

**Правительство Республики Бурятия
Управление по недропользованию по Республике Бурятия
Геологический институт СО РАН
Бурятский государственный университет
Бурятское отделение Российского минералогического общества
Российский фонд фундаментальных исследований**

ГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*Материалы всероссийской молодежной научной конференции
(7 – 9 апреля 2011, г. Улан-Удэ)*

**Улан-Удэ
Издательство Бурятского госуниверситета
2011**

УДК 55(571.53)
Г 36

Утверждено к печати ученым советом
Геологического института СО РАН

Редакционная коллегия
канд. геол.-минерал. наук Б.Б. Дамдинов
канд. геол.-минерал. наук В.И. Васильев
Е.В. Васильева

Издание осуществлено при поддержке РФФИ
(проект №11-05-06806-моб-г)

Г 36 Геология Западного Забайкалья: материалы всероссийской молодежной научной конференции. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2011. – 151 с. ISBN 978-5-9793-0351-2

Материалы, представленные в сборнике, посвящены проблемам геологии, геохимии, геофизики и геоэкологии Западного Забайкалья и сопредельных территорий. В работах обсуждаются результаты исследований молодых ученых по месторождениям полезных ископаемых, петрологии магматических и метаморфических комплексов, применения ГИС-технологий и компьютерного моделирования, а также проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и экогеохимии, некоторые методические вопросы аналитических исследований.

Издание может быть полезно специалистам различных отраслей геологии и горных наук, аспирантам, студентам геологических специальностей.

Geology of Western Transbaikalia: materials of All-Russian youth scientific conference. – Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department, 2011. – 151 p. ISBN 978-5-9793-0351-2

The materials presented in the paper collection are devoted to the problems of geology, geochemistry, geophysics and geoecology of western Transbaikalia and allied territories. In the papers young scientist's investigation results by mineral deposits, magmatic and metamorphic rocks petrology, using of GIS-technology and computer modelling, hydrogeology, engineering geology and geoecology problems and methodical problems of analytical study are considered.

The materials will be usefull for scientists, post graduates, students of Earth science speciality.

ISBN 978-5-9793-0351-2

© Авторы, 2011
© Геологический институт СО РАН, 2011
© Бурятский государственный университет, 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Западного Забайкалья представляет собой юго-восточное обрамление Сибирской платформы, т.е. уникальную в геологическом плане складчатую область, совмещенную с рифтовой зоной. На относительно небольшом участке локализованы образования практически всех палеогеодинамических обстановок – реликты островодужных систем, офиолитовых поясов, образования палеомикроконтинентов, разнообразные терригенные и вулканогенно-терригенные толщи. Эти породные комплексы прорваны гигантским Ангаро-Витимским гранитоидным батолитом, занимающим до 80% территории. Все это разнообразие дополняется многочисленными рифтогенными впадинами.

Каждый из перечисленных породных комплексов характеризуется своей минерагенической специализацией, что привело к богатству и разнообразию ресурсного потенциала Республики Бурятия. По этому показателю регион лидирует среди большинства субъектов России. К примеру, в недрах республики сосредоточено 48% балансовых запасов цинка, 24% – свинца, 32% – молибдена, 20% – вольфрама, 16% – плавикового шпата, 15% – хризотил-асбеста, 13% – апатита, 11% – бериллия, 10% – урана.

Всероссийская молодежная конференция «Геология Западного Забайкалья» посвящена широкому спектру геологических проблем рассматриваемого региона. Проведение данного мероприятия направлено на повышение уровня знаний студентов, аспирантов и молодых ученых, а также для развития взаимоотношений молодых исследователей из различных регионов Российской Федерации.

Тематика конференции включает широкий спектр научных направлений: общая геология, петрология, геология рудных месторождений, гидрогеология, геоэкология, геофизика, компьютерное моделирование геологических объектов. В сборник вошло 47 статей молодых специалистов из г. Улан-Удэ, Иркутска, Кызыла, Санкт-Петербурга, Томска, Ростова-На-Дону, Москвы, Благовещенска, Ханты-Мансийска.

Ряд работ посвящен проблемам петрологии магматических и метаморфических комплексов Западного Забайкалья и сопредельных территорий. Работы базируются на современных методах петрологических исследований, таких как тонкие минералого-геохимические методы, изотопная геохимия. Большое внимание уделяется рудоносности магматических образований. Несколько докладов посвящено проблемам рудообразования и металлогении. Рассматриваются вопросы геологии, минералогии и генезиса благороднометального и сульфидного оруденения различных геологических обстановок. Часть работ посвящена проблемам четвертичной геологии. Значительное место в программе занимают исследования в области геоэкологии и гидрогеологии, в том числе некоторые вопросы экологии населенных пунктов. Следует отметить работы, посвященные развитию и модернизации методик аналитических исследований пород и руд, а также физико-химическому и тектонофизическому моделированию геологических объектов.

В заключение можно отметить высокий научный уровень представленных работ и надеяться, что представленные материалы вызовут оживленную дискуссию во время работы конференции и позволят наладить необходимые межрегиональные контакты.

канд. геол.-минерал. наук Б.Б. Дамдинов
канд. геол.-минерал. наук В.И. Васильев

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ (SR, ND, RB) МЕТАСОМАТИТОВ И АССОЦИИРУЮЩЕЙ КАССИТЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОХОВОЕ В ПРЕДЕЛАХ ГРАНИТОИДОВ БАМБУКОЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Абушкевич, А.М. Ларин

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

v.s.abushkevich@ipgg.ru

Одной из важнейших проблем современной фундаментальной геологической науки и, в частности, изотопной геохимии, является выявление источника рудной минерализации, как правило, ассоциирующей с гранитоидами, степени мантийно-корового взаимодействия при ее формировании, а также характера генетических связей с гранитоидным магматизмом. В рамках настоящего исследования нами предпринята попытка подойти к решению этой проблемы на примере всестороннего (геохронологического, изотопно-геохимического) изучения многостадийных метасоматитов, развитых в пределах гранитоидов Бамбукойского комплекса (Западное Забайкалье) и ассоциирующей с ними касситеритовой минерализации.

На основе детального петрографического изучения установлено, что породы месторождения Моховое, вмещающие касситеритовое оруденение, представляют собой метасоматиты многостадийного развития: (1) наиболее ранние карбонат-магнетитовые метасоматиты; (2) последующие метасоматические преобразования выразились в образовании калиевополевошпатовых метасоматитов; (3) а на следующем этапе – альбититов. Завершающим процессом, с которым, вероятно, связано касситеритовое оруденение, явилось гидротермально-метасоматическое преобразование, выраженное в окварцевании и серицитизации (4).

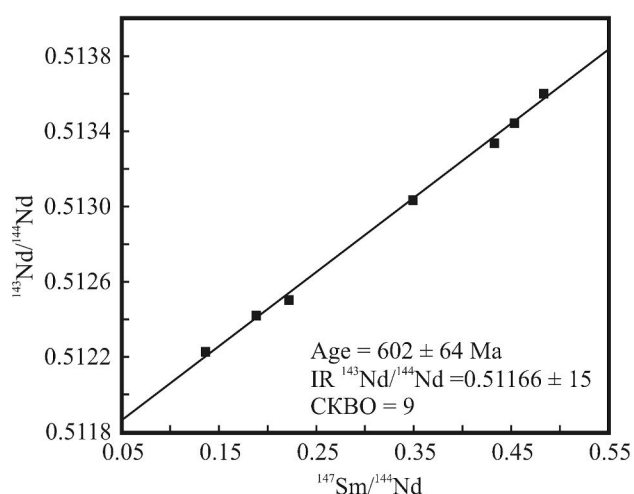


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ демонстрирует эрохрону для валовых проб оловоносных метасоматитов (м-е Моховое).

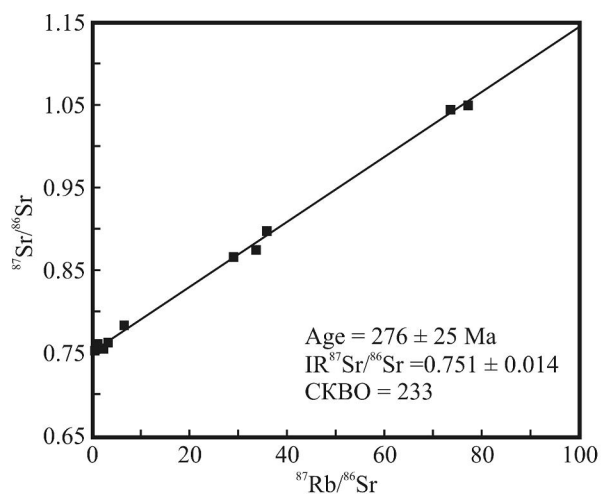


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ демонстрирует эрохрону для валовых проб оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

Таким образом, выявлено, по меньшей мере, три этапа метасоматического преобразования исходных пород, завершающиеся гидротермально-метасоматическим процессом, который определил металлогеническую специализацию объекта.

Задача оценки возраста метасоматитов сводилась к определению возраста исходного или наиболее раннего метасоматического процесса и позднего кварц-серицитового. Важным этапом проведения изотопных исследований явилось определение возраста формирования рудной минерализации (касситерит, магнетит) метасоматитов месторождения Моховое. Для решения поставленных задач были применены Rb-Sr и Sm-Nd методы датирования на породном и минеральном уровне.

Наиболее древние значения возраста для метасоматитов зафиксированы при изучении Sm-Nd изотопной системы. Так, фигуративные точки составов, отвечающие валовым пробам изучаемых пород, образуют эрохрону с возрастом $602 \pm 64 \text{ Ma}$ (рис. 1). Полученный возраст близок (в пределах погрешности) к возрасту формирования собственно гранитоидов

Бамбукойского комплекса (727 ± 22 Ma) и, вероятно, отражает возраст образования наиболее ранних типов метасоматитов. При изучении Rb-Sr изотопной системы рассматриваемых пород фигуративные точки составов, отвечающие валовым пробам метасоматитов, образуют эрохрону с возрастом 276 ± 25 Ma (рис. 2). Полученный возраст, вероятно, соответствует наиболее позднему термальному процессу в пределах изучаемого региона и отвечает времени завершающего этапа преобразования пород – гидротермально-метасоматической проработке, с которой, вероятно, связано продуктивное касситеритовое оруденение. Важно заметить, что тот же возраст, в пределах погрешности, а именно 280 Ma фиксируется на минеральном уровне в гранитоидах Бамбукойского комплексов.

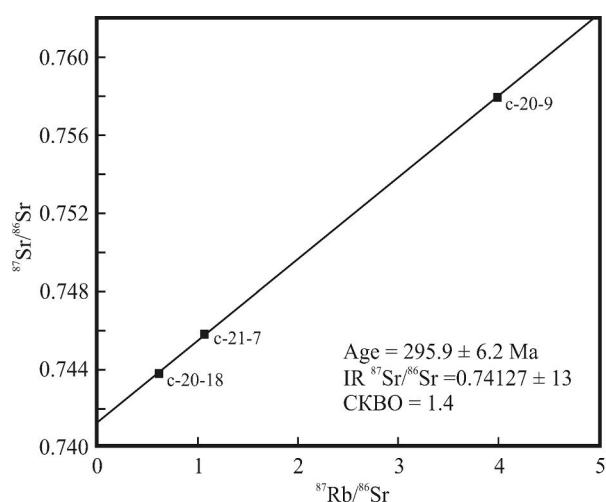


Рис. 3. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для касситеритов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

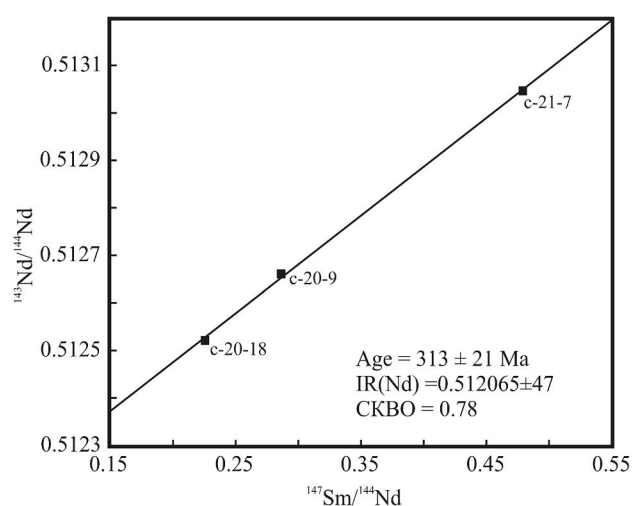


Рис. 4. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для касситеритов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

Геохронологические исследования рудной минерализации (касситерит, магнетит) метасоматитов показали, что фигуративные точки составов, отвечающие пробам касситеритов, соответствуют изохронной модели и определяют возраст его формирования в интервале 295.9 ± 6.2 Ma, при $\text{IR}(\text{Sr}) = 0.74127 \pm 13$ и $\text{CKBO} = 1.4$ (рис. 3). Сходный возраст формирования касситеритов (в пределах погрешности) демонстрирует Sm-Nd метод датирования (313 ± 21 Ma, при $\text{IR}(\text{Nd}) = 0.512065 \pm 47$ и $\text{CKBO} = 0.78$) (рис. 4). Установленные значения возраста формирования касситерита на основе изучения двух изотопных систем утверждают связь касситеритовой минерализации с поздним гидротермально-метасоматическим этапом преобразования пород и окончательно устанавливают возраст этого процесса. В свою очередь, фигуративные точки составов магнетитов образуют эрохрону с возрастом в интервале 293 ± 17 Ma (рис. 5). Учитывая, что магнетитовый метасоматоз относится к наиболее раннему метасоматическому процессу, неполное переуравновешивание Rb-Sr изотопной системы магнетитов вполне допустимо. Однако, при исследовании Sm-Nd изотопной системы фигуративные точки составов, отвечающие магнетитам, указывают на соответствие изохронной модели и определяют возраст формирования минерала в интервале 484 ± 17 Ma, при $\text{IR}(\text{Nd}) = 0.511746 \pm 40$ и $\text{CKBO} = 0.26$ (рис. 6). Полученный ранее возраст 602 ± 64 Ma для валовых проб метасоматитов, вероятно, отражает неполное переуравновешивание Sm-Nd изотопной системы при начальном этапе метасоматических преобразований (карбонат-магнетитовые метасоматиты) или фиксирует наиболее ранний этап – амфиболлизацию. Выявленный возраст формирования магнетита, вероятно, указывает на время проявления первого этапа метасоматоза и образование карбонат-магнетитовых метасоматитов. Поскольку последующие метасоматические преобразования были низкотемпературным, Sm-Nd изотопная система магнетитов оставалась закрытой.

