский государственный университет, aich@ggf.tsu.ru

Объектом настоящего исследования является слабоизученный по настоящее время Талажинский мафит-ультрамафитовый расслоенный массив, локализованный в северо-западной части Канской кристаллической глыбы Восточного Саяна в пределах Кирельской площади, на продолжении Кингашского рудного района. Выход на дневную поверхность данного плутона имеет округлую форму (6×7,5 км²). Возраст Талажинского интрузива, основываясь на его взаимоотношениях с вмещающими породами, условно считается позднерифейским R₂ [1]. Массив плохо обнажен, а породы его можно видеть преимущественно в курумах.

По размерам (более 40 км²), породному составу (плагидуниты, троктолиты, оливиновое габбро, анортозиты), характеру ритмичности объект исследования является оригинальным и не имеет аналогов на территории Канской глыбы.

В настоящей статье предусматривается выявление особенностей состава сульфидных минералов и их эволюции в процессе формирования массива.

Определение химического состава минералов и их микроизображений осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Москва). Расчеты составов осуществлялись по программе INCA-Issue 18b с пересчетом по программам, разработанным в ИЭМ РАН.

Изучение сульфидной минерализации было проведено в главных разновидностях пород Талажинского массива: плагидунитах, троктолитах и оливиновых габбро. В анортозитах сульфидные минералы, доступные для изучения, не обнаружены.

Плагидуниты. Из сульфидов в плагидунитах сравнительно редко выявляется ассоциация преимущественно железистого пентландита при подчиненной роли пирротина, которая в основном приурочена к интерстициям силикатных минералов (рис. 1).

Железистый пентландит формирует самостоятельные зерна чаще треугольной, либо близкой к нему формы размером до 0,2 мм (средний 0,05-0,1 мм). В зернах наблюдается весьма отчетливая октаэдрическая спайность, параллельно (111). Цвет минерала бело-желтый, отражательная способность высокая. Он характеризуется высокой железистостью (до 45%) при пониженных содержаниях никеля (22,9-31,26 %, Ni/Fe=0,52-0,88).

Пирротин имеет светло-желтый цвет с коричневато-розовым, кремовым оттенком, отражательная способность высокая. Размеры зерен составляют от 0,1 до 0,2 мм. Зерна чаще округлой формы с ровными, волнистыми, реже зазубренными очертаниями. По химическому составу минерал отвечает троилиту и характеризуется повышенными содержаниями железа (табл. 1). Никель в химическом составе не обнаружен.

Троктолиты. Сульфидные минералы отмечаются довольно часто в виде мелкой вкрапленности в основной матрице породы и представлены пирротинном, пентландитом, медистым пентландитом, халькопиритом, никелистым халькопиритом и сфалеритом.

Пирротин представлен двумя генерациями. Ранняя генерация встречается в ассоциации с пентландитом в виде структур распада твердых растворов, а более поздняя – в виде изометричных зерен и агрегатов в сростании с пирротинном и халькопиритом (рис. 1). Размер отдельных зерен составляет до 0,2 мм. Минерал, в отличие от пирротина из плагидунитов, соответствует гексагональной разновидности и обнаруживает в своем составе кобальт и никель (до 0,47 % и до 0,27 % соответственно). В отдельных зернах отмечается присутствие примесей титана (до 0,05 %), ванадия (до 0,7 %), меди (до 0,16 %) и золота (до 0,32 %).

Табл. 1.

Средние составы сульфидных минералов из пород Талажинского массива (масс. %)

Mineral	Rock	n	S	Ti	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Au
Po (tr)	PID	2	35,86	–	–	–	64,14	–	–	–	–	–
Po (gc)	Tr	7	38,51	0,05	0,06	–	60,79	0,35	0,20	0,13	–	0,30
Po (tr)	OIG	4	36,37	0,06	0,09	–	63,10	0,34	0,10	0,16	–	–
Po (gc)	OIG	2	38,67	–	–	–	60,46	0,34	0,35	0,18	–	–
Pn	PID	9	31,04	–	–	–	38,92	1,46	28,65	–	–	–
Pn	Tr	10	33,73	0,06	–	0,08	31,48	2,45	31,36	0,47	1,13	0,29
CuPn	Tr	3	34,55	–	0,06	–	32,26	2,69	22,55	7,73	0,26	0,30
CoPn	OIG	7	33,25	0,06	–	–	30,39	3,51	31,97	0,62	0,12	–
Cupn	OIG	1	35,04	–	–	–	28,45	0,60	19,65	16,27	–	–
NiCpy	Tr	1	33,06	–	–	–	33,28	0,16	3,61	29,89	–	–