Впервые нами была предпринята попытка подойти к решению проблемы выявления источников и степени мантийно-корового взаимодействия при формировании оловоносных метасоматитов месторождения Моховое. Проведенные изотопные исследования (Sr, Nd, Pb) выявили следующие особенности:

- метасоматиты характеризуются высокими первичными отношениями стронция 0.751 ± 0.014 , что в совокупности с изотопными характеристиками Nd, а именно, отрицательным значением величины $\epsilon Nd(600)$ (-2.4 – -4.6), указывает на существенно коровую природу агентов, воздействующих на породу. При этом, следует отметить, что изотопные характеристики гранитоидов Бамбукойского комплекса характеризуются значительно большей деплетированностью по Sr ($IR(Sr) = 0.70417$) при сходных по Nd ($\epsilon Nd(727)$ (-2.8 – -4.2);

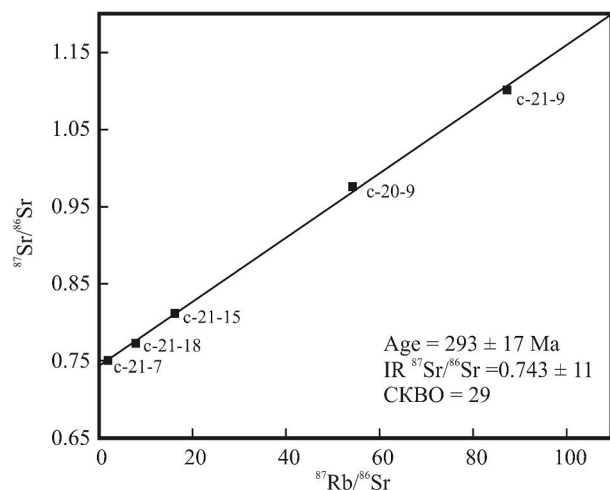


Рис. 5. Диаграмма в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ для магнетитов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

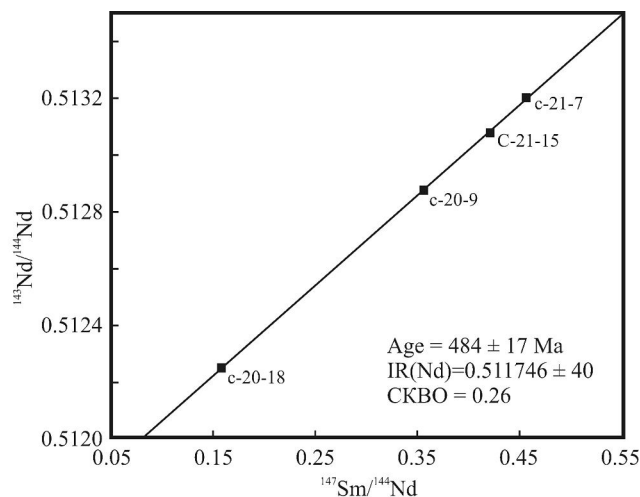


Рис. 6. Диаграмма в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ - $^{143}Nd/^{144}Nd$ для магнетитов из оловоносных метасоматитов (м-е Моховое)

- с другой стороны, следует отметить аномально высокие значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения (0.1886-0.4591) как для рудных минералов, так и для породы в целом, указывающее, вероятно, на воздействие ювенильного источника. Подобные аномальные значения фиксируются в редкометальных гранитах мезозойского возраста на территории Забайкалья и ряде других редкометальных провинций фанерозоя [1, 2]. Следует отметить, что рудные минералы характеризуются несколько большей деплетированностью по Nd и Sr, чем вмещающие их метасоматиты;

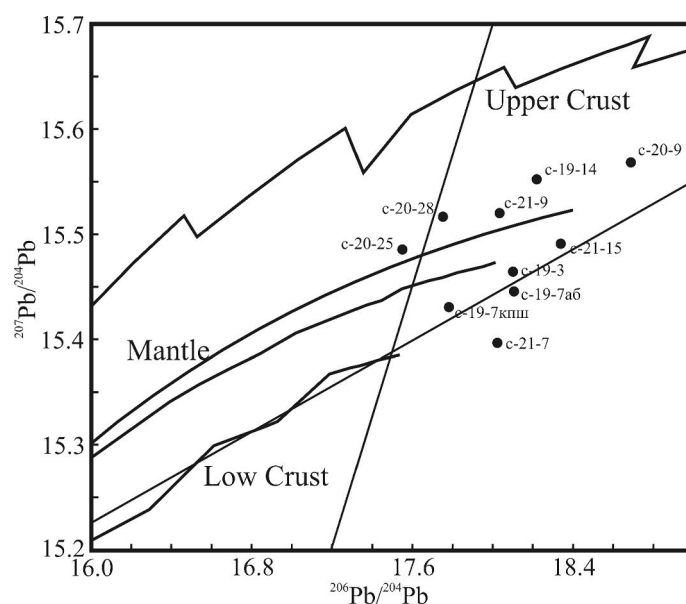


Рис. 7. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ для калиевых полевых шпатов оловоносных метасоматитов месторождения Моховое (Бамбукойский гранитный комплекс).

- исследование Pb-Pb изотопной системы полевых шпатов метасоматитов выявило неоднородность источников последних (рис. 7). Из рисунка видно, что фигуративные точки составов, отвечающие полевым шпатам из различных типов метасоматитов, занимают обособленное положение. Так, альбититы соответствуют в большей степени нижнекоровому источнику, в то время как калиевополевошпатовые метасоматиты фиксируют среднее положение между мантийным и верхнекоровым источником. Таким образом, учитывая многостадийность и одновременность проявления метасоматических процессов, можно, вероятно, говорить о различных источниках воздействующего на породы вещества на разных этапах метасоматических преобразований.

Таким образом, на основе петрографического и изотопно-геохимического изучения оловоносных метасоматитов месторождения Моховое и связанной с ними рудной минерализации установлена многостадийность проявления метасоматических процессов, выявлены временные рамки проявления метасоматических процессов и возраста формирования рудной минерализации, показано воздействие различных источников на разных этапах метасоматоза. При этом, вероятно, наиболее поздний этап метасоматических преобразований, с которым связано оловянное оруденение, обусловлен нижнекоровым источником.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №09-05-01222)

1. Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. – СПб: Наука, 2007. – 147 с.
2. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Трамболл Б. Геохимия ультракалийевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основании изучения расплавных включений в кварце // Петрология, 2008. Т.16. №3. – С. 317-330.

ЗОЛОТО – ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА ЧЕРЕМШАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЫСОКОЧИСТОГО КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.Ц. Аюржанаева

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

На Черемшанском рудном поле в парагенетической связи с кварцитами имеется значительно повышенный фон и минерализация золота, серебра, свинца и цинка. Они сопровождают кварцитовое тело в призальбандовых зонах.

К настоящему времени потенциал этой минерализации еще не полностью раскрыт, но при соответствующем проведении поисковых работ, следует полагать, что золото-полиметаллическое месторождение средних размеров будет возможным. Это дает надежду при комплексной отработке месторождения кварцитов повысить его рентабельность.

Основные типы эндогенного оруденения на Черемшанском месторождении представлены следующими видами:

1. Зоны золото-сульфидной минерализации в черных сланцах (рис.1).
2. Прожилково-вкрапленные и штокверковые зоны в различных породах в экзоконтактах даек, секущих кварциты.
3. Зоны минерализации в слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитах, напоминающих березиты, в виде сульфидной вкрапленности и кварц-сульфидных прожилков и гнезд.
4. Аллювиальная золотая россыпь по рч. Черемшанка.

Содержание золота в этих породах по данным бороздового опробования в обогащенных пиритом участках варьирует от 0,001 до 0,10 г/т.

Судя по многочисленным геохимическим аномалиям, развитым в приконтактовых зонах черносланцевой толщи с кварцитами (рис.2), золото-сульфидная минерализация имеет значительное развитие. Это дает право полагать, что вдоль лежащего бока кварцитов золото и другие рудные компоненты вынесены из пласта песчаников и других смежных с ним пород при их выщелачивании в результате гидротермально-метасоматических процессов, породивших месторождение кремнеземного сырья.

В научном отношении – это пример перераспределения компонентов при метасоматических процессах, связанных с метаморфизмом литологически различных осадочных пород. Подобное перераспределение вещества возникает в результате флюидной инфильтрационно-диффузионной дифференциации при фрагментарном метасоматозе, согласно разработке, представленной Царевым [1].



Рис. 1. Обр. ЧК-19. Углеродистый сланец с прожилками кварца с пиритом и золотом

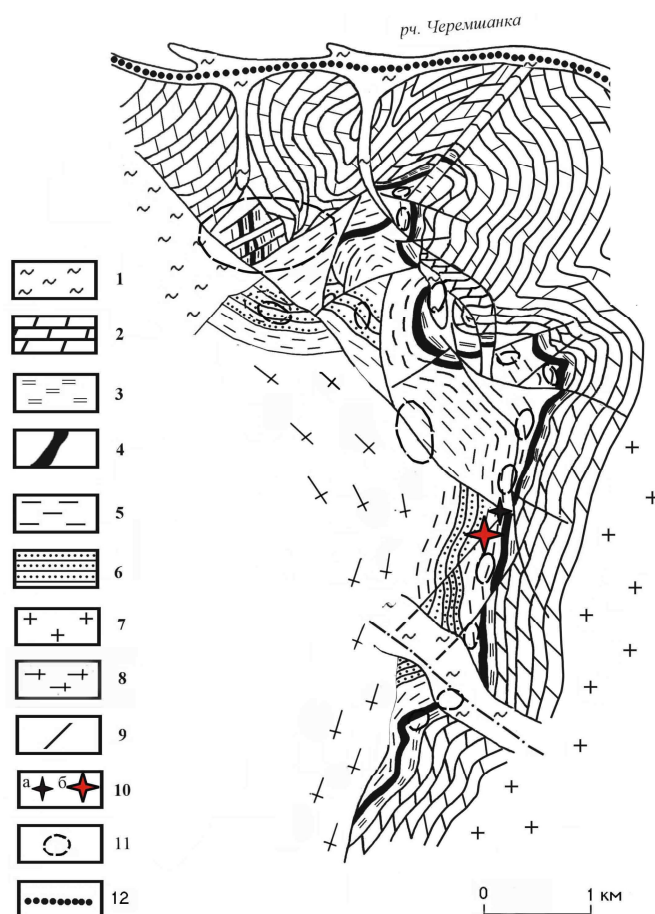


Рис. 2. Схематическая геологическая карта рудного тела Черемшанского месторождения кварцитов с вторичными ореолами золота.

1 – четвертичные и неогеновые отложения; бурлинская свита (PR_2br): 2 – доломиты; итанцинская свита (PR_2it): 3 – сланцы, 4 – кварциты, 5 – углисто-кварц-серицитовые сланцы, 6 – серицит-кварцевые песчаники; 7 – граниты витимканского комплекса ($\gamma PZ_2 vt$); 8 – огнейсованные граниты баргузинского

комплекса ($\gamma\text{PR}_2\text{br}$); 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб с содержанием – Au 1-72 г/т (а), Ag – 5000 г/т (б), 11 – вторичные ореолы Au (0.001-0.1 г/т); 12 – золотая россыпь – P_1 -250 кг, C_2 - 50 кг, среднее содержание – 1 г/т.

1. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2002, 319 с.

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Р.А. Бадмацыренова

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

Массивы габбро-сиенитового формационного типа широко распространены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): когтахский комплекс кузнецкого Алатау, гутарский комплекс Восточного Саяна, зубовский комплекс Тувы, массивы Западной Монголии и др. [2]. В Западном Забайкалье к этому формационному типу относится Арсентьевский и Оронгойский массивы, входящие в монотойский интрузивный комплекс [1].

Габброиды Западного Забайкалья характеризуются высокими концентрациями Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf. Для наиболее меланократовых прослоев (обогащенных Fe) в габбро наблюдается увеличение содержания Mn, Ni. Наоборот, для лейкократовых прослоев наиболее характерны микроэлементы Sr и Ba, входящие в состав полевого шпата. Для рудных габброидов характерны высокие концентрации Sr, Ba и широкий диапазон содержаний Zr (4-640 ppm), Hf (0.62-25 ppm), Nb (1.5-90 ppm) и Ta (0.03-10 ppm).

В габброидах Арсентьевского и Оронгойского массивов наблюдаются более высокие концентрации Ba и Sr относительно базальтов островных дуг и океанических островов, а также более низкие содержания Rb, Cs, Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf по сравнению с базальтами океанических островов.

Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для пород Арсентьевского и Оронгойского массивов обладают составами, обогащенными, относительно деплетированной мантии, радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – до 0.7055) и имеющими значения ϵNd -2.01. Повышенные начальные отношения изотопов стронция ($\text{ISr} = 0.70572$) не могут трактоваться как признак ассимиляции основными магмами корового материала, поскольку такие значения обычны для основных пород повышенной щелочности [3].

Изотопно-геохимические данные для пород массива отвечают производным щелочно-базальтовых магм, связанных с палеозойским мантийным плюмом. Об этом свидетельствуют высокие содержания щелочей, титана, фосфора, бария, стронция, легких РЗЭ, фтористая специализация расплава, которая фиксируется по апатиту и флогопиту. Присутствие же субдукционных меток на мультиэлементных диаграммах, которые выражаются в минимумах по Nb, обусловлено взаимодействием мантийного плюма [7] с литосферной мантией [5], образовавшейся на раннем островодужном этапе формирования земной коры данного региона [6].

Габброиды Арсентьевского массива датированы локальным U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского), отобранном из габбро расслоенной серии. Возраст составляет 279 ± 2 млн. лет ($\text{СКВО} = 0.002$). В работах Б.А. Литвиновского и др. приводятся Rb-Sr изохронные определения возраста гранитоидов бичурского комплекса: 268, 275, 277, 287, 289 млн. лет, отвечающие перми [4]. Позднепермский возраст пород бичурского комплекса установлен на основании эруптивных контактов их с ниже- и верхнепермскими вулканитами унгуркуйской и тамирской свит, а с другой стороны - прорыванием щелочными сиенитами куналейского комплекса раннего триаса. Более того, развитые в районе массива крупнозернистые щелочные сиениты имеют сходство с подобными породами бичурского комплекса (сиреневая окраска, присутствие из темноцветных минералов крупнозернистого биотита, а также некоторые общие геохимические черты). На основании этих датировок массив отнесен к первой фазе бичурского комплекса. В.В. Ярмолюком был определен возраст Оронгойского массива Ag-Ag методом по амфиболу (устное сообщение). Был получен возраст $278,8 \pm 1,7$ млн. лет. Учитывая все ошибки, можно говорить, что формирование комплекса произошло около 280 млн. лет.

1. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. – М.: Наука, 1966. – 240 с.
2. Изох А.Э., Богнибов В.И., Поляков Г.В., Мельгунов М.С. Геохимические особенности и геодинамические условия формирования высокотитанистых габброидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 1998. Т. 360. № 5. – С. 360-362.
3. Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н. Направленность изменения химических составов гранитоидных и основных магм в процессе эволюции Монголо-Забайкальского подвижного пояса // Геология и геофизика, 1998. Т. 39 (2). – С. 157-177.
4. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвильевич А.Н. Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 12, С. 65-72.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплум в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. – С. 3-29.
6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого // Докл. РАН, 2006. Т. 410. № 5. – С. 657-662.
7. Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. – P. 24-49.
8. Zindler A., Hart S.R. Geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986. V. 14. – P. 493-571.

ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ МАССИВЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ АПАТИТОВАЯ И ТИТАНОМАГНЕТИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Р.А. Бадмацыренова

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

Эндогенные титаномagnetит-ильменитовые руды представляют интерес в качестве объектов, изучение которых способствует решению ряда петрологических проблем. Одной из них является выяснение характера связи с щелочно-основными и основными комплексами пород и способа отделения, обогащенных фосфором систем. Начиная со второй половины XX в. титаномagnetит-ильменитовые руды многих месторождений стали расцениваться как один из ведущих промышленных типов железорудного и ванадиевого сырья, а отдельные типы этих руд – как важный источник получения титана. Такие месторождения разведаны во многих странах мира – ЮАР, Канаде, Норвегии, КНР, Украине, но более всего – в России. Они известны на Урале, в Карелии, Восточном Саяне, Забайкалье, на Дальнем Востоке.

В пределах Западного Забайкалья широко развиты габбро-сиенитовые массивы, среди которых отмечается Арсентьевская группа. Сведения по положению этих массивов, петрографическому составу и химизму приводятся в ряде работ, где высказаны предположения относительно их генезиса [1, 2]. Наибольший интерес представляет собой Арсентьевский массив, который является эталонотипом постколлизийных образований данного региона. Он имеет двухфазное строение, причем в качестве производных второй фазы внедрения выступают каликатровые сиениты повышенной щелочности. Рудные тела концентрируются в пределах расслоенной серии, образуя серию пластовых, жиллообразных и линзообразных залежей сплошных и вкрапленных руд, которые чередуются с габброидами и простираются на значительные расстояния при малых мощностях. Руды представлены титаномagnetит-ильменитовыми и апатит-титаномagnetит-ильменитовыми разностями.

Известно, что главные концентрации апатита связаны с формированием магматических пород типа нефелиновых сиенитов, щелочных ультраосновных пород и габбро-сиенитов. Проблема генезиса их рассматривалась неоднократно и с разных позиций. Одни исследователи главное значение в генезисе рассматриваемых формаций пород придают кристаллизационной дифференциации, другие – процессам ликвации, но почти все сходятся на том, что источником апатитов магматических формаций являются магматические процессы.

Исследования показывают, что источником апатитовых и ассоциирующих с ними магнетитовых руд с ильменитом габбро-сиенитовых формаций являются фосфиды верхней мантии [3]. Фосфиды являются тугоплавкими [5] и более плотными образованиями, чем соответствующие окислы (табл. 1). В связи с этим эти минералы устойчивы в более глубинных зонах верхней мантии (более 200 км) [4].

Источником апатита, магнетита и ильменита в базитах и их рудах являются, по-видимому, смеси самородных металлов (Ti, Fe) и их фосфидов, присутствие которых можно предполагать по концентрации точек состава на диаграмме Ti-P в пределах поля существования этих соединений или же на их трендах.

Так, для массивных руд Арсентьевского массива характерны соединения типа Ti_3P , для вкрапленных – Ti_2P , Ti_5P_3 , Ti_3P_2 .

Тесная корреляция между фосфором, железом и титаном наблюдается только во вкрапленных рудах. В сплошных рудах, залегающих в зонах дробления пород, этого не наблюдается из-за явлений ликвации, предшествующих обычно их кристаллизации.

Таблица 1

**Некоторые типы фосфидов, реакции преобразования их в окислы
и объемные эффекты их твердых фаз**

Реакции	$+\Delta V, \text{ см}^3/\text{моль}$
$6FeP+11.5O_2 = 2Fe_3O_4+3P_2O_5$	13.8
$2TiP+4.5O_2 = 2TiO_2+P_2O_5$	149.25
$3TiP+3FeP+12.5O_2+10CaO = 3FeTiO_3+2Ca_5(PO_4)_3F$	184.7
$3Fe_3P+Ti_3P+13.5O_2 = 3FeTiO_3+2P_2O_5+2Fe_3O_4$	4.4

Таким образом, присутствие P_2O_5 в магматических расплавах обуславливает не только ликвацию и снижение температуры их кристаллизации, но и влияет на состав силикатных и алюмосиликатных минералов апатитоносных базитов. Чем больше фосфора в расплаве, тем более кислыми кристаллизуются плагиоклазы, а моноклинные пироксены – бедными Wo.

1. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива, Западное Забайкалье // Вестник Бурятского университета. Серия 3. География, геология. Вып. 7. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2006. – С. 209-214.
2. Богатилов О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. – М.: Наука, 1966. – 240 с.
3. Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Соляник А.Н. Фосфидная модель формирования апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Доклады Академии наук СССР, 1982, Т. 267, № 5. – С. 1192-1195.
4. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. – М.: Наука, 1974.
5. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ИЗГИБНЫХ ВОЛН
В ЛЕДОВОЙ ПЛАСТИНЕ**

А.Д. Базаров

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

При регистрации сейсмических волн в ледовой пластине отмечается уширение волнового цуга. Первыми вступают высокочастотные колебания, а последними – низкочастотные. Т.е. имеет место дисперсия скоростей распространения колебаний. Для упругих волн такая дисперсия не характерна, а сильной дисперсией обладают изгибные колебания. Данная работа была посвящена экспериментальному анализу дисперсии изгибных волн во льду.

Для изучения свойств ледового покрова «in-situ» по параметрам распространяющихся изгибных волн использовался управляемый виброисточник и сейсмические преобразователи. В эксперименте датчики устанавливались через 3 метра от вибратора в лунки глубиной 30 см и засыпались снегом для устранения акустических помех. Шесть датчиков стояли постоянно на своих местах, а 7-ой датчик перемещался последовательно с 7 до 11 лунок.

В качестве преобразователей колебаний использовались акселерометры А1632, а для регистрации – 24 канальная инженерно-сейсмологическая станция «Иркут-24» с частотой дискретизации сейсмического сигнала 128 Гц. В качестве источника гармонических волн применялся разработанный ГИН СО РАН и испытанный в лабораторных условиях центробежный

вибратор массой 25 кг. Вибратор дебалансного типа, общей массой 25 кг, выполнен на основе асинхронного электродвигателя мощностью 1 кВт, с присоединенными к валу двумя симметричными дебалансами. Управление двигателем осуществляется частотно-регулируемым приводом LG-ic5, допускающим изменение режима работы как с плавно меняющейся частотой (свип режим), так и на фиксированных частотах (монохроматический режим). Диапазон рабочих частот виброисточника от 5 Гц до 60 Гц. Время нарастания частоты для свип-режима может меняться от 10 с до 300 с. Созданный управляемый дебалансный виброисточник (25 кг, 5-50 Гц) в полной мере способен имитировать режим вибросейсмического мониторинга деформируемых сред.

При проведении эксперимента вибратор устанавливался на специальную платформу, замороженную в лед на глубину 60 см. В процессе экспериментов с вибратором была проведена серия измерений из 40 сеансов, в свип и монохром режимах. Определение амплитудно-частотных и фазовых характеристик вибросигнала производилось в скользящем окне длиной 1024 точек. Обработанный массив экспериментальных данных для всего набора частот представлен в виде графиков изменения фаз в зависимости от расстояния. Все графики, полученные для разных частот и в разных сеансах, хорошо аппроксимируются линейной зависимостью, что свидетельствует о высокой точности и повторяемости эксперимента (рис. 1). На основе экспериментальных данных построена зависимость скорости изгибных волн от частоты в диапазоне 7,5-30 Гц. Что свидетельствует о значительной дисперсии распространения изгибной волны в ледовой пластине. При частоте 10 Гц скорость волны равна 160 м/с, а при частоте 25 Гц – 277 м/с.

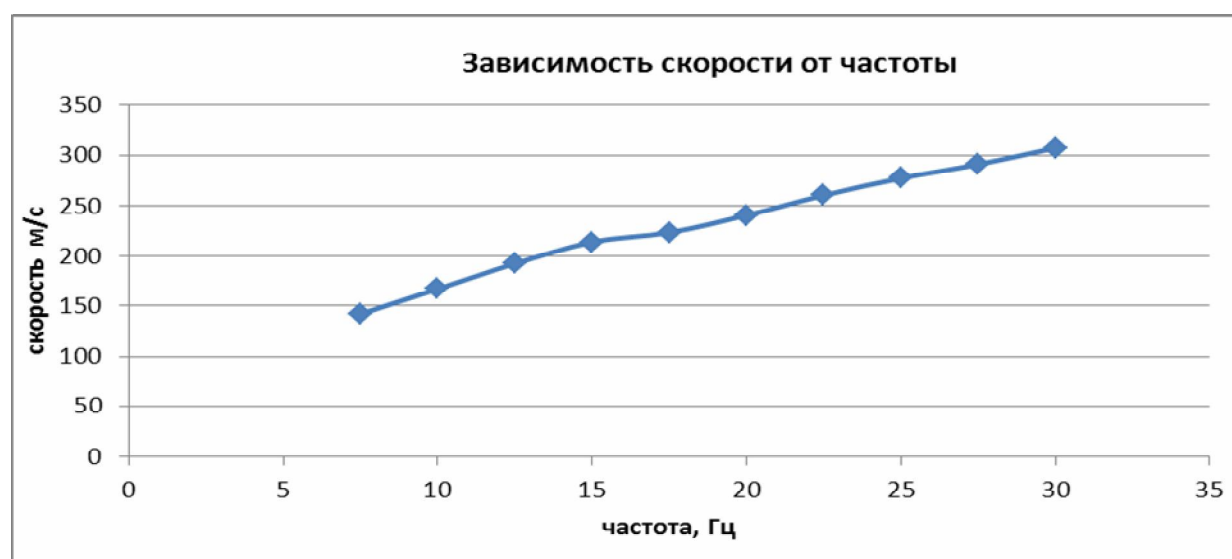


Рис. 1

Таким образом, предложенная методика позволяет измерять с помощью переносного управляемого виброисточника скорости распространения изгибных волн в широком частотном диапазоне. Она обладает высокой повторяемостью и стабильностью, так как силовое воздействие вибратора на поверхность льда является минимальным.

СВИДЕТЕЛЬСТВА УЧАСТИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ В ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.Н. Бурмакина

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gerka_85@mail.ru

Образование кислых (гранитоидных) магм возможно в широком интервале Р,Т,Х параметров, соответствующих условиям нижней и средней континентальной коры. Однако для образования значительных объемов салических магм требуется дополнительный привнос тепла

и/или водного флюида. В качестве наиболее подходящего источника того и другого обычно рассматриваются мантийные (базальтовые) магмы, глубокая дифференциация которых, помимо прочего, может напрямую привести к образованию кислых остаточных расплавов и формированию гранитоидов М- и отчасти А- типов. Вещественное участие мантийных магм в формировании гранитоидов фиксируется в изотопно-геохимических характеристиках последних, однако, в случае смешанных источников, отличить продукты смешения мантийных и коровых магм от продуктов плавления метабазитовых коровых протолитов достаточно сложно. Еще труднее обосновать тепловое участие мантийных магм в формировании гранитоидов, имеющих коровые изотопно-геохимические характеристики. В такой ситуации ключевое значение имеют непосредственные геологические свидетельства, такие как близковозрастные комбинированные дайки, синплутонические базиты и мафические включения в гранитоидах.

Западное Забайкалье характеризуется беспрецедентно широким проявлением позднепалеозойского гранитоидного магматизма. Суммарная площадь гранитоидов этого возраста составляет не менее 200 тыс. км², а продолжительность позднепалеозойского магматического цикла, по результатам U-Pb изотопного датирования цирконов, составляла 55 – 60 млн. лет, от ~330 до ~275 млн. лет назад [7].