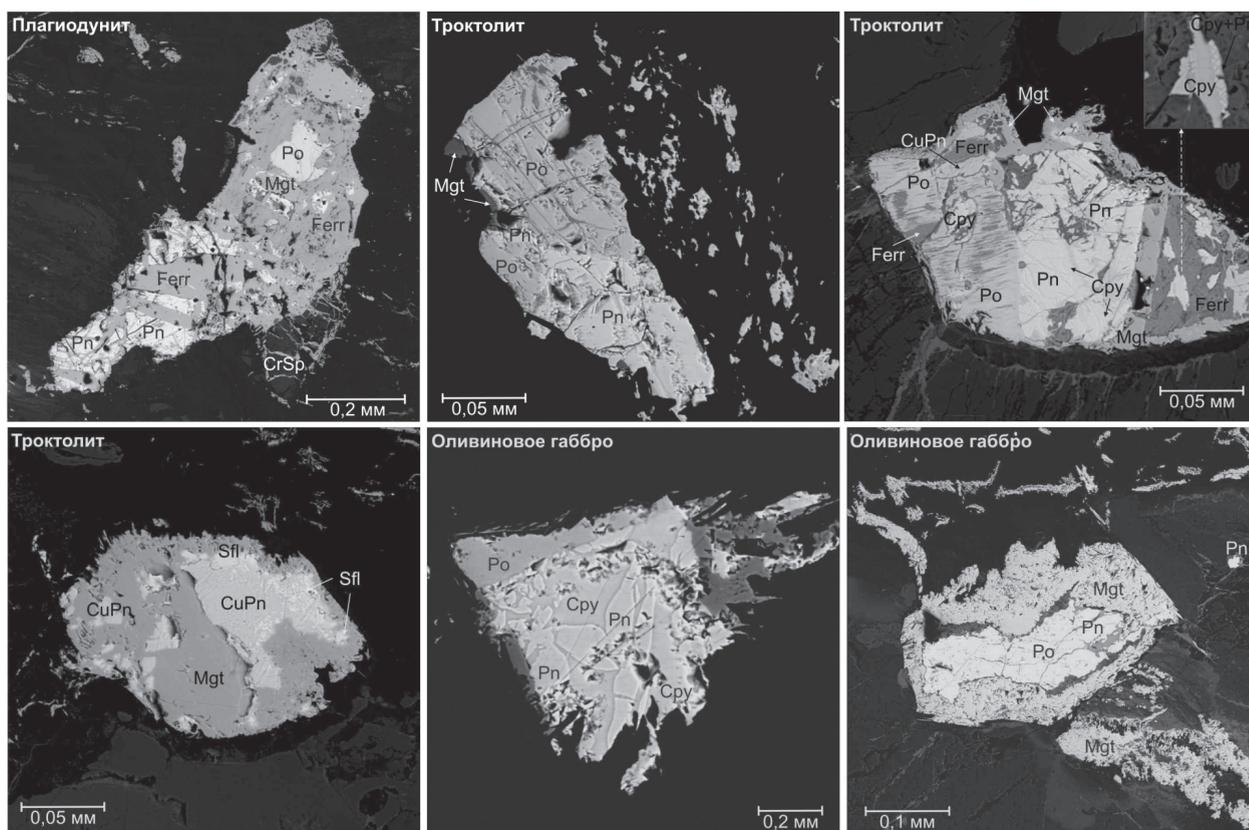


Рис. 1. Рудная минерализация пород Талажинского массива: Po – пирротин; Pn – пентландит; CuPn – медистый пентландит; Cpy – халькопирит; Sfl – сфалерит; Mgt – магнетит; Ferr – ферриты; CrSp – хромшпинель.

Cpy	Tr	4	35,01	0,06	–	–	32,32	0,20	1,13	31,48	–	0,34
Cpy	OIG	4	35,34	0,04	0,06	0,06	30,34	0,18	0,18	33,91	–	–
Sfl	Tr	3	33,04	–	–	–	6,40	0,07	0,73	1,08	58,71	–
Hlk	OIG	1	22,29	–	–	–	0,35	–	0,13	77,23	–	–

Примечание. Po (tr) – троилит, Po (gc) – гексагональный пирротин, Pn – пентландит, CuPn – медистый пентландит, CoPn – кобальтистый пентландит, CuPn – купропентландит, Cpy – халькопирит, NiCpy – никелистый халькопирит, Sfl – сфалерит, Hlk – халькозин, PID – плагиодунит, Tr – троктолит, OIG – оливиновое габбро, n – количество анализов, «–» – элемент не выявлен.

Пентландит, наряду с пирротинном, является наиболее распространенным минералом в изученных троктолитах. Он часто наблюдается в виде пламевидных, веретенообразных включений распада внутри пирротина; реже образует обособленные мелкие зерна треугольной, округлой формы. Размеры этих зерен не превышают 0,2 мм. Данный пентландит в отличие от такового в плагиодунитах характеризуется более низкими содержаниями железа при более высоких значениях серы, никеля и кобальта (табл. 1). Наличие в составе отдельных зерен примесей меди (до 1,4 %) и цинка (до 2 %) при повышенных значениях серы, вероятно, обусловлено тонкозернистыми включениями халькопирита и сфалерита. В некоторых пентландитах наблюдается примесь золота (до 0,35 %). В отдельных образцах отмечается медистый пентландит, обусловленный присутствием в химическом составе минерала меди до 10 % при более низких содержаниях никеля (18,8–25 %, табл. 1). Зерна пентландита и пирротина по трещинкам и по периферии часто замещаются магнетитом и ферритами (рис. 1).

Халькопирит распространен незначительно (3–5 % от общего объема сульфидов), обычно образует мелкие включения в зернах пентландита (вероятно, продукт распада твердого раствора) либо аллотриоморфные агрегаты (размером до 0,05 мм), выполняющие зоны трещиноватости в зернах пирротина и пентландита и промежутки между ними (рис. 1). Химический состав халькопирита отличается от его стехиометрической формулы повышенными содержаниями железа (30,57–35,47 %) при пониженных содержаниях меди (28,34–33,13 %). Нередко отмечается примесь никеля (до 2 %), кобальта (до 0,35 %), титана (до 0,6 %) и золота (до 0,36 %).

В виде округлых, игольчатых включений распада внутри зерен пентландита отмечается никелистый халькопирит. Он отличается от обычного халькопирита более низкими содержаниями серы и меди, отсутствием в составе примеси титана и золота при возрастающих значениях железа и никеля (табл. 1). Содержание последнего увеличивается до 3,61 %.

Сфалерит формирует мелкие агрегативные скопления (до 0,04 мм) светло-серого цвета вблизи зерен медистого пентландита (рис. 1). В химическом составе в качестве примеси чаще всего присутствует кобальт (до 0,07 %), никель (до 1,32 %) и железо (до 6,49 %) и медь (до 1,65 %). Высокое содержание двух последних компонентов обуславливается мельчайшими, частично субмикроскопическими включениями халькопирита. Вероятно, последние возникли в результате замещения сфалерита халькопиритом, либо как продукт распада твердого раствора [2].

Оливниновые габбро. Сульфидные минералы представлены пирротином, кобальтистым пентландитом и халькопиритом. Отмечаются единичные зерна купропентландита и халькозина.

Пирротин, как и в троктолитах, представлен двумя генерациями. Размер зерен достигает до 0,25 мм, в отдельных индивидах наблюдаются структуры распада твердого раствора, обусловленные наличием пламевидных, веретенообразных включений гексагонального пирротина в основной матрице троилитового состава. Химический состав троилита близок таковому из плагиодунитов (табл. 1). Отличие составляет постоянное присутствие примеси меди (до 0,16 %), в отдельных образцах – титана (до 0,06 %), ванадия (до 0,09 %) и никеля (до 0,10 %). Содержание и соотношение главных элементов гексагонального пирротина крайне близко таковым в пирротинах из троктолитов. Разница заключается в более высоких содержаниях никеля (до 0,35 %) и в отсутствии примесей титана, ванадия и золота в составе первых (табл. 1).

Кобальтистый пентландит наблюдается в виде структур распада внутри зерен пирротина и халькопирита и самостоятельных треугольных, округлых зерен, нередко находящихся в ассоциации с пирротином и магнетитом (рис. 1). Минерал обнаруживает повышенные содержания кобальта (до 8 %) при высоких значениях никеля (29,48-37,12 %, Ni/Fe=0,94-1,41), в отдельных зернах – примесь титана (до 0,07 %), меди (до 0,89 %) и цинка (до 0,12 %).

Купропентландит наблюдается в виде мелких самостоятельных зерен размером 0,005 мм в ассоциации с халькопиритом и кобальтистым пентландитом, где отличается от них более высокой отражательной способностью.

Халькопирит встречается в виде самостоятельных прямоугольных, округлых зерен размером до 0,08 мм. Нередко внутри них наблюдаются включения кобальтистого пентландита, который, очевидно, является продуктом распада твердых растворов. Минерал отличается от такового из троктолитов более низкими содержаниями железа и никеля при более высоких значениях меди, при этом золота не обнаружено.

Халькозин встречается редко в виде мелких зерен (0,006 мм) белого цвета с умеренной отражательной способностью. В составе минерала устанавливается железо и никель (табл. 1).