Геодинамическая природа этого магматизма дискуссионна: активная континентальная окраина [11], мантийный плюм [8], деляминация утолщенной литосферы [2], постколлизийная обстановка [6]. При этом последние три модели, так или иначе, предполагают участие мантийных магм в гранитообразовании. Геологически это участие подтверждается наличием одновозрастных габброидов, синплутонических базитов и комбинированных даек в некоторых массивах позднепалеозойских гранитоидов [1, 3, 4].

Нами получены новые геологические и минералого-геохимические данные по мафическим включениям в позднепалеозойских кварцевых сиенитах Бургасского массива и комбинированным дайкам близкого возраста, образующим протяженный пояс в центральной части Западно-Забайкальского магматического ареала. На основании этих данных мы намерены показать, что те и другие принадлежат к одному и тому же геохимическому типу мантийных магм и связаны, соответственно, с одним и тем же относительно малоглубинным мантийным источником.

Бургасский массив расположен в водораздельной части хребта Улан-Бургасы примерно в 50 км к северо-востоку от г. Улан-Удэ. Площадь массива около 100 км². В строении Бургасского плутона выделяют три интрузивные фазы: 1) монциты с подчиненными субщелочными габбро и сиенитами; 2) среднезернистые порфировидные кварцевые сиениты, составляющие основной объем плутона; 3) аляскитовые граниты и гранит-порфиры.

Меланократовые включения характерны для кварцевых сиенитов второй фазы [5]. Включения распространены повсеместно, но неравномерно - от нескольких до 15-20 штук на квадратный метр. Иногда наблюдаются «рои» (shwams) включений, размером 1-2 x 0.5-0.7 м, в которых на долю ММЕ (mafic microgranular enclaves) приходится более 50 % объема всей породы. Какой-либо закономерности в распределении включений по составу и структуре не наблюдается. Размеры ММЕ варьируют широко – от 1-2 до 30–40 сантиметров в поперечнике, иногда до 1 м и более (в среднем 10 - 15 см). Форма включений чаще всего округлая, изредка встречаются вытянутые или «угловатые» ММЕ с закругленными углами. Иногда включения окружены лейкократовой, или наоборот - меланократовой каймой (0.5 – 1 см), по-видимому, реакционного происхождения, однако в подавляющем большинстве случаев никаких изменений состава и структуры пород в краевых частях включений или во вмещающих кварцевых сиенитах не наблюдается. Изредка можно видеть неправильные, ветвящиеся и быстро выклинивающиеся «инъекции» или заливы кварцевых сиенитов во внутрь включений.

Известные выходы комбинированных даек прослеживаются в виде полосы северо-восточного простираения от нижнего течения р. Хилок до полуострова Святой нос. В пределах этой полосы дайки обнаружены на нескольких участках. В одном случае комбинированные дайки прорывают позднетриасовые (220 Ма) щелочно-полевошпатовые сиениты (Харитоново), во всех остальных – позднепалеозойские (305- 280 Ма) граниты и кварцевые сиениты баргузинского и зазинского комплексов.

Внутреннее строение даек всех участков сходно. Они состоят из пиллоуподобных обособлений (нодулей) основных пород, сцементированных более кислым (аплитовым, кварцевосиенитовым) материалом. Размеры нодулей варьируют от нескольких сантиметров до 1-2

метров в поперечнике. Форма овальная, округлая, характерная для распадающейся на «капли» вязкой жидкости при ее быстром остывании [4]. Объемные соотношения базитов и цементирующей массы сильно варьируют даже в пределах одной дайки. Местами наблюдаются переходы комбинированной дайки в существенно базитовую или, напротив - сиенитовую и/или аплитовую. Мощность даек в среднем составляет 5 – 7 метров.

Состав мафических включений и базитов комбинированных даек в значительной мере определяется процессами гибридации, интенсивность которых зависит от объемных соотношений базитовой и салической составляющих и времени их взаимодействия. В этом контексте рассматриваемые ММЕ и базитовая часть комбинированных даек, не смотря на единство происхождения [10, 9], представляют собой контрастные образования, при этом дайки могут быть «ключом» к расшифровке исходного состава ММЕ.

Мафические включения по составу отвечают монцонитам и кварцевым монцонитам, однако, судя по наличию реликтовой ассоциации битовнитового плагиоклаза и клинопироксена, их исходный состав был более основным, по-видимому базальтовым [5]. Наименее гибридизированная базитовая часть комбинированных даек имеет в целом, трахибазальтовый состав. На диаграммах соотношения петрогенных оксидов с SiO_2 включения образуют линейный тренд, сходный с трендом фракционной кристаллизации, но, в данном случае, отражающий степень гибридации исходной базальтовой магмы. Базиты комбинированных даек отличаются, как отмечалось, большей основностью, хотя и среди них есть гибридизированные разности габбро-монцонитового состава. В целом наименее гибридизированные разности ММЕ, по большинству компонентов (за исключением титана и фосфора), обнаруживают явное сходство в базитами комбинированных даек.

Наглядной иллюстрацией этого сходства являются графики распределения редкоземельных элементов (рис. 1). Для всех рассматриваемых образований характерны относительно высокое суммарное содержание редких земель (≈ 200 г/т $\sum \text{REE}$), дефицит тяжелых REE относительно легких (La/Yb(n) 14 – 20). В целом, редкоземельный спектр близок внутримитным базальтам ОІВ типа.

Мафические включения отличаются наличием отрицательной Eu аномалии ($\text{Eu}^*=0.58$), практически отсутствующей в базитах комбинированных даек.

Мультиэлементные спектры (нормировано по ОІВ) распределения литофильных элементов в дайках разных участков и ММЕ также сходны (рис. 2). Характерны умеренное обогащение крупноионными литофильными элементами относительно ОІВ, четко выраженные минимумы по Nb, Hf, в меньшей степени Ti и резкая положительная Pb аномалия. Подобные геохимические особенности обычно связывают с повышенным содержанием водного флюида в области магмогенерации, что характерно для магматизма, связанного с зонами субдукции. Однако, вся совокупность имеющихся данных указывает на внутримитные условия магматизма.

В этом случае «надсубдукционные» геохимические характеристики базитовых магм могут объясняться контаминацией источника (литосферной мантии) на предшествующем - островодужном этапе развития складчатой области (ранний палеозой). Приведенные выше данные приводят к выводу об исходно базальтовом происхождении мафических включений, что является прямым геологическим свидетельством синхронности мантийного и корового (салического) магматизма рассматриваемого временного интервала.

Вместе с тем, подавляющее большинство гранитоидов Западного Забайкалья не содержат подобных свидетельств (ММЕ, комбинированные дайки), поэтому участие мантийных магм в их формировании может быть зафиксировано лишь по изотопным данным. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья, за исключением гранитов баргузинского комплекса обнаруживают «смешенные» изотопные характеристики [Litvinivsky et al., in pres], указывающие на присутствие в их составе как корового, так и мантийного компонентов. Для выяснения характера взаимодействия и объемных соотношений мантийных и коровых магм при формировании Pz_3 гранитоидов, нами проведены масс-балансовые расчеты по моделям смешения и фракционной кристаллизации, на примере низкремниевых (Q-Mnz и Q-Sy) гранитоидов чивыркуйского и лейкогранитов зазинского комплексов, соответственно.

Масс-балансовые расчеты показывают, что кварцмонцонит-кварцсиенитовый расплав может быть получен путем смешения базитового расплава, соответствующего среднему составу

базитов чивыркуйского комплекса, с коровым расплавом, в качестве которого принят средний состав баргузинских гранитов, в пропорции 1:3 (таблица 1).

Зазинский комплекс представлен лейкократовыми гранитами и подчиненными по объему кварцевыми сиенитами, выделяемыми в качестве первой интрузивной фазы. Проведенные вычисления показывают, что образование кварцевых сиенитов путем смешения магм не возможно не при каких условиях.

Вместе с тем, фракционная кристаллизация гибридной магмы, полученной для чивыркуйского комплекса, дает удовлетворительный результат. Основанием для такого выбора исходного состава является синхронность формирования гранитоидов чивыркуйского и зазинского комплексов [6]. Фракционирующими фазами (%) являются Pl40-24.1 Amph-2.4, Bt-5.2 и акцессорные минералы (Fe-Ti-1.8, Ap-0.4), доля остаточного расплава составляет 66% от исходного (таблица 2). Таким образом, можно сделать вывод, что в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья четко выявляется два типа взаимодействия мантийных и коровых магм: а) mingling (механическое смешение магм) - наиболее ярким проявлением этого процесса являются ММЕ в гранитоидах и комбинированные дайки; в этом случае вещественный вклад базитовых магм в состав гранитоидов был минимальным; б) mixing (химическое смешение) – выражается как в повышенной основности пород (кварцевые монцониты и сиениты), так и в промежуточных изотопных характеристиках гранитоидов, сохраняющихся в процессе фракционной кристаллизации (гибридных магм).

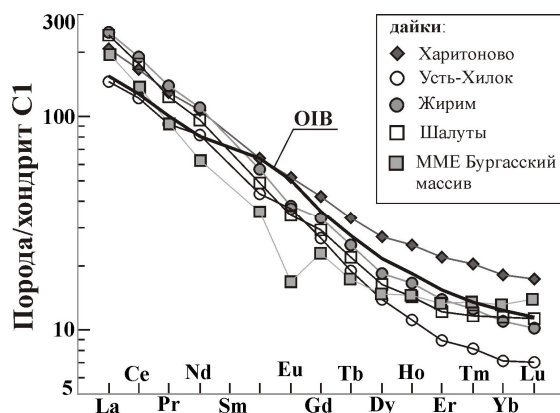


Рис. 1. Распределение REE для базитов комбинированных даек и ММЕ Бургасского массива (Западное Забайкалье).

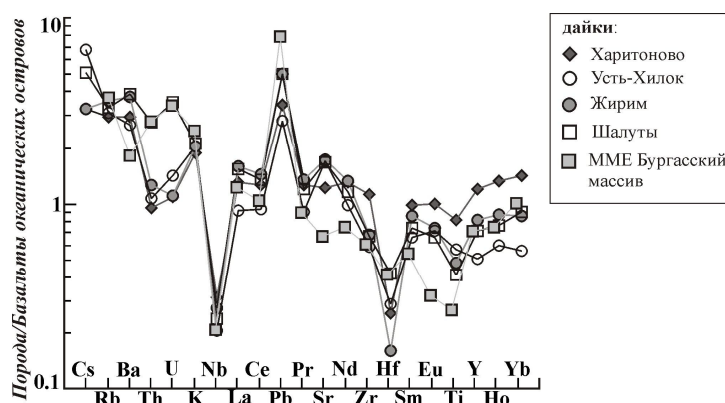


Рис. 2. Спайдердиаграмма для базитов комбинированных даек и ММЕ Бургасского массива (Западное Забайкалье).

Таблица 1

Масс-балансовые расчеты модели смешения для чивыркуйских гранитоидов

Компоненты, мас. %; ppm n	Конечные члены		Дочерние породы	
	Средний чивыркуйский базит	Средний баргузинский гранит	Qtz-монц. и Qtz-сиен.	
			Наблюдаемый состав	Расчетный состав
	30 (1)	101 (2)	59 (3)	(4)
SiO ₂	50.22	72.34	65.57	67.92
TiO ₂	1.29	0.29	0.57	0.51
Al ₂ O ₃	18.13	14.78	16.73	15.22
FeO*	9.85	1.86	3.8	4.39
MnO	0.15	0.03	0.08	0.07
MgO	5.59	0.44	1.28	1.53
CaO	8.71	1.58	3.1	2.93
Na ₂ O	3.81	4.01	4.45	3.80
K ₂ O	1.79	4.57	4.22	3.53
P ₂ O ₅	0.44	0.09	0.21	0.09
Сумма квадратов отклонений R = 1.19				
End-members fractions, %:				
	24.8	75.2		

Масс-балансовые расчеты выполнены с использованием программ: Igpet, Newpet, GPP.

Коэффициенты разделения - по литературным данным.

Таблица 2

Масс-балансовые расчеты модели фракционной кристаллизации

Комп-ты, мас. %; ppm n	Исходный	Дочерний зазинский гранит	
	Qtz-monz & Qtz-sy (чивыркуйский)	Наблюдаемый состав	Расчетный состав
	59 (1)	63 (2)	(3)
SiO ₂	65.57	73.8	73.69
TiO ₂	0.57	0.19	0.02
Al ₂ O ₃	16.73	13.7	13.61
FeO*	3.8	1.28	1.32
MnO	0.08	0.04	0.08
MgO	1.28	0.25	0.28
CaO	3.1	0.73	0.72
Na ₂ O	4.45	3.7	4.14
K ₂ O	4.22	5.4	5.47
P ₂ O ₅	0.21	0.05	0.07
Остаточный расплав			66 wt. %
Сумма квадратов отклонений, R			0.24

Проведенные исследования поддержаны грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37, грантом Лаврентьевского конкурса СО РАН.

1. Анциферова Т.Н., Цыганков А.А. Возраст и изотопно-геохимические особенности габброидов Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Вып. 7. – Томск, 2009 – С.13-17.
2. Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000-2001 гг. / Ред. Рундквист Д.В., – М.: 2003. – С. 185-199.
3. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое изменение // Петрология, 1995. – Т. 3. №2. – С. 133-157.

4. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М. Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995. – Т. 36. №7. – С. 3-22.
5. Патрушева Г.Н., Цыганков А.А. Минералогические особенности меланократовых включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. – Улан-Удэ, 2008. – С. 286-289.
6. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирование) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. – С. 1249-1276.
7. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 1. – С. 156-180.
8. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангара-Витимского батолита // Петрология, 1997. Т. 5. № 5. – С.451-466.
9. Barbarin B.B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos 80 (2005) 155– 177.
10. Collins W. J., Richards S. R., Healy B. E. and Ellison P. I. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91, 27-45, 2000.
11. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, trans-baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics, 1999. V.306. – P. 33-56.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ В КАРБОНАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.В. Бурцева, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, С.В. Канакин

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

Карбонатиты Юго-Западного Забайкалья относятся к кальциевому типу. Они слагают в основном дайки и реже плащеобразные тела, сформировались в позднем мезозое в связи с проявлением внутриплитного рифтогенеза. Характеристика проявлений приведена в работе [1].

В большинстве карбонатитов в различных количествах присутствуют редкоземельные минералы. В одних случаях содержания их достигает несколько объемных процентов (Аршанское, Южное), в других – присутствуют в акцессорных количествах. К числу наиболее часто встречаемых минералов относятся бастнезит, монацит и алланит.

Аршанское проявление. Бастнезит слагает ориентированные вдоль полосчатости пород фенокристы толстотаблитчатой формы, линзы и полосы существенно более крупнозернистые, чем кальцит основной массы. Длина линз и полос достигает иногда 10-12 см при мощности до 1-2 см. Бастнезит не содержит в себе первичных включений других минералов. Зерна его обычно дроблены, частично дезинтегрированы и представлены обломками кристаллов в карбонатной матрице. В результате поздних процессов минерал в разной степени замещен алланитом, паризитом, вторичным кальцитом. Иногда он сохраняется лишь в виде реликтов в агрегатах паризита и алланита в контурах, сохранивших форму фенокристов (рис. 1а).

По составу редкоземельных элементов бастнезит относится к цериевой разновидности (табл. 1, анализы 1 – 6). Спектр РЗЭ его близок к спектру минерала из других карбонатитовых месторождений и, в частности, месторождений Маунтин-Пасс, Канганкунде. Средние отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,64; 3,55 и 2,18, соответственно. В отдельных пробах установлен торий (до 1,64 мас. % ThO₂).

Паризит развивается по краям зерен и трещинкам бастнезита (рис. 1а), слагает микропрожилки. Относительно бастнезита в нем понижены отношения Ce/Nd (3,1) и La/Nd (1,85) и повышены Ce/La (1,67) (табл. 1, анализы 7 – 12). Минерал содержит до 1,18 мас. % ThO₂, унаследованного от бастнезита. В ассоциации с паризитом встречается синхизит.

Монацит встречен в виде включений кристаллов во флюорите, а также реликтов среди агрегата зерен алланита (рис. 2б). Он содержит CaO (до 4,77 мас. %), SrO (до 1,18 мас. %) и ThO₂ (до 0,99 мас. %). Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,85; 3 и 1,61, соответственно.

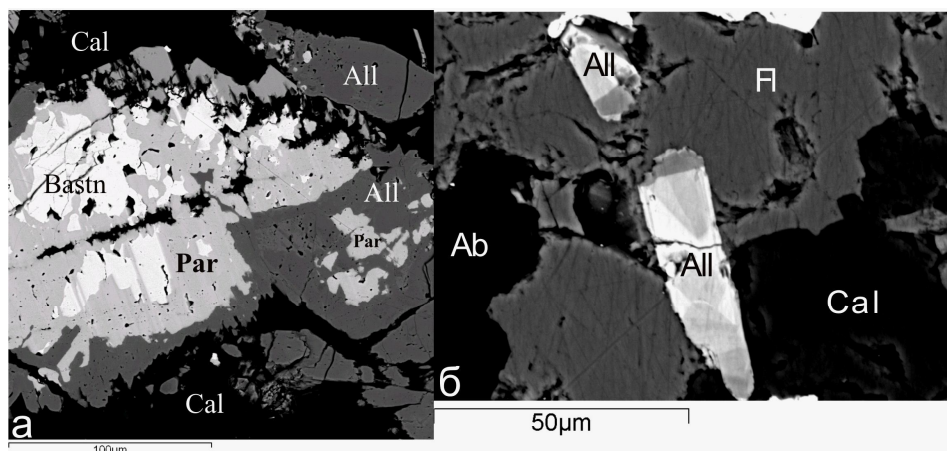


Рис. 1. а) Реликты бастнезита (Bastn) в агрегатах паризита (Par) и алланита (All). Черное – кальцит (Cal); б) Зональные кристаллы алланита второй генерации. Fl – флюорит, Ab – альбит.

Таблица 1

Химический состав бастнезита и паризита (мас.%) из карбонатов Аршанского проявления

№ п/п	CaO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	F	Сумма	Ce/La	Ce/Nd	La/Nd
1	–	33,31	21,02	2,57	9,56	0,85	6,90	74,22	1,58	3,48	2,20
2	0,35	34,84	22,00	2,91	9,25	–	7,30	76,65	1,58	3,77	2,38
3	–	35,01	21,38	3,47	9,25	0,81	7,98	77,89	1,64	3,78	2,31
4	–	34,31	22,11	3,11	10,00	1,64	7,38	78,56	1,55	3,43	2,21
5	0,23	34,81	22,2	3,76	10,17	1,34	7,12	79,61	1,57	3,42	2,18
6	–	35,06	22,33	3,12	8,65	1,12	7,48	77,75	1,57	4,05	2,58
7	9,74	27,78	18,47	2,81	9,92	–	6,45	75,18	1,50	2,80	1,86
8	8,60	28,89	16,90	2,95	9,55	–	5,78	72,77	1,71	3,03	1,77
9	9,82	27,82	18,37	3,14	11,02	–	5,78	75,95	1,51	2,52	1,67
10	9,00	28,60	17,57	2,00	9,07	–	6,37	72,60	1,63	3,15	1,94
11	8,31	29,94	17,30	2,19	9,58	1,18	6,88	75,39	1,73	3,13	1,81
12	8,76	29,82	16,70	3,06	9,06	1,00	5,28	74,28	1,79	3,29	1,84

Примечание. Пробы: 1 – 6 бастнезит, 7 – 12 паризит. Сумма дана без учета CO₂.

Алланит представлен несколькими генерациями, различающихся химическим составом. Ранняя генерация его замещает бастнезит и паризит, слагает каемки и микропрожилки (рис. 1а). Она ассоциирует с кальцитом, флюоритом, торитом и торинанитом. Отношения Ce/Nd (2,68) и La/Nd (1,30) ниже, а Ce/La (2,12) в нем выше, чем в бастнезите и паризите (табл. 2).

Алланит второй генерации слагает призматические кристаллы, рассеянные в карбонатной матрице (рис. 1б). По составу это манган-алланит, содержащий до 11,22 мас. % MnO. Встречаются также зональные кристаллы, в которых центры обогащены TR₂O₃, а краевая часть обеднена MnO, и содержит повышенные количества CaO (до 18,89 мас. %) и Al₂O₃ (до 20,43 мас. %) (табл. 2). Средние отношения Ce/La (2,02), Ce/Nd (2,54) и La/Nd (1,33) в краях подобны отношениям в алланите первой генерации.

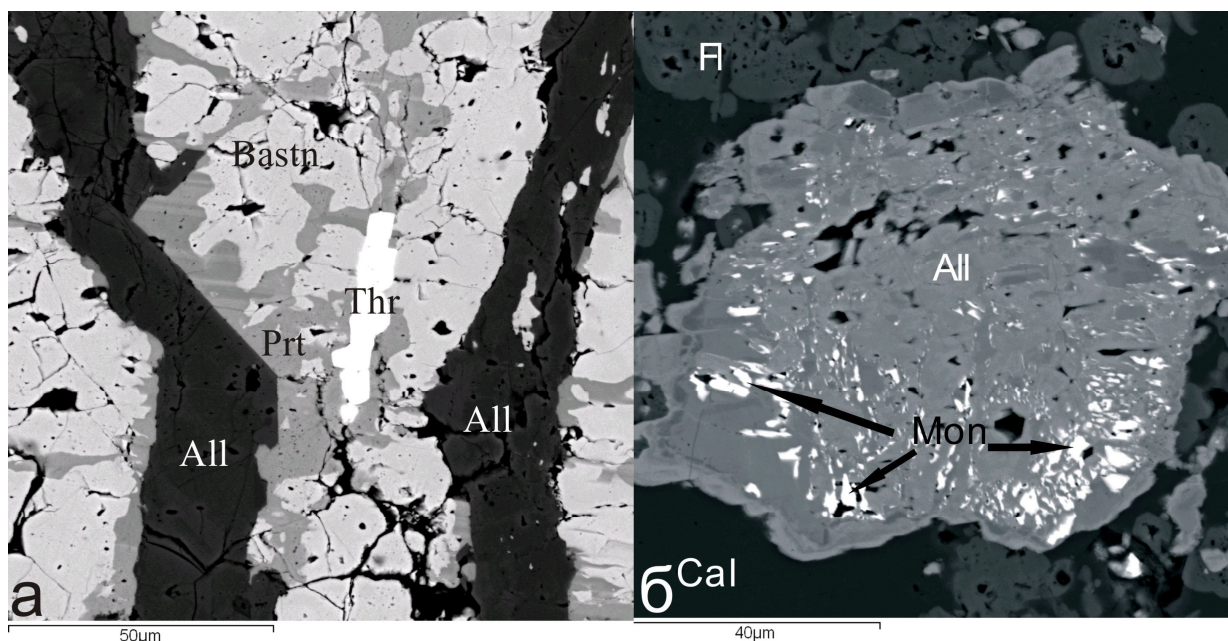


Рис. 2. а) Прожилки алланита-III (All) в агрегате бастнезита (Bastn) и паризита (Prt).

В последних присутствует выделение (белое) торита (Thr).

б) Замещение монацита (Mon) алланитом (All). Cal – кальцит, Fl – флюорит.

Таблица 2

Химический состав алланитов (мас.%) из карбонатитов Аршанского проявления

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	TiO ₂	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма	Ce/La	Ce/Nd	La/Nd
1	31,22	16,53	5,07	4,84	1,44	10,52	0,94	13,61	5,47	1,67	4,65	95,96	2,49	2,93	1,18
2	30,67	14,27	8,67	4,94	1,54	9,11	1,21	13,70	6,32	1,15	5,08	96,67	2,17	2,70	1,24
3	31,49	9,39	12,69	11,22	0,59	6,81	1,03	11,00	3,61	1,09	5,81	97,08	3,05	1,89	0,62
4	31,17	12,00	13,41	9,28	0,81	7,18	—	11,05	3,67	1,93	6,43	99,32	3,01	1,72	0,57
5	30,95	13,74	13,38	2,01	0,7	10,64	1,08	13,16	7,93	—	4,39	97,96	1,66	3,00	1,81
6	30,52	15,74	10,41	1,38	0,71	9,87	1,0	13,77	6,82	1,08	4,32	95,62	2,02	3,19	1,58
7	30,58	15,59	11,29	1,00	0,86	9,38	0,79	14,73	6,87	1,33	4,54	96,96	2,14	3,24	1,51
8	31,07	15,99	11,13	0,69	0,70	10,44	0,63	12,84	6,63	—	4,16	94,28	1,94	3,09	1,59
9	31,44	17,02	12,38	1,06	—	12,71	—	9,64	4,02	1,02	5,10	94,39	2,40	1,89	0,79

Примечание. Пробы: 1, 2 – алланит I генерации; 3-4 манган-алланит; 5 зональный кристалл. 6, 7 – третья генерация; 8, 9 – алланит, замещающей монацит.

В пробах 3, 4 присутствует Sc – 1,24; 0,8 мас. % и 1,11; 1,58 мас. % Sm₂O₃, соответственно.

Третья генерация алланита образует прожилки, рассекающие все известные минеральные парагенезисы (рис. 2а). С этим алланитом ассоциируют кварц и поздняя генерация кальцита. По химическому составу он близок к алланиту первой генерации (табл. 2).

Кроме того, встречен алланит, развивающийся по монациту. Последний сохранился в виде многочисленных мелких реликтов (рис. 2б). Алланит содержит MnO (до 1,06 мас. %), MgO (до 1,12 мас. %) (табл. 2).

Халютинское проявление. Монацит, образует неправильной формы зерна и таблитчатые кристаллы размером до 1-1,5 мм. Он характерен для участков, обогащенных апатитом. Минерал содержит повышенное количество SO₃ (табл. 3), а средние отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,76; 3,75 и 2,13 соответственно.

Алланит встречается в шонкините, фенитах, в кальцитовых прожилках вместе с баритом. Минерал отличается низкой глиноземистостью и повышенной железистостью, высоким содержанием РЗЭ (табл. 4).

Таблица 3

Химический состав монацитов (мас.%) из карбонатитов Халютинского проявления

№ п/п	SiO ₂	CaO	Na ₂ O	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	F	Сумма	F=—O ₂	Ce/La	Ce/Nd	La/Nd
1	0.57	0.27	0.17	34.86	21	2.56	7.33	29.4	0.61	0.24	0.89	97.9	0.37	1.66	4.76	2.86
2	0.37	0.22	0.13	37.23	20.33	2.73	8.94	30.21	0.88	0.22	0.88	102.1	0.37	1.83	4.16	2.27
3	0.92	0.5	0.15	36.63	19.08	3.96	12.6	25.8	0.83	н.о.	1.21	101.7	0.51	1.92	2.91	1.51
4	н.о.	0.45	н.о.	36.45	21.57	3.58	11.58	25.78	0.94	н.о.	н.о.	101.4	-	1.69	3.15	1.86

Примечание. Н.о. – содержания ниже предела обнаружения.

Таблица 4

Химический состав алланитов (мас.%) из пород Халютинского проявления

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Сумма
1	30.62	1.03	10.04	0.17	18.09	0.67	1.42	9.59	0.11	12.83	7.66	1.7	3.93	0.56	98.4
2	32.76	0.15	17.8	0.09	12.41	0.59	0.54	11.12	0.25	10.48	5.39	1.16	3.11	0.23	98.5
3	32.02	0.27	16.81	0.16	13.33	0.54	0.59	10.04	0.26	11.28	5.51	1.16	3.35	0.22	98.00
4	28.09	1.13	7.37	н.о.	21.32	0.5	н.о.	9.51	н.о.	13.19	5.58	2.21	7.17	н.о.	96.1
5	29.84	2.17	8.61	н.о.	19.74	0.97	1.18	8.97	н.о.	13.39	10.81	0.98	1.92	н.о.	98.6

Примечание. Пробы алланита: 1 – из карбонатита, 2, 3 – из шонкинита, 4, 5 – из фенита. В пробах 2 и 3 присутствует Cl – 0.06, 0.06; и F – 0.38, 0.4 соответственно. Н.о. – содержания ниже предела обнаружения.