Выводы. Образование сульфидной минерализации Талажинского массива, очевидно, происходило из высокожелезистого сульфидного расплава, образовавшегося в результате ликвации из исходной высокомагнезиальной магмы. Состав сульфидного расплава изменялся в процессе становления массива. При понижении температуры первыми из него в плагиодунитах кристаллизовались зерна троилита и пентландита, часто с образованием ряда твердых растворов. При образовании троктолитов из сульфидного расплава кристаллизовались гексагональный пирротин и пентландит с более высокими содержаниями никеля, которые встречаются как в виде структур распада твердых растворов, так и, нередко, самостоятельных зерен. Наличие в исходном сульфидном расплаве меди способствовало присутствию в виде включений распада в пентландите халькопирита и переходных разностей между халькопиритом и пентландитом. На заключительной стадии из сульфидного расплава происходит кристаллизация пирротина, пентландита и халькопирита, которые образуют тесную устойчивую ассоциацию. Последним образуется халькопирит в виде отдельных зерен либо мелких аллотриоморфных агрегатов. Халькозин и сфалерит являются эпигенетическими минералами, сформировавшимися в результате наложенного низкотемпературного метасоматоза.

Таким образом, полученные результаты позволяют отнести Талажинский массив к потенциально рудоносному на благороднометальное и медно-никелевое оруденение.

1. Смагин А.Н., Ренжин А.В. Прогнозно-поисковые работы в северо-западной части Канской металлогенической зоны. Иркутская обл., Красноярск: КГТФ, 2006.

2. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Иностран. лит.-ра, 1962. 1132 с.

КОМПЛЕКСНЫЕ РУДЫ ЮБИЛЕЙНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МУЙСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН)

Л.И. Яловик, Н.А. Шелковникова, А.В. Татаринов
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, ialovic@gin.bsnet.ru

Юбилейное рудное поле расположено в северо-западной части Келяно-Ирокиндинского зеленокаменного пояса (одноименной зоны смятия). На его площади породы различного состава и степени преобразования образуют линзы и пластовые тела, совмещенные в узкой тектонической зоне, сложенной динамометаморфитами, среди которых выделяются амфиболовые, слюдисто-кварц-плагноклазовые сланцы, в зонах интенсивного расщепления переходящие в слюдистые их разновидности. Эти интенсивно дислоцированные породы являются рудовмещающими, в них размещаются зоны прожилкового окварцевания со стволовыми кварцевыми жилами, обогащенные сульфидной минерализацией, и зоны вкрапленной сульфидной минерализации. Оруденение приурочено к альбит-кварц-серицитовым динамосланцам (рудноносный динамометаморфический комплекс, рис.).

Прогнозно-поисковые работы на площади Юбилейного рудного поля широко проводились в 60-90 гг. прошлого столетия (Охотников и др., 1964, 1984; Аникин и др., 1973; Давыдов и др., 1983; Анисенко и др., 1985; Тверитинов и др., 1985;

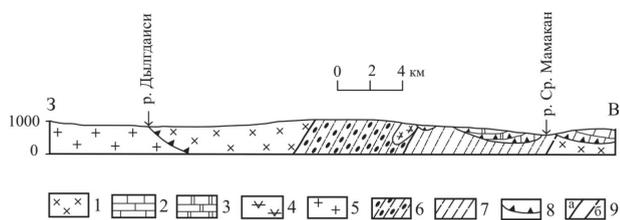


Рис. Схематический геологический разрез золоторудного поля Юбилейное (составил А.В. Татаринов с использованием геолкарты масштаба 1:200 000 Л.В. Ревякина, В.Л. Тихонова, 1958, лист 0-50-XXV). 1 – протокластические биотитовые гнейсограниты муйского комплекса (R); 2 – доломиты, известняки ленского яруса (Є1); 3 – мергели, глинистые сланцы с прослоями известняков амгинского яруса (Є2); 4 – амфиболиты по породам пикрит-коматит-толеитовой серии Келяно-Ирокиндинского зеленокаменного пояса; 5 – коллизионные гранитоиды гельмамского комплекса (Pz); 6, 7 – рудоносный динамометаморфический комплекс зоны смятия по породам Келяно-Ирокиндинского зеленокаменного пояса (6 – установленные границы рудоносной толщи, 7 – россыпеобразующая толща, обнажающаяся в виде клиппов, перекрытая тектоническим покровом кембрийских карбонатных пород); 8 – надвиги; 9 – крутопадающие тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые).

4 г/т и, в этой связи, тела такого типа с содержаниями Au=1,91-3,3 г/т, для которых подсчитаны ресурсы кат. P₂, оказались забалансовыми.

По этой причине поисково-оценочные и геологоразведочные работы, проводимые 10-15 лет назад ООО “Агродорстрой”, были исключительно ориентированы на кварцево-жильный тип золотосеребряного оруденения. Результаты этих работ не позволили поставить на баланс значительных запасов золота кат. C₁+C₂, рентабельных для отработки подземным способом.

Вещественный состав проб из рудно-породных комплексов Юбилейного поля, отобранных в процессе упомянутых работ, частично изучался в МГУ [1]. При этом было подтверждено, что наиболее перспективным промышленным типом оруденения является жильный золотокварцевый. Также установлено, что основная масса Au (90%) находится в свободном состоянии, характеризуясь стабильно высокими значениями пробности (880-940). А.И. Жилева с соавторами [1] по результатам пробирного анализа выявили повышенную золотоносность широко развитых в рудном поле березитизированных и лиственитизированных пород (вкрапленный и прожилково-вкрапленный кварц-сульфидно-карбонатный типы оруденения). Содержания золота в березитах составили 1,5-2,8 г/т, в лиственитах 0,1-1,5 г/т. Однако видимого Au в пробах этих типов руд обнаружено не было.

Позднее часть геологических материалов “Агродорстроя” была подвергнута ревизии геолотделом Комитета природных ресурсов Бурятии (Мауришнин, Явирская, 2000). Из них следует, что в зонах с кварц-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией содержание Au – промышленное (≥ 4 г/т), а содержание Ag варьирует в пределах 58,5-1549,3 г/т. Среднее содержание Au в березитизированных породах оказалось равным 5,3 г/т. В зонах карбонатизации, кварц-карбонатного прожилкования с пиритом, галенитом, гематитом, лимонитом содержания Au (г/т) по единичным пробам составили 2; 15,7; 5,4, а Ag – 28,8 г/т.

Неоднозначная интерпретация результатов опробования не позволила оценить перспективы прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов оруденения на поиски промышленных Au-Ag залежей. Поэтому наши исследования были ориентированы на изучение вещественного состава руд различных морфогенетических типов с тем, чтобы установить признаки

Гончарук и др., 1987; Намолов и др., 1988). Из них более детальными явились работы, выполненные под руководством С.Г. Гончарука и Е.А. Намолова, позволившие осуществить прогнозную оценку Au и Ag на Юбилейном поле по кат. P₁-P₃. При этом, помимо оценки малосульфидных золоторудных кварцевых жил, ими проведено частичное оконтуривание и опробование зон прожилкового окварцевания, с подсчетом ресурсов Au и Ag.