Бастнезит образует одиночные зерна в кальците, не содержит в себе включений других минералов. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,50; 4,01 и 2,67 соответственно (табл. 5, анализы 6-8). По краям зерен он замещается паризитом, в котором отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd равны 1,70; 3,08 и 1,81 соответственно.

Южное проявление. Бастнезит встречен не во всех карбонатитовых телах. Он слагает таблитчатые кристаллы размером от долей миллиметра до 1-3 см по длинной оси. Во всех случаях он крупнее кальцита основной массы. Границы его с вмещающей матрицей резкие, ровные, грани пинакоида гладкие, блестящие.

Повышенные количества бастнезита ассоциируют с участками, обогащенными флюоритом. Бастнезит обычно не содержит в себе включений других минералов. Лишь изредка ближе к периферийной зоне роста кристаллов присутствуют пластинки биотита, иногда зерна барита. Часть бастнезита представлена обломками фенокристов с закругленными и сглаженными углами и ребрами. Интенсивного замещения бастнезита вторичными минералами, как это распространено на Аршанском проявлении, не отмечается. В редких случаях по границе зерен и трещинкам образуется паризит.

Типоморфной особенностью бастнезита (табл. 5) является существенно лантан-цериевый состав. Средние отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,59; 3,63 и 2,29 соответственно. В пределах 0,55-1,16 мас. % присутствует ThO₂ (табл. 5). Соотношение содержаний присутствующих лантаноидов в целом незначительно отличается от содержаний в бастнезитах Аршанского проявления.

Алланит встречен в виде мелких (0,1 мм) включений в фенокристаллах кальцита, где он оторочен каймой эпидота. Таблитчатые зерна размером до 0,2 мм, присутствуют в основной массе мелкозернистой породы.

Ошурковское месторождение. Монацит в карбонатитах образует одиночные зерна изометричной формы размером до 1-2 мм, рассеянные среди кальцита. В его составе присутствуют почти исключительно легкие лантаноиды (табл. 6). В одной пробе установлены первые десятые доли процента ThO₂. Относительно среднего состава РЗЭ [2] монацит отличается более высокими концентрациями La и Ce и пониженными Pr, Nd, Sm. Ближе всего к ним монациты, связанные с щелочными породами и карбонатитами.

Таблица 5

**Химический состав бастнезита и паризита (мас.%) из карбонатитов
Халютинского и Южного проявлений**

№ п/п	CaO	BaO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	F	Сумма	Ce/La	Ce/Nd	La/Nd
1	0.12	0.25	1.35	22.71	37.60	3.47	10.12	1.03	0.66	7.58	84.77	1.66	3.72	2.24
2	0.16	0.22	1.43	22.45	36.60	3.68	10.89	1.08	0.56	8.16	85.07	1.63	3.36	2.06
3	0.13	0.27	1.47	23.45	36.86	3.54	10.22	1.11	0.56	7.59	85.07	1.57	3.61	2.29
4	0.13	0.21	1.64	23.65	37.20	3.53	10.03	1.03	0.57	7.58	85.44	1.57	3.71	2.36
5	0.12	н.о.	н.о.	24.57	37.12	3.76	9.84	1.07	1.16	8.39	85.91	1.51	3.77	2.50
6	н.о.	н.о.	н.о.	23.13	34.78	2.50	8.67	н.о.	н.о.	6.02	75.10	1.50	4.01	2.67
7	9.43	н.о.	н.о.	16.01	28.34	2.53	9.53	н.о.	н.о.	4.50	70.34	1.77	2.97	1.68
8	8.52	н.о.	н.о.	17.43	29.69	2.79	9.63	н.о.	н.о.	5.87	73.93	1.70	3.08	1.81

Примечание. Пробы: бастнезит: 1-5 Южного проявления; 6 – Халютинского проявления; 7, 8 – паризит Халютинского проявления. Сумма дана без учета CO₂. Н.о. – содержания ниже предела обнаружения.

Таблица 6

Химический состав монацитов (мас.%) из карбонатитов Ошурковского месторождения

№ п/п	SiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма	Ce/La	Ce/Nd	La/Nd
1	1.02	0.37	0.43	27.52	23.00	34.16	2.94	7.52	0.93	-	97.90	1.49	4.54	3.06
2	0.95	0.36	0.66	26.92	23.00	34.16	3.31	7.87	0.84	0.24	98.31	1.49	4.34	2.92

Алланит слагает обычно мелкие (1-2 мм) неправильной и таблитчатой формы зерна. В основном, он распространен в ассоциации с кальцитом, иногда наблюдаются сростания с баритом, магнетитом. Для минерала характерно также повышенное содержание SrO (до 1 мас. %), TiO₂ (до 1,5 мас. %) и низкое – глинозема (табл. 7). Сравнение с алланидами Аршанского проявления (табл. 2) выявляет их отчетливое различие по глиноземистости, железистости и марганцовистости.

Таблица 7

Химический состав алланитов (мас.%) из карбонатитов Ошурковского месторождения

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	F	Сумма	F=O ₂
1	29.44	1.55	10.84	17.02	0.44	1.53	9.59	0.97	9.31	13.63	1.02	2.39	н.о.	0.62	0.21	98.93	0.09
2	29.55	1.63	10.56	17.20	0.46	1.48	9.53	0.95	9.46	13.02	1.19	2.33	н.о.	0.66	0.09	98.48	0.04
3	27.80	0.64	7.61	21.88	0.39	1.21	8.66	1.05	11.03	14.20	1.10	2.02	0.46	н.о.	0.20	98.40	0.08
4	29.39	1.41	9.60	17.77	0.53	1.88	9.32	0.93	10.65	13.66	0.81	2.04	0.38	0.21	0.32	99.18	0.13

Примечание. Сумма приведена с учетом Cr₂O₃, Na₂O, K₂O, BaO, ThO₂, содержание которых не превышает первых десятых долей процента. Н.о. – содержания ниже предела обнаружения.

Наиболее распространенными редкоземельными минералами в карбонатитах Юго-Западного Забайкалья являются фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит, паризит), реже встречаются алланит и монацит. Особенностью всех их является существенно лантан – цериевый состав РЗЭ. При этом паризит относится к вторичным минералам, а на постмагматической стадии образовался алланит.

1. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – 224 с.
2. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. – М: Изд-во АН СССР, 1963. – 412 с.

ОЦЕНКА АКТИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ НА УСЛОВИЕ СТРОИТЕЛЬСТВА КЫЗЫЛ-ТАШТЫГСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА (ТЫВА)

Ю.В. Бутанаев, С.Г. Прудников

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
Кызыл, Россия, vil@tikopr.sbras.ru*

Кызыл-Таштыгский рудный узел входит в состав Улугойской колчеданоносной зоны – крупного элемента субширотного раннекембрийского вулканического пояса Восточной Тувы. Месторождение расположено в днище троговой долины р. Ак-Хем в центральной части альпинотипного хребта академика Обручева. По геологическим признакам и минеральному составу месторождение относится к колчеданно-поллиметаллическому типу, по степени нарушенности руд – слабо метаморфизованным месторождениям.

Участки с активными современными тектоническими движениями и некоторыми типами тектонических структур нередко оказываются неблагоприятными для строительства. Поэтому возникла необходимость рассмотрения реальности существования тектонической опасности в районе будущего строительства и эксплуатации Кызыл-Таштыгского ГОКа.

Суммируя существующую информацию, можно разделить пассивное и активное тектоническое влияние на условия строительства.

Пассивное влияние реализуется через характер дислоцированности пород и присутствие в районе строительства тех или иных тектонических структур.

Активное влияние реализуется современными, часто опасными для строительства тектоническими и сейсмотектоническими движениями разнообразных структур.

Пассивное тектоническое влияние на условия строительства

Пассивное влияние могут оказывать как древние неунаследованные, так и новейшие тектонические структуры. Важен сам факт их присутствия в районе и на участке строительства.

Среди тектонических структур Кызыл-Таштыгского рудного поля ведущее значение имеют глубинные разломы субширотного простирания (Кызыл-Таштыгский, Караодырский, Сыынакский). Элементами таких разломов являются мощные зоны катаклаза, милонитизации, расщепления пород, зоны послонных нарушений и оперяющих дизъюнктивов, в которых представлены как продукты гидротермально-метасоматических процессов и рудоотложения, так и разрушения (будинирования) рудных тел. Система глубинных разломов северо-западного простирания шириной 8-10 км характеризуется повышенной тектонической мобильностью (обилие разломов, локальных вулканических структур, повышенная трещиноватость и расщепление пород).

Наблюдениями при проходке подземных горных выработок установлено, что расщепленные породы, как правило, интенсивно серицитизированные и хлоритизированные, при наличии влаги превращаются в вязкий глиноподобный водонепроницаемый материал и поэтому не являются водоносными. Тектонические нарушения являются результатом послерудной тектоники, заполнены обычно глиной трения и поэтому также не водоносны.

Присутствие разрывных зон и зон повышенной трещиноватости может стать причиной сползания откосов при разработке карьера, вызвать снижение эрозионной прочности основания плотины хвостохранилища.

При отработке рудных тел в качестве осложняющих факторов следует считать участки пересечения горными выработками тектонических нарушений.

Активное тектоническое влияние на условия строительства

Активное тектоническое влияние может сказываться в сейсмотектонических единовременных мгновенных смещениях вдоль тектонических структур. Тектоническая опасность в значительной мере связана с современными тектоническими движениями. В первую очередь это опасные для устойчивости инженерных сооружений разрывные тектонические смещения, обусловленные активностью тектонических разрывов. К собственно тектонической активности тесно примыкает активность сейсмотектоническая.

Согласно классификации С.А. Несмеянова все неотектонические (новообразованные или унаследовано развивающиеся) разломы района Кызыл-Таштыгского месторождения относятся к

категории молодых разрывов, смещения по которым происходили в четвертичном периоде [4], их можно считать предположительно активными, т.е. нуждающимися в дополнительном изучении.

Таблица 1

Новейшие разрывы		Суммарная амплитуда	Геологический возраст		Время осреднения (годы)	Средняя скорость (мм/год)
название	тип		геоморфологического уровня	начала смещения		
Кызыл-Таштыгский	сброс	222	N22	Q1	1800000	0,12
Водопадный	сброс	95	N22	Q1	1800000	0,05

Таким образом, активность новейшего разлома Кызыл-Таштыгского следует считать средней, активность новейшего разлома Водопадного – низкой, т.е. не опасной для любых сооружений [3]. Смещения по ним составят за весь срок эксплуатации месторождения (14 лет) соответственно – 1,68мм и 0,7мм.

При оценке современной активности разрывов в сейсмоактивных областях особое внимание уделяется возможности проявления быстрых разрывных смещений, связанных с землетрясениями. Такие сейсмогенные смещения могут оказаться гораздо более опасными, нежели собственно тектонические (криповые).

Рис. 1 Схема новейшей тектоники района Кызыл-Таштыгского месторождения.

- возникновения землетрясения определённой магнитуды в пределах рассматриваемой сейсмогенерирующей структуры за расчётный срок;
- выхода очагового разрыва на поверхность (или на уровень заложения подземного сооружения);
- возникновения сейсмогенного разрыва именно в районе проектируемого сооружения;
- совпадения участка разрыва с максимальной амплитудой и участка размещения сооружения;
- возникновения при этом события подвижки с амплитудой, предельной для землетрясения с данной магнитудой.

Кызыл-Таштыгское месторождение расположено в зоне 8-ми балльной степени сейсмической активности. По данным наблюдений сети сейсмических станций КНИИГиМСа сейсмичность района не связана с проявлением Кызыл-Таштыгского и Карадырского систем разломов глубинного заложения [2]. В настоящее время в районе инструментально или документально не зафиксировано современных сейсмодислокаций в пределах известных разломов, таким образом, вероятность возникновения сейсмогенного разрыва в районе проектируемого ГОКа оценивается как низкая.

Тем не менее, учитывая низкую степень изученности сеймотектонической активности района, авторы предлагают прогноз возможных параметров сейсмогенных тектонических деформаций на основе шкалы балльности В.П. Солоненко [3]: 8 баллов ($M=5,5-6,5$) – в отдельных случаях образуются смещения до 20 см общей протяжённостью от 0,25 до 1,5-9 км; локальные очаговые сейсмодислокации, как правило, не достигают земной поверхности.

Инфраструктура предприятия запроектирована с учётом возможной сотрясаемости 8 баллов, что должно обеспечить общую устойчивость всех объектов комбината.

Техногенная наведенная сейсмичность.

В качестве техногенных воздействий на объекты комбината, в том числе и на прикарьерный обвальный склон, следует рассматривать проведение взрывных работ при разработке карьера. Массовые взрывы должны производиться в соответствии с требованиями Единых правил безопасности при взрывных работах [1].

Массовые взрывы в карьере планируется производить два раза в неделю (104 взрыва в год). Количество взрываемого ВВ за один взрыв составляет 2508 – 8909 кг за один взрыв.

Расстояние, на котором колебания грунта, вызываемые однократным взрывом на складе ВМ (120 000 кг ВВ), становятся безопасными для зданий и сооружений: (охраняемое сооружение-дамба водохранилища - 2000 м от склада ВМ).

$$r_c = K_r \cdot K_c \cdot \alpha \sqrt[3]{Q} = 8 \cdot 1 \cdot 0,8 \sqrt[3]{120000} = 316 \text{ м}$$

где $K_r = 8$ – коэффициент, зависящий от свойств грунта в основании охраняемого здания (сооружения); $K_c = 1$ – коэффициент, зависящий от типа здания (сооружения) и характера застройки; $\alpha = 0,8$ – коэффициент, зависящий от условий взрывания; $Q = 120\,000$ кг – масса ВВ на складе ВМ.