По результатам этих работ Юбилейное рудное поле (рис.) было отнесено к категории промышленных месторождений среднего масштаба. Причем был сделан вывод, что его продуктивность главным образом определяет кварцево-жильный тип оруденения, характеризующийся высокими содержаниями Au (до 775 г/т) и Ag (до 458,3 г/т). Всего было выявлено 149 кварцевых жил. Из них промышленными содержаниями обладают 14 жил, вскрытых горными выработками. Параметры изученных промышленных рудных кварцевых жил: длина 350-1000 м, мощность 0,1-0,97 м, содержания Au – 1,6-211 г/т, Ag – 159-641,5 г/т.

Однако, геолого-экономические расчеты, проведенные в ООО “Агродорстрой”, показали, что минимальные промышленные содержания Au для залежей с прожилковым кварцевым (штокверковым) оруденением составляют

наличия и масштабы распространения других, кроме Au и Ag, рудных компонентов, учет которых мог бы повысить ценность руд и обеспечить рентабельность отработки рудных тел, в первую очередь, открытым способом.

Нами установлена пространственно-генетическая связь золотосеребряного оруденения с породами коматиитовой серии, являющимися источником этих благородных металлов. В этой связи логично, что рудно-геохимическая специализация этих пород не ограничивается только Au, Ag, и следует ожидать в золотосеребряных рудах динамометаморфического происхождения (по данным авторов) высоких концентраций и минералов других рудных элементов, свойственных коматиитовой серии (ЭПГ, Cu, Pb, Zn, Ni). Эта гипотеза подтвердилась результатами изучения вещественного состава руд различных типов (табл. 1-3).

Табл. 1.

Минеральный состав руд Юбилейного поля (использованы данные Е.А. Намолова и др., 1988; [1])

Тип руды	Главные рудные минералы	Некоторые второстепенные и аксессуарные минералы
Жильный кварцевый и штокерковый	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Самородное золото, пирротин, тетраэдрит, теллуриды (алтаит PbTe, петцит Ag_3AuTe_2 , гёссит Ag_2Te , калаверит $AuTe_2$, колорадоит HgTe, креннерит (Au,Ag) Te_2 , силванит $AgAuTe_4$, нагиагит $Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$, теллуrowисмутит Bi_2Te_3 , тетрадимит Bi_2Te_2S , эмпрессит AgTe, вулканит $CuTe$, риккардит Cu_3Te_2 , мелонит $NiTe_2$), магнетит, гематит, марказит, арсенопирит, селениды (клаусталит PbSe, умангит Cu_3Se_2), пентландит, молибденит, гюбнерит, ильменит, рутил, самородные Ag, Cu, Bi, Sb, Te
Вкрапленный	Пирит	Пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, ильменит, магнетит, гематит, лимонит, рутил, пентландит, самородное железо.

Табл. 2.

Содержания благородных металлов в рудах малосульфидного кварцевого типа (жила № 70), г/т

	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru
Сульфидная минерализация* в зальбандах кварцевой жилы	-	1,05	-	5,890	7,8	146
Кварц малосульфидный, золотиносный	12,8 4,8	475 8,44	0,948 4,56	0,00338 -	0,00495 0,000058	0,0463 0,0303

Примечание: * - содержания Cu-1,56 %, Zn-1,5 %, Pb-1,91 %, Sb-0,95 %, Fe-0,04 %. Концентрации Ni в пирите – 0,72 %. По данным [1] в золоте содержится до 1300 г/т Pt. Микропробирный нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН, Москва, аналитик Г.М. Колесов.

Табл. 3.

Содержания благородных металлов в рудах вкрапленного типа, мг/т

	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru
Слюдистый сланец с сульфидами	1360	27600	196	1,84	1,31	16,6
Слюдистый сланец с сульфидами	47,7	210	460	1,71	0,73	12,5
Динамосланец с сульфидами	109	720	668	1,68	2,02	17,4

Примечание: Микропробирный нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН, Москва, аналитик Г.М. Колесов.

Рудная минерализация вкрапленного типа представлена в основном пиритом, в подчиненном количестве присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит, марказит, рутил.

Пирит образует зерна кубической формы, равномерно распределенные по всей породе и редко встречается в форме пентагондодекаэдров. Размеры зерен варьируют от 0,01-0,05 до 0,08-2 мм. Мелкие зерна пирита нередко формируют агрегаты неправильной формы (0,8-4 мм) и удлиненные обособления (0,5-3 мм), иногда располагающиеся совместно с каолинитом (?) вдоль тонких трещинок. Зерна пирита трещиноватые, содержат много различных рудных включений (пирротин, рутил, халькопирит, магнетит, пентландит, сфалерит). Повсеместно по пириту развиваются гидроокислы железа. Пирит ассоциирует с карбонатными, кварц-карбонатными прожилками. Золото в пиритах находится в тонкодисперсном состоянии. Его содержания составляет от 3 до 15 г/т.

Пирротин концентрируется в хлоритовой и слюдяной массе, образуя зерна, неравномерно распределенные в породе. Форма их пластинчатая, изометричная, удлиненная, реже неправильная от 0,05-0,15 до 0,2-0,3 мм. Нередко мелкие зерна образуют четковидные линзовидные агрегаты длиной до 0,5-0,8 мм. Пирротин повсеместно замещается пиритом и находится в тесном сростании с халькопиритом.

Халькопирит отмечается в виде отдельных неправильной формы зерен размером 0,05-0,1 мм и в сростаниях с пирротин, пиритом. Также ассоциирует с магнетитом (в виде включений и в сростании) и рутилом. Единичные зерна встречаются в слюдяной, карбонатной и хлоритовой массе.

Магнетит встречается в виде мелких включений 0,08-0,1 мм изометричной формы с неровными контурами, иногда образуя кристаллы кубической формы (0,08-0,12 мм). Находится в тесной ассоциации с хлоритом, халькопиритом, частично замещается пиритом. Присутствуют примеси Ti до 2,96%.

Марказит кристаллизуется в агрегаты (0,1-0,3 мм) линзовидной формы. Тесно ассоциирует с карбонатом, что свидетельствует об их одновременном образовании.

Зерна пентландита обнаружены в пирите. Форма их изометричная, размеры до 0,1 мм.

Рутил призматической и игольчатой форм встречен в виде отдельных зерен неправильной формы. Рассеян в породе, ассоциируя со слюдой, пиритом, турмалином, гематитом. Из элементов-примесей в нем установлены FeO до 1,31% и V₂O₅ до 1,35%.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Центральные малосульфидные зоны рудных кварцевых жил несут преимущественно Au-Ag-Pt минерализацию, а их сульфидные оторочки обогащены Ru, Ir, Os, Cu, Zn, Pb, Sb, Ni, что позволяет рассматривать их как объекты с многокомпонентными благороднометалльно-полиметаллическими рудами. Судя по соотношению концентраций Os, Ir, Ru в сульфидных оторочках, наиболее вероятная форма нахождения этих платиноидов в виде минералов ряда руарсит-андуоит-лаурит. По данным РФА, содержания Zn в кварцевых жилах достигают 3,2 мас. %, Pb до 8,1 мас. %, Sb до 1,1 мас. %.