Безопасное расстояние от склада ВМ принимается по максимальному поражающему фактору - 700 м.

Все объекты ГОКа запроектированы с учётом безопасного расстояния по сейсмическому воздействию, что обеспечивает их общую устойчивость. Однако, учитывая существенное увеличения числа толчков, следует опасаться активизации оползневых и осыпных явлений, что следует учитывать в расчетах.

Следующим важным моментом является вопрос оживления тектонических движений и инициирования сильного землетрясения в результате проведения массовых взрывов в зоне активного Кызыл-Таштыгского разлома глубинного заложения. Обеспокоенность по этому поводу высказывают жители Тоджинского района. По данным сейсмостанции Тувинского геодинамического полигона (г. Кызыл) КНИИГиМС наведенная сейсмичность при производстве массовых взрывов на карьере Каахемского угольного разреза на расстоянии 14 км достигает магнитуды $M - 2,2-2,3$. Максимальная зафиксированная магнитуда 29 декабря 2006 г составила 2,7. Таким образом, техногенная наведенная сейсмичность составит около 2-3 баллов; вероятность совпадения ее с фоновой сейсмичностью невелика.

В настоящее время проблема инициирования землетрясений достаточно хорошо изучена. Установлено, что карьерные взрывы временно «успокаивают» местную сейсмичность, разрядка

тектонических напряжений осуществляется в основном микро-землетрясениями. В настоящее время сейсмология рассматривает проблему искусственного управления разрядкой тектонических напряжений и снижения сейсмической опасности именно с помощью техногенного воздействия.

При создании водохранилища для водоснабжения изменения местного сейсмического режима и провоцирования возникновения землетрясений в результате увеличения давления на дно не предвидится, в связи с незначительными параметрами водохранилища: площадь водного зеркала – 113 000 м², полная емкость – 530 000 м³.

1. Единые правила безопасности при взрывных работах (ПБ 13-407-01 ФГУП НТЦ по безопасности в промышленности Госгортехнадзора России, 2001).
2. Лебедев В.И. Паспорт Республиканской целевой программы: «Сейсмическая безопасность Республики Тыва». – Кызыл.
3. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. – Москва: Наука, 2004. – 780 с.
4. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // ИГ, 1992. №2. – С. 17-31.
5. Стром А.Л. Оценка амплитуд сейсмогенных подвижек по тектоническим нарушениям в основаниях сооружений // ГС, 1993. №3. – С. 13-17.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СОЗДАНИИ ЦИФРОВОЙ КАРТЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ РОССИИ

В.В. Васильев, Н.А. Мошиченко

ФГУП ВНИГРИуголь, г. Ростов-на-Дону, Россия, vsevlad@front.ru

ГИС – это информационная система, предназначенная для сбора, хранения, анализа и графической визуализации пространственных данных и связанной с ними информации о представленных объектах. Одной из задач использования ГИС-технологий является составление цифровой модели карты с последующим выводом ее на печатающее устройство в виде традиционной карты. Использование ГИС-технологий в решении сложных геологических задач обусловлено простотой систематизации имеющегося картографического и фактографического материала с возможностью оценки изученности исследуемой площади, интерактивного перехода по «горячей связи» между различными информационными слоями и картами, возможностью быстрого создания производных тематических карт на основе экспресс анализа данных и прогнозирования.

Карта размещения основных угольных месторождений Западного Забайкалья предназначена для отображения, обработки и предоставления информации о состоянии угольной сырьевой базы региона.

Источниками картографических и фактографических данных для составления карты послужили: отчеты по результатам геологоразведочных работ, выполненные за счет средств федерального и областного бюджетов, отчеты о научно-исследовательских и тематических работах по прогнозу угленосности, карты размещения и изученности отдельных угольных объектов и месторождений Республики Бурятия и Забайкальского края, карты перспектив угленосности и размещения площадей, рекомендуемых для проведения поисковых работ, созданные во ВНИГРИуголь, Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации по углю.

Источником цифровых графических данных явились информационные ресурсы ГБЦГИ (ГлавНИВЦ) - цифровые топоосновы России в целом и ее регионов масштабов 1:2 500 000, 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000.

Западное Забайкалье характеризуется отсутствием крупных угольных бассейнов. Все угленосные площади приурочены к локальным впадинам северо-восточного и широтного направления.

Наиболее разведанными являются южные и центральные экономически освоенные районы, тяготеющие к Транссибирской железнодорожной магистрали, в которых находятся более 84% общих ресурсов. Северная половина территории не имеет подготовленной угольной сырьевой базы.

Угли Западного Забайкалья бурые (1Б-3Б) нижнемелового и неогенового возраста и каменные (марок Д, ДГ, Г, ГЖ, КЖ) нижнемелового, ниже- и среднеюрского возраста.

С помощью ГИС-технологий создана трехуровневая информационная система, состоящая из управляющего ГИС-проекта, ГИС-проектов по субъектам Российской Федерации и ГИС-проектов по конкретным угольным месторождениям, включающая картографическую и фактографическую базу данных на каждом уровне (рис. 1). Переход между уровнями осуществляется с помощью интерактивных связей [1].

Основа карты размещения основных угольных месторождений Западного Забайкалья – это управляющий ГИС-проект, который ограничен контуром Сибирского федерального округа. С него осуществляется переход на следующий – второй уровень генерализации – уровень конкретного субъекта Федерации: Республики Бурятия или Забайкальского края. ГИС-проект по субъекту Федерации отображает векторное цифровое описание угольных объектов распределенного, нераспределенного фонда недр, объектов, с запасами, неучтенными Госбалансом и прогнозными ресурсами углей с выделением перспективных объектов по результатам их геолого-промышленной и геолого-экономической оценки.

Третий уровень представлен ГИС-проектами по конкретным месторождениям: Республики Бурятия (Ахаликское, Бодонское, Эрдем-Галгатайское, Гусиноозерское, Никольское, Окино-Ключевское, Сангинское и Загустайское); Забайкальского края (Харанорское, Иргенское, Красночикойское, Кутинское, Пограничное, Приозерное и Тасейское). Карты по угольным месторождениям включают в себя информационные слои топоосновы, геологического и структурно-тектонического строения, степени изученности и освоенности. На картах месторождений отображены добывающие предприятия и их основные характеристики.

Информационная система содержит базу атрибутивных данных о геологическом строении угольных месторождений, запасах распределенного и нераспределенного фондов недр, прогнозных ресурсах углей участков, месторождений, угленосных впадин, административных единиц (Республики Бурятия или Забайкальского края), марочном составе углей и т.д. Связь с базой данных осуществляется с помощью уникального кода объекта в фактографической базе данных. В атрибутивные таблицы присоединена информация для каждого угольного объекта из фактографической базы данных по состоянию на 01.01.2010 г.

Созданная картографическая модель карты размещения основных угольных объектов Западного Забайкалья является основой для создания различных тематических карт, позволяет оперативно получать информацию о геолого-промышленных характеристиках угольных объектов, определять сырьевой потенциал угольной промышленности региона, планировать постановку геологоразведочных работ на уголь и проводить мониторинг основных характеристик угольной сырьевой базы региона.

1. Бударина Т.В., Микерова В.Н., Мошиченко Н.А., Леонов С.С. ГИС-проект «Ресурсы углей России» и его содержательные аспекты // Сб. «Инновационные направления изучения, оценки и эффективного использования минерально-сырьевой базы твердых горючих ископаемых» (Тезисы докладов XII Всероссийского угольного совещания), Ростов-на-Дону, 2010. – С. 32-34.

ЧИСЛЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.И. Васильев, Е.В. Борхонова, М.К. Чернявский, Е.В. Васильева

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

Месторождение расположено в центральной части восточного побережья оз. Байкал, в юго-западном углу одной из древних озерных террас. С юго-запада на северо-восток рассматриваемый район ограничен хребтом Черная Грива. Разведка месторождения произведена в начале 1960-х годов при совместной работе Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии, Геологической конторой «Геоминвод» и Сибирской гидрогеологической каптажной партией [1]. Эксплуатационные запасы месторождения оценены по категориям А и В в количестве 1.31 тыс. м³/сут.

В геологическом строении района месторождения принимают участие кристаллические породы архейского возраста (усть-туркинская серия) и интрузивные образования позднего палеозоя [1].

Усть-туркинская серия представлена свитами: максимихинская (AR_{mk}), крестовая (AR_{kr}), катковская (AR_{kk}), черногивинская (AR_{cg}). Породы серии представляют собой глубоко метаморфизованные морские осадки – парагнейсы и кристаллические известняки. Архейские образования на участке месторождения сохранились в виде небольших ксенолитов в интрузивных породах позднего палеозоя, сложенных амфиболитами.

Интрузивные образования (PZ_3) представлены плагиогранитами, гнейсоплагиогранитами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, гранодиоритами, амфиболитами позднего палеозоя. На участке месторождения скважинами вскрыты также жильные тела, сложенные пегматитами предположительно мезозойского возраста.

К нижнечетвертичным отложениям (Q_I) отнесены песчаники. Эти образования, в большинстве своем разнородные, серые, темно-серые, полимиктовые, крепкие, местами трещиноватые, состоят исключительно из продуктов разрушения нижележащих пород. Следует отметить, что эти отложения отмечены только на участке месторождения и нигде более в районе работ не вскрывались. Цемент песчаников представлен десмином с примесью гидроокислов железа – вещества, связанные с деятельностью термальных источников. Не исключено, что песчаники являются продуктом цементации четвертичных песков более позднего возраста десмином термальных источников только в нижней части песчаного разреза.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III}) представлены аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными отложениями, сложенными преимущественно песками с редкими примесями гравия и гальки. Мощность отложений на участке разведки увеличивается в запад–северо-западном направлении от 2.5 до 14.4 м.

Современные отложения (Q_{IV}) сложены осадками различного генезиса: аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, эоловыми. Аллювиальные отложения, слагающие долины рек и ручьев, представлены галечно-гравийным, гравийно-песчаным, супесчаным и илистым материалом. В составе пролювиально-делювиальных отложений, приуроченных к предгорью хребта Черная Грива, присутствуют пески, супеси, дресва, щебень. Эоловые образования распространены вдоль побережья оз. Байкал и представлены разнородными песками – от среднечетвертичных до тонкозернистых.

В районе широко развиты разрывные нарушения. Главные разломы имеют северо-восточное простирание: это Налимовский взброс и сбросы в виде серии субпараллельных разломов, проходящие по северо-западному склону хребта Черная Грива. Разломы северо-западного простирания в рельефе выражены плохо и фиксируются лишь по тектонитам, иногда по приуроченности к ним небольших тел мезозойских интрузий.

Подземные воды района имеют как напорный, так и безнапорный характер. Безнапорным характером обладают преимущественно грунтовые воды, которые имеют повсеместное распространение и приурочены как к рыхлым отложениям, так и к зоне региональной трещиноватости интрузивных и метаморфических пород. Они образуют единую гидродинамическую систему и имеют общее направление движения потока к базису эрозии – озеру Байкал. Напорным характером обладают чаще всего воды зон разрывных нарушений. К локальным нарушениям приурочены, как правило, слабоминерализованные воды. Разломы глубинного заложения характеризуются наличием напорных вод повышенной температуры, минерализации, специфического химического и газового состава. Так, к крупному региональному разлому северо-восточного простирания в районе приурочен выход терм Горячинского источника (Налимовский сброс) [2].

Водоносный горизонт верхнечетвертичных озерных, озерно-болотных и аллювиальных отложений (IaQ_{III}) сложен песками с примесями гравия, гальки. Мощность отложений составляет 2.5 до 14.4 м. Водообильность отложений характеризуется дебитом до 0.3 л/сек при понижении 1.2–1.3 м. По химическому составу воды горизонта гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией 0.1–0.2 г/л. Питание водоносный горизонт получает за счет инфильтрации атмосферных осадков и разгрузки трещинных вод кровли коренных пород.

Водоносная зона трещиноватости интрузивных пород позднего палеозоя (PZ_3) сложена коренными породами, представленными гранодиоритами, амфиболитами и диоритами. Мощность

зоны трещиноватости по данным буровых работ составляет более 35 м. Глубина залегания уровня изменяется от 0.5 до 9.5 м. Воды безнапорные. Удельный дебит скважин составляет 0.9–0.02 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, при минерализации 0.3 г/л. Питание трещинных вод приурочено к возвышенным участкам рельефа, где созданы благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков.

Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений образуются за счет инфильтрации атмосферных вод на значительные глубины и их прогрева под влиянием геотермического градиента [6]. Температура терм на выходе составляет 52–53.8°C, дебит – 1200 м³/сут (суммарно из скв. 1/63 и источника при самоизливе). По химическому составу воды сульфатные натриевые при минерализации 0.64 г/л. Термам свойственна высокая щелочность (pH = 9.2) и высокое содержание кремнекислоты (0.078 г/л). Газовый состав – азотный.

В процессе разведки месторождения в 1964 г. геофизическими исследованиями (методом электроразведки), бурением скважин и гидрогеологическими работами в пределах очага разгрузки термальных вод была установлена зона тектонического нарушения. Нарушение типа сброса имеет субширотное направление с падением плоскости сместителя в северном направлении под углом 70°. Крутопадающий сброс, имеющий значительную амплитуду смещения и глубокое заложение, по мнению геологов, разведывавших месторождение, был заложен в мезозое. В это время, согласно истории геологического развития региона, господствовали тектонические движения, формирующие нарушения типа сбросов. В дальнейшем по этому сбросу произошло внедрение интрузий (жильных тел, сложенных пегматитом) и дальнейшие движения блоков по плоскости сброса. Усилившиеся тектонические движения в кайнозое подновили существующий разлом и тем самым создали благоприятные условия для выхода подземных вод, обладающих повышенной температурой (54°C).