2. Прожилково-вкрапленный и вкрапленный типы руд содержат значительно меньше ЭПГ (0,2-0,69 г/т), но судя по наличию в них пентландита, никельсодержащих пирита (0,59-0,72 мас. % Ni) и пирротина (0,58-0,87 мас. % Ni) могут рассматриваться как комплексные никель-благороднометалльные.

3. Рекомендуется переоценка промышленных перспектив Юбилейного рудного поля с изменением стратегии, методики поисков и оценки рудных тел. Имеются все предпосылки для выявления крупнотоннажного месторождения поликомпонентных руд, рентабельного для отработки открытым способом.

4. Важнейшая проблема - выявление форм нахождения "невидимых" ЭПГ и частично Au. Возможно, значительная часть этого типа рудной минерализации представлена тонкодисперсными наноминералами, кластерными, коллоидными формами, для которых необходима разработка новых технологических схем обогащения, отличных от традиционных.

Работы выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 29.

1. Жилиева А.И., Наумов В.Б., Кудрявцева Г.П. Минеральный состав и флюидный режим формирования золоторудного месторождения Юбилейное (Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 63-73.

ПИЛЬНЕНСКОЕ ЗОЛОТОМОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – КРУПНОТОННАЖНЫЙ РУДНЫЙ ОБЪЕКТ ШТОКВЕРКОВОГО ТИПА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Г.А. Яловик¹, А.В. Татаринов², Л.И. Яловик²

¹Управление по недропользованию по Республике Бурятия, Улан-Удэ, edos555@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, tatarinov@gin.bsnet.ru

Пильненское месторождение золота кварцевожильного типа, открытое в 1931 г., разведывалось и частично эксплуатировалось до 50-х годов XX в. В ходе проведенных в этот период работ установлены небольшие промышленные масштабы Au-Mo-W минерализации в 15 кварцевых и кварц-турмалиновых жилах.

Большинством исследователей структура Пильненского рудного поля рассматривается как “блоково-клавишная”, основными элементами которой являются крутопадающие разрывные нарушения, а генезис руд – гидротермальный, гидротермально-метасоматический. При этом, опираясь на результаты выборочного опробования кварцевых и кварц-турмалиновых жил, прогнозировался жильный морфогенетический тип промышленного золотого оруденения. И только В.В.Залуцкий и С.П.Летунов (1986) предполагали, что наиболее изученная центральная часть Пильненского рудного поля представляет собой рудный штокверк со ствольными существенно кварцевыми жилами (“Победа”, Северная, Параллельная).

Нами проведены структурно-вещественные исследования, которые позволяют пересмотреть традиционную модель формирования рудного поля и, по-новому, подойти к оценке его продуктивности и масштабов промышленного оруденения.

Его структура нами определена как минерализованная зона среднеблокового автокластического меланжа [1], участками мелкоблоковой и линзовидно-пластинчатой морфологии. Зона автокластического меланжа представляет собой подошву в значительной степени эродированного шарьяжа, сложенной разноразмерными (от 1500×1000 м до 250×100 м) блоками, линзами и будинами местных пород (рис.). Местами размер последних не превышает первых метров и десятков сантиметров.

В составе тех и других преобладают биотитовые граниты, гранодиориты и лейкограниты. Реже встречаются небольшие блоки и будины габбро, амфиболитов, габбро-анортозитов, габбро-диоритов, диоритов. Цементирующий матрикс автокластического меланжа представлен брекчиевыми и псаммитовыми катаклазитами, милонитами, бластомилонитами, аргиллизитами, редко псевдотахилитами. Динамометаморфическим преобразованиям в подошве шарьяжа были подвергнуты те же самые породы, которые перечислены выше. Блоки первичных пород, в различной степени гранитизированных, слагающие зону автокластического меланжа, входят в состав толщи Пришилкинской ветви Онон-Шилкинского зеленокаменного пояса, представленной амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, метакоматитами, метапикробазальтами и метабазами джорольской, кулиндинской и ононской свит, телами пироксенитов, габбро, анортозитов.

Рудная минерализация на Пильненском месторождении главным образом сосредоточена в матриксе автокластического меланжа. Мелкие жилы, гнезда кварц-турмалинового, кварц-гидрослюдистого, кварц-сульфидного, сульфидного состава чаще всего обрамляют будины, повторяя их криволинейную форму. Небольшая часть рудного материала формирует маломощные (как правило, не более 0,5 м) крутопадающие жилы – просечки в самих будинах. Рудноносный динамометаморфический комплекс представлен разнородными породами: 1) брекчиевые и псаммитовые катаклазиты, часто содержащие обособления псевдотахилитового стекла; 2) раскристаллизованные псевдотахилиты полевошпато-кварц-турмалинового, мусковит-альбит-гранатового, кварц-альбитового состава, обладающие внешним сходством с аплитами и кварцитами; 3) бластомилониты типа “двуполевошпатовых гранитов”, “плагиогранитов”, “гибридных порфиоров”, “лампрофиоров”; 4) милониты – серицит-кварц-альбитовые, хлорит-актинолитовые, кварц-актинолит-турмалиновые, кварц-актинолит-магнетитовые; 5) каолинит-гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты; 6)

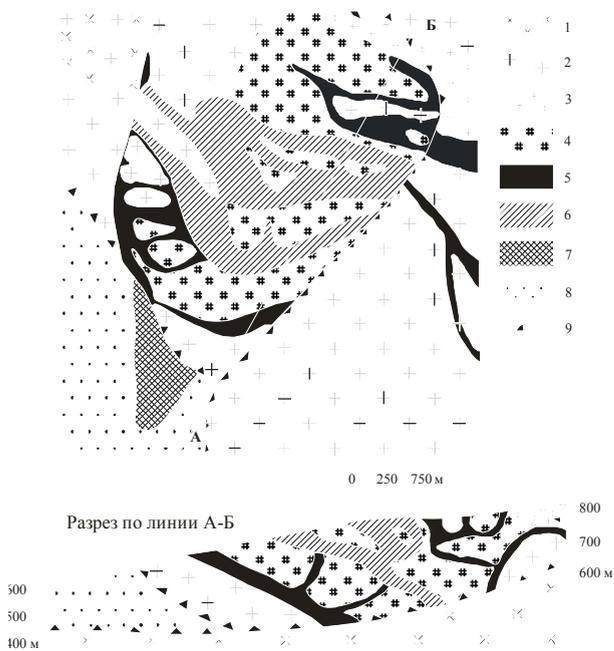


Рис. Схема геологического строения и разрез Пильненского рудного поля.

1 - биотит-роговообманковые граниты с останцами габбро, диабазов, амфиболитов; 2 - биотитовые граниты; 3 - аплитовидные кварц-альбитовые динамометаморфиты (раскристаллизованные псевдотахилиты и милониты); 4 - аподиоритовые динамометаморфиты типа лейкогранитов; 5-6 - матрикс автокластического меланжа: 5 - сложенный, преимущественно тектонобрекчиями, слаборудноносный, 6 - преимущественно псаммит-милонит-аргиллизитового состава с промышленным оруденением штокверкового типа; 7 - дезинтегрированный фрагмент зоны автокластического меланжа, отработанный как русловая золотоносная россыпь; 8 - аллювиальные отложения р. Кары; 9 - надвиги.

жилы, линзы, прожилки гранулированного кварца.

Особенно широко распространены часто прерывистые турмалин-кварцевые, кварцевые, слюдисто-альбит-кварцевые и каолинит-гидрослюдисто-кварцевые рудные оторочки вокруг будин. Рудные кварцевые жилы образуют каркас дуплексовой структуры или фрагмент лозанжа, в которой трансформировался автокластический меланж на поздней стадии своего формирования.

Всё многообразие руд Пильненского поля сгруппировано в 4 минеральных типа, перечисленных в таблице во временной последовательности их формирования. При этом большая часть промышленно ценных рудных минералов (молибденит, самородное золото, тетраэдрит, золотоносный пирит) имеют “сквозный” характер кристаллизации, образуя 2-3 генерации. По этой причине, выделенные минеральные типы руд не очень сильно отличаются друг от друга видовым составом рудных минералов. В основном они различаются количественными соотношениями упомянутых выше рудных минералов. Как показали данные изучения технологических проб предшественниками, большая часть золота (около 75%) локализована в микротрещинах сульфидов (преимущественно в пирите). Размеры частиц золота в неизмененных сульфидах варьируют от 6,5 мкм до 0,16 мм, в окисленных их разновидностях достигая 0,5 мм. Для руд золото-каолинит-гидрослюдисто-кварцевого типа характерны тонкопылеватые скопления с максимальными размерами большей части слагающих их золотин 1-5 мкм. В отличие от золота, чешуйки молибденита значительно крупнее (0,01-5 мм). Они ассоциируют, как и зерна шеелита (0,1-3,5 мм) с кварцем и лишь небольшая часть тонкочешуйчатого (до 0,01 мм) молибденита развивается по зонам роста пирита ранней генерации (данные Д.В.Казицына, Н.Г.Беляевой и Г.В.Александрова, 1958).

Табл.

Краткая характеристика минерального состава руд Пильненского поля

Минеральные типы руд (от ранних к поздним)	Ассоциации рудных минералов
Молибденит-шеелит-кварцевый	Пирит, молибденит, шеелит, галенит, тетраэдрит, самородное золото
Золото-пирит-турмалин-кварцевый	Пирит, арсенопирит, халькопирит, молибденит, ковеллин, халькозин, борнит, тетраэдрит, антимонит, тетрадимит, висмутин, самородные Au и Bi, шеелит, магнетит, ильменит
Золото-магнетит-актинолит-кварцевый	Магнетит, гематит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, ковеллин, куприт, малахит, азурит, самородное Au
Золото-каолинит-гидрослюдисто-кварцевый	Гётит, гидрогётит, пиролюзит, пирит, молибденит, магнетит, самородное Au

Особую группу рудных образований представляют тонкие прожилки (от волосовидных до 1-5 мм мощностью) молибденита, пирита, магнетита, гематита, актинолита с сульфидами, а также кварц-шеелитового, кварц-турмалинового (с сульфидами) состава. Ими сложены весьма значительные объемы штокверка.

Пильненское месторождение по всем признакам относится к особой генетической группе динамогенных месторождений [4]. Структурно-вещественные характеристики Пильненского месторождения наиболее удовлетворительно объясняются деформационным (механохимическим) механизмом рудообразования [3].

Источником Mo, Au, W и других рудных элементов явились базит-ультрабазитовая ассоциация рифейского Онон-Шилкинского зеленокаменного пояса и диорит-гранитного (“серогнейсового”) комплекса, возникшего по породам этой ассоциации. Те и другие обладают повышенным геохимическим фоном указанных рудных компонентов. Рудоносный динамометаморфический комплекс Пильненского поля образовался в результате тектонической переработки вулканоплутонических пород зеленокаменного пояса в зонах тектонического меланжа и более поздних надвигов. По данным Ю.П.Евсеева [1] эти породы геохимически специализированы на Au, Mo, Pb, Ag, W, Bi, Be (в 3-10 раз выше кларка). Они содержат весьма высокий диапазон концентраций Au (10,7-41,6 мг/т) и W (10-20 мг/т).

Наиболее высокопродуктивная на Au, Mo, W и Bi часть Пильненского поля представляет собой крупный рудный штокверк (2,9×1,3 км) жильно-вкрапленно-прожилкового типа (рис.). Его площадь, за вычетом практически не рудоносных 5 крупных блоков биотитовых гранитов и лейкогранитов составляет 2,4 км². Большая часть площади штокверка находится в геохимических полях концентрирования упомянутых выше рудных элементов, включающих их контрастные аномалии [2]. Их параметры: Au (2,1×1,3 км при содержаниях Au 0,01-0,09 г/т), Mo (2,2×1,2 км при содержаниях ≥6 г/т). Геохимические поля концентрирования Bi (2-9 г/т) и W (3-20 г/т) выходят за границы штокверка. В пределах штокверка выявлены контрастные аномалии этих элементов, представленные в виде серии вытянутых в СЗ направлении полос шириной от 250-300 до 500 м и длиной у Bi более 1 км, у W до 2-2,5 км [2]. В отличие от типичных штокверковых месторождений Пильненский штокверк, наряду с рудными жилами, прожилками, зонками вкрапленных минералов, в значительно больших количествах представлен рудными оторочками толщиной 0,05-0,5 м кварца, кварца с турмалином, милонитов, бласто-милонитов и аргиллизитов, обрамляющих будины эллипсоидной формы небольших размеров (1,5-4,0 м по длинной оси) в автокластическом меланже.

Для оценки продуктивности штокверка на Au, авторами были опробованы стенки пройденных в 40-50-х гг. штольни № 4 и квершлага № 2. Средневзвешенное содержание Au на общую длину опробования (60,5 м) стенки штольни № 4 составило 1,2 г/т, а квершлага № 2 (25 м) - 2,73 г/т. Результаты опробования стенки квершлага № 2 подтвердили данные (Au=2,77 г/т), полученные для него С.П.Летуновым и В.В.Залуцким в 1986 г. В процессе документации и опробования квершлага № 2 обозначен обогащенный интервал в 20,5 м со средним содержанием Au 4,04 г/т.

На высокую золотоносность штокверка также указывают результаты анализа данных по опробованию керна буровой скважины № 1, предоставленных в наше распоряжение А.А. Пановым (АО "Прииск Усть-Кара"). Скважина № 1 на интервале глубин 0-126 м вскрыла 18 рудных кварц-турмалиновых прожилков мощностью от 2 до 30 см с содержаниями Au от 0,2 до 117,2 г/т (общая длина керновых проб - 6,43 м). Принимая содержания Au="0" г/т для интервалов, не затронутых керновым опробованием, рассчитанное среднее содержание Au для интервала глубин 0-50 м (оптимальная глубина отработки открытым способом) составило 3,06 г/т.

Вторым после Au по промышленной значимости рудным элементом Пильненского штокверка является Mo. Как было показано выше, максимальные его содержания установлены в кварцевых жилах. Уровни концентраций Mo в прожилково-вкрапленных рудах сопоставимы с таковыми в забалансовых рудах Жирекенского молибденового месторождения (Восточное Забайкалье) и близки содержаниям в балансовых рудах Мало-Ойногорского месторождения (Западное Забайкалье). Такие сравнительно низкие содержания Mo ($\leq 0,05$ мас.%) при значительных его запасах – характерная черта многих промышленных месторождений штокверкового прожилково-вкрапленного типа меднопорфирового семейства (Коунрад, Бингем, Браден).

Проведенная авторами оценка ресурсного потенциала на Au и Mo выделенного высокопродуктивного Пильненского штокверка позволяет прогнозировать крупнообъемное (крупнотоннажное) комплексное Au-Mo месторождение, верхние горизонты которого до глубины 50 м могут быть рентабельно отработаны открытым способом. Данных по содержаниям W и Bi в настоящее время недостаточно для оценки продуктивности на эти компоненты рудного штокверка Пильненского поля.

1. Евсеев Ю.П. Металлогения Усть-Карского рудного района и локальный прогноз золотого оруденения. Автореферат дисс... канд. геол.-минер. наук. М., 1975. 25 с.

2. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 291 с.

3. Татаринев А.В., Яловик Л.И. Динамометаморфизм - главный фактор формирования коллизионных месторождений золота // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всерос. симпоз. "Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология". Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 32-49.

4. Щеглов А.Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 359 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ).....	5
Н.А. Аббасов	
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	7
Б.Н. Абрамов	
ВОЛЬФРАМОВЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРИЗНАК РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	10
В.И. Алексеев	
ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА ПРИБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ – ИНДИКАТОРЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ	12
В.С. Антипин, Д. Одгэрэл	
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ БУРАЛ-САРЬДАГ И ЧЕРЕМШАНСКОЕ	14
Д.Ц. Аюджанаева	
РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ НА ТЕРРИТОРИИ ВИТИМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	17
П.С. Бабаянц, Т.Ю. Лаврова, А.А. Трусов	
ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ – СРЕДНИЙ УРАЛ).....	20
Е.А. Бажин, Д.Е. Савельев	
ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ НАЗАРОВСКОГО ЗОЛОТО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)..	22
Э.Б. Базаров, Е.В. Кислов	
ФОРМИРОВАНИЕ МИГМАТИТОВ И ГНЕЙСОВ СОТНИКОВСКОГО КАМЕННОГО КАРЬЕРА (ОШУРКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПАТИТА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	25
А.А. Багуева, Д.И. Царев	
ЦИПИКАНСКАЯ ЗОЛОТОНОСНАЯ ЗОНА КУРБА-ВИТИМСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА	28
В.Г. Багышев, Л.И. Яловик, А.В. Татарин	
МАГМАТИЗМ ШАХТАМИНСКОГО МО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ЕГО ИСТОЧНИКИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ.....	30
А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Р.Ш. Крымский, П.А. Серов	
КОРУНДОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА	33
С.Ю. Буравлева, В.А. Пахомова	
ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕПЛОВЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ АКТИВНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ.....	35
Вилор Н.В., Зарубина О.В., Андрулайтис Л.Д., Шибанова Е.В., Данилов Б.С.	
ОСОБЕННОСТИ И ПРИРОДА АНОМАЛИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ УЧАСТКОВ ИЙСКО-ТАГУЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	39
М.Н. Гаврилов, Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов	
ГЕОХИМИЯ РУД ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА).....	41
Б.Л. Гармаев, Б.Б. Дамдинов	
ТИПОМОРФИЗМ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА ВЫЯВЛЕНИЯ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ,	

ПИТАЮЩИХ ЗОЛОТОНОСНУЮ РОССЫПЬ РУЧЬЯ НЫРОКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	43
В.Ф. Дульцев, Ю.О. Редин	
МАГНИТО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТЕЛ И ВОЗМОЖНОСТИ МАГНИТОМЕТРИИ ПРИ ИХ РАЗВЕДКЕ	46
Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов	
ЛИНЕАМЕНТЫ И РУДНЫЕ ГИГАНТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	48
А.М. Жирнов	
К ВОПРОСУ ОБ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	50
Н.Н. Зинчук	
МИНЕРАГЕНИЯ АЛМАЗА В КИМБЕРЛИТАХ (НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)	53
Н.Н. Зинчук	
ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОЙ МИНЕРАГАЦИИ АЛМАЗА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	56
Н.Н. Зинчук	
ПЕРЕРАБОТКА СЫННИРИТА НА ОСНОВЕ ЛИКВАЦИОННОЙ ПЛАВКИ С ПОЛУЧЕНИЕМ ИСКУССТВЕННОГО СИЛЬВИНИТА	59
Е.В. Золтоев	
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПРИМЕНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ОЧИСТКИ РУДНИЧНЫХ ВОД ОТ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ	60
Э.Л. Зонхоева, С.С. Санжанова	
МОДЕЛИРОВАНИЕ СОРБЦИОННОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ La^{3+} , Ce^{3+} , Pr^{3+} ИЗ СМЕШАННЫХ РАСТВОРОВ	62
Э.Л. Зонхоева, Б.В. Дампилова	
ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ КИТАЯ В НЕОДНОРОДНОСТЯХ ЛИТОСФЕРЫ	64
Е.Г. Иволга	
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ	66
В.П. Исаев, Г.И. Татьков, А.М. Бадерин, И.Г. Татьков	
ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ БОРА ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	68
О.А. Карась, В.А. Пахомова	
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЮ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИНЬЧУАНЬ (ГАНЬСУ, КИТАЙ)	71
Е.В. Кислов	
МИНЕРАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ	75
Н.Б. Колесникова	
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ КРУПНЫХ И МЕЛКИХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ В БЕТОНЫ РИФТОВЫХ ВПАДИН ПРИБАЙКАЛЬЯ	78
В.Л. Коломиец	
ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУНКИНСКИХ ВПАДИН	81
В.Л. Коломиец	
ВОЗРАСТ ИНГАШИНСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ЖИЛ ПРИСАЯНЯ	84
С.И. Костровицкий, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, Fu Yuan Wu, J. Sun, Д.А. Яковлев	

КОНЦЕПЦИЯ ТЕРРИТОРИАЛЬНО РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ КЛАСТЕРНОГО ТИПА (ТРИСкт)	87
Л.А. Кувшинова, К.А. Кувшинова, И.И. Куприянова, Н.В. Скоробогатова, Н.И.Клименцова, И.С. Володина	
ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ГИПЕРГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ПРИАМУРЬЯ)	89
И.В. Кузнецова, Л.И. Козак, Э.А. Кузнецов	
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВИТИМСКОГО ГОРНОРУДНОГО РАЙОНА	91
Лаврова Т.Ю., Трусов А.А., Скопинцев В.Г.	
ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОГРАНИЧНОГО	93
Е.И. Ласточкин, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич	
ГОРНО-ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ТЕХНОЛОГИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА ТЕХНОГЕННОЙ РОССЫПИ	96
В.С. Литвинцев, В.С. Алексеев	
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	99
А.В. Малышев	
МАГМАТОГЕННО-ЛИКВАЦИОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПРАКТИКЕ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ТЕХНОЛОГИИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО СЫРЬЯ	101
Г.Б. Мелентьев	
К ВОПРОСУ ВОЗРАСТА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА	104
О.Р. Минина, С.В. Руженцев, Л.И. Ветлужских	
ПЕРСПЕКТИВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ ГОРНОРУДНЫХ РЕГИОНОВ	107
С.К. Мустафин	
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕБЕДИНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)	110
С.Н. Ненашева	
СЫННЬРИТЫ – НОВОЕ КОМПЛЕКСНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ АЛЮМИНИЯ И КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ	111
М.А. Нефедьев	
НОВЫЙ ТИП ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ - ВОСТОЧНО-ЭГИТИНСКИЙ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЯХ (Западное Забайкалье)	114
М.А. Нефедьев	
ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ	117
А.А. Орехов, В.Г. Гоневчук	
О ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУХОЙ ЛОГ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)	119
Д.А. Орсов, А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко	
КОМПЛЕКСНАЯ ПЕРЕРАБОТКА хромовых руд	121
Павлов И.В., Павлов В.Ф., Шабанов В.Ф., Шибистов Б.В.	
МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОПЫЛОВСКОЕ, КАВКАЗ И ПРОДОЛЬНОЕ (БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)	123
Е.Е. Паленова, Е.В. Белогуб, К.А. Новоселов	

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕММОЛОГИЯ ТОПАЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБЫТОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ).....	125
В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина, В.А. Камынин, Д.А. Мужевский	
СТРУКТУРА ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ВЕРХНЕ-КИНГАШСКОГО И КУЕВСКОГО УЧАСТКОВ	128
М.В. Попов	
РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОВ БЕЗЫМЯНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	130
М.О. Рампилов, Г.С. Рипп	
МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ АРЦЕВСКОЙ РУДОНОСНОЙ СТРУКТУРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ (ДАЛЬНЕГОРСК, ПРИМОРЬЕ)	133
Л.И. Роголина, Е.Н. Воропаева, П.П. Сафронов, В.И. Теребило	
ПЛАТИНОВАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ)	136
Л.И. Роголина, Е.Н. Воропаева, Н.А. Бородина, Е.Е. Зайцева	
О ПЕРСПЕКТИВАХ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕКВЕНТНОЙ СТРАТИГРАФИИ.....	140
Д.А. Рубан, С.О.Зорина	
РАЗРАБОТКА СОСТАВА ПОКРЫТИЙ СВАРОЧНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ ИЗ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ТЕХНОГЕННЫХ ОТХОДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.....	143
Е.А. Руш	
ОРГАНИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ГЛУБИННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ СЕВЕРНЫХ ОКРАИН АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ	146
И.Ф. Савченко	
АКТИВНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ РУДНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ УДОКАНА).....	148
В.С. Салихов	
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО СЫРЬЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	150
А.Г. Секисов, А.И. Трубачев, В.С. Салихов, Д.В. Манзырев	
ГРЕЙЗЕНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ И ИХ МЕСТО В РУДНОМ ПРОЦЕССЕ	152
Б.И. Семеняк, В.Г. Гоневчук, П.Г. Коростелев	
СОВРЕМЕННОЕ ГИПЕРГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР	153
Сергутская О.С., Юргенсон Г.А.	
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА УРАЛТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.....	156
А.В. Сначёв	
ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ СИБЕГАНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ОХОТСКИЙ МАССИВ)	158
Л.Б. Сушкин	
ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ БУРЯТИИ.....	159
А.В. Татаринов, В.В. Алёшин	
РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНАХ БУРЯТИИ.....	161
Г.И. Татьков, А.М.Бадерин, И.Г.Татьков, Ц.А. Тубанов, А.Д. Базаров	
ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ЦЭЗ БПТ ДЛЯ ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ ЛЕЧЕБНО-РЕКРЕАЦИОННЫХ ОБЪЕКТОВ.....	163
Толстой М.Ю., Вилор Н.В., Мороз М.В.	

СТРАТИФОРМНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	167
А.И. Трубачев	
ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ.....	169
А.Э. Хардигов, И.А. Холодная	
МИНЕРАГЕНИЯ ХРЕБТА МОРСКОГО (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	171
В.К. Хрусталева	
ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ – ПЕРСПЕКТИВНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ	173
Л.И. Худякова, О.В. Войлошников, Е.В. Кислов	
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХАСУРТИНСКОГО МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВОГО МАССИВА (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)	175
Б.Ц. Цыренов, Л.Б. Дамдинова	
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ ВЕРХНЕ-ШИБАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ....	177
Ю.А. Шабанова, В.А. Пахомова, Н.А. Екимова	
СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ НА ПРОЯВЛЕНИИ ВОЛЬФРАМА «ГЕТКАНЧИКСКОЕ» В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ	179
Б.Н. Шашорин, Н.Л. Рахманов, А.А. Васильев, Е.В. Железова, В.А. Гиль	
ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ	182
В.С. Шкодзинский	
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ.....	185
В.С. Шкодзинский	
ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРНТЕХНИЧЕСКОГО И ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО СЫРЬЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЯБЛОНОВОГО ХРЕБТА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ДОМНА-БУДАРЕЕВА.....	188
Г.А. Юргенсон, Р.А. Филенко	
ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛАЖИНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).....	191
А.Н. Юричев, А.И. Чернышов	
КОМПЛЕКСНЫЕ РУДЫ ЮБИЛЕЙНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МУЙСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН).....	194
Л.И. Яловик, Н.А. Шелковникова, А.В. Татаринов	
ПИЛЬНЕНСКОЕ ЗОЛОТОМОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – КРУПНОТОННАЖНЫЙ РУДНЫЙ ОБЪЕКТ ШТОКВЕРКОВОГО ТИПА В ВОСТОЧНОМ Забайкалье	197
Г.А. Яловик, А.В. Татаринов, Л.И. Яловик	

**МИНЕРАГИНЕЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ:
МАТЕРИАЛЫ II ВСЕРОССИЙСКОЙ
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ**

Статьи печатаются в авторской редакции
Издание утверждено к печати ученым советом Геологического института СО РАН

Подписано в печать 05.08.2011 г. 60x84 1/8
Печать офсетная, бумага мелованная
п.л. 26 тираж 200 экз. Заказ № _____

Издатель: ООО «Издательский дом «ЭКОС»»
670000, г. Улан-Удэ, ул. Каландаришвили, 23, оф. 24, тел. (3012) 21-48-89.

Отпечатано в типографии «Домино», 670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 54