В настоящее время в восточной части месторождения термальных вод был проведен комплекс геофизических работ [3], включавший измерения магнитного поля, поля электрического сопротивления и вызванной поляризации. Цель работ: выделить и проследить направление тектонического нарушения субширотного тектонического нарушения, с которым связано месторождение. По результатам работ были сделаны следующие выводы:

Положительным аномалиям магнитного поля соответствуют гранодиориты с характеристиками до 60500 нТл. Отрицательным аномалиям магнитного поля соответствуют плагиограниты с показателями до 59800 нТл;

Зона пониженного сопротивления в центральной части участка работ определена как зона тектонического нарушения – продолжение ранее выявленной зоны тектонического нарушения, с которой связано месторождение термальных вод;

Аномалия поляризуемости, выделяющаяся вдоль зоны пониженного сопротивления, может быть обусловлена разгрузкой термальных вод.

Итак, можно предположить, что зона тектонического нарушения, возраст которой датируется мезозоем, в результате тектонических процессов в кайнозое была рассечена субмеридиональным нарушением (в районе источника), и ее восточная часть была смещена вдоль плоскости сместителя (до 10–15 м) севернее. Этим можно объяснить то, что в процессе разведки месторождения скважинами восточнее источника не удалось вскрыть термальные воды. Поисковые работы могут быть продолжены с учетом возможного смещения термовыводящей зоны [3].

Численное физико-химическое моделирование формирования химического состава термальных вод Горячинского месторождения проводилось на базе известного программного комплекса «Селектор» [7, 8] методом проточного реактора с семью последовательными резервуарами (табл. 1). Модельные резервуары располагались субвертикально (снизу вверх) вдоль зоны разрывной деформации, своими характеристиками отвечая материнским породам. Глубина и параметры первого резервуара (3700 м, гранодиоритовая вмещающая среда) были установлены по современным гипотетическим данным об условиях дегидратации магматических пород в рифтовых областях [4] и по предполагаемой глубине развития зоны хрупких деформаций в данном регионе [5]. Проточный реактор усложнялся привнесом в приповерхностные резервуары (4–7) метеорного раствора справочного химического состава, глубина проникновения которого ограничивалась пегматитовым слоем.

Таблица 1

Параметры модельных резервуаров: Н – глубина, м; $\rho_{\text{кар}}$ – плотность каркаса породы, г/см³; N – пористость, об. %; W – водонасыщенность, масс. %; $\rho_{\text{общ}}$ – общая (средняя) плотность породы с учетом пор, г/см³; P – давление, бар; T – температура, °C.

№	Н	Вмещающая порода	$\rho_{\text{кар}}$	N	W	$\rho_{\text{общ}}$	P	T
7	0	Песок	2.6	35.00	17.16	2.04	1.00	54.00
6	10	Песчаник полимиктовый	2.7	20.00	8.47	2.36	2.36	56.00
5	20	– // –	2.5	12.00	5.17	2.32	4.68	58.00
4	50	Пегматитовая брекчия	2.5	10.00	4.26	2.35	11.73	60.00
3	95	– // –	2.5	8.00	3.36	2.38	22.44	62.00
2	135	Плагиигранитовая брекчия	2.5	6.00	2.49	2.41	32.08	64.00
1	3700	Гранодиорит	2.9	1.00	0.35	2.88	1059.16	125.00

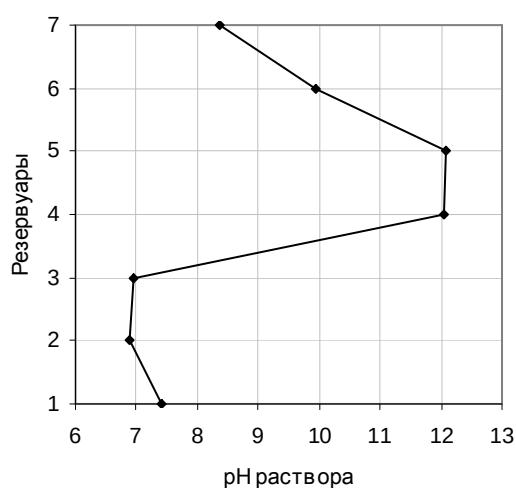


Рис. 1. Расчетное изменение pH фазы водного раствора модельного флюида по резервуарам.

Термодинамическое равновесие в резервуарах рассчитывалось методом минимизации изобарно-изотермического потенциала. Набор независимых компонентов модели (вектор *b*) отвечал стандартной системе Si–Al–Fe–Mn–Mg–Ca–Na–K–P–Li–S–C–N–H–O. Расчетный состав глубинных (~3700 м) термальных вод приведен в табл. 2.

Расчетное изменение кислотно-щелочного баланса фазы водного раствора флюида вдоль резервуаров последовательного проточного реактора приведено на диаграмме рис. 1.

Расчет модели для подъема единичной порции флюида по семи резервуарам показал возможность равновесного существования 138 зависимых компонентов фазы водного раствора, для каждого из которых были построены диаграммы изменения концентраций. Наиболее характерные из них приведены на рис. 2 (для соединений кремния, железа, марганца, магния, кальция и натрия) и на рис. 3 (для компонентов калия, лития, фосфора, углерода, серы и азота).

Вполне естественно, что и вмещающие породы резервуаров при инфильтрации флюида претерпевают гидротермальные изменения. В формате данного сообщения мы не можем привести подробного описания эволюции всех конденсированных фаз; поэтому ограничимся несколькими. Поведение минералов кремнезема характеризуется интенсивным растворением в первом резервуаре проточного реактора, практической неизменностью во втором и третьем резервуарах и пониженными (относительно свежей породы) содержаниями в резервуарах с четвертого по седьмой. Некоторое повышение концентрации вторичного кварца в пятом и шестом резервуарах возмещается понижением содержания калиевых полевых шпатов, слюд и солей серной и угольной кислоты. Очевидным является и инертность в резервуарах с третьего по шестой таких независимых компонентов, как магний и кальций. Марганец интенсивно растворяется в условиях первых трех резервуаров, далее его содержание во вмещающей среде практически не изменяется. В нижних резервуарах при высокой фугитивности кислорода наблюдается выщелачивание из вмещающей среды щелочных и щелочноземельных металлов и серы, что приводит к

преимущественно сульфатно-калиево-магниевому составу изливающихся термальных вод. Относительно небольшое повышение концентрации сероводорода на изливе источников не является продуктом взаимодействия ювенильных и вадозовых вод, как не раз упоминалось ранее, а появляется в результате постепенной и закономерной диссипации кислородосодержащих соединений из раствора в трещиновато-пористую вмещающую среду на глубинах 50–20 м (резервуары 4–5). Отдельного замечания заслуживает поведение азота. Моделирование показало, что в бальнеологических целях наиболее рациональной является подача его компонентов с глубин ~100 м (резервуары 2–3), где фиксируется его максимальное общее содержание.

Таблица 2

Расчетный состав исходного равновесного флюида (раствор + газ) при 125°C и ~1.06 кбар.

Компонент	Концентрация, мг/л
SiO ₂	100.18
HSiO ₃ ⁻	15.00
AlO ₂ ⁻	0.21
Na ⁺	2476.20
NaHSiO ₃	10.67
NaOH	0.12
NaSO ₄ ⁻	671.83
K ⁺	55.57
KSO ₄ ⁻	20.25
Ca(HCO ₃) ⁺	1.27
Ca ⁺²	43.78
CaCO ₃	5.61
CaSO ₄	68.13
MnO ₄ ⁻	1181.90
MnO ₄ ⁻²	1.09
Mg ⁺²	0.05
MgSO ₄	0.14
P ₂ O ₇ ⁻⁴	1.82
PO ₄ ⁻³	0.77
H ₂ P ₂ O ₇ ⁻²	0.91
H ₂ PO ₄ ⁻	356.52
HP ₂ O ₇ ⁻³	29.32
HPO ₄ ⁻²	2475.30
CO ₂	2.21
CO ₃ ⁻²	1.16
HCO ₃ ⁻	76.61
SO ₄ ⁻²	1785.80
NO ₃ ⁻	61.68
O ₂	12840.00
OH ⁻	1.43

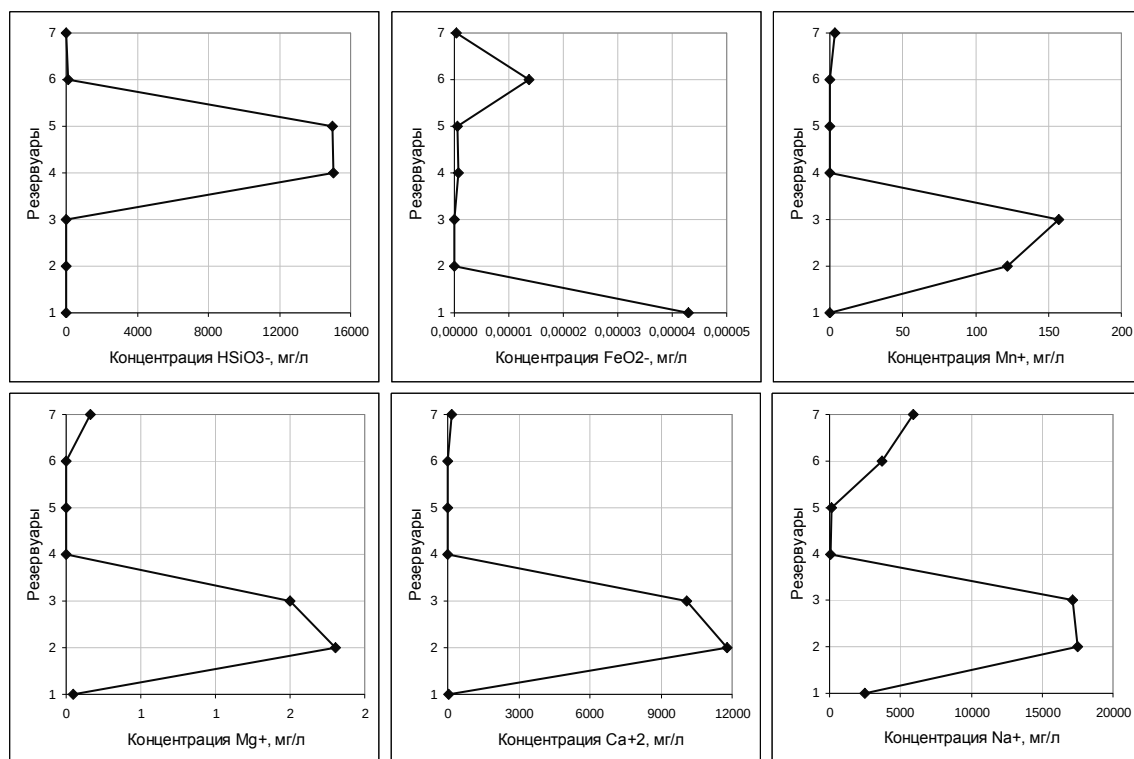


Рис. 2. Расчетное распределение основных компонентов Si, Fe, Mn, Mg, Ca и Na в фазе водного раствора модельного флюида по резервуарам.

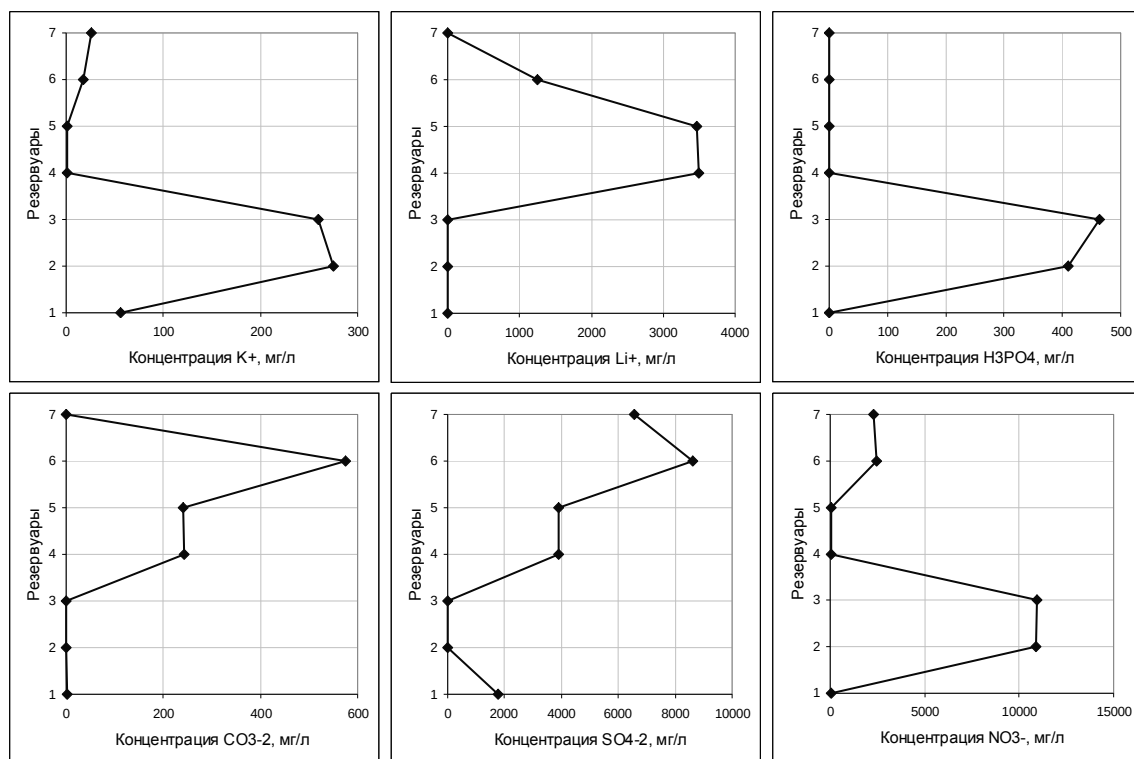


Рис. 3. Расчетное распределение основных компонентов K, Li, P, C, S и N в фазе водного раствора модельного флюида по резервуарам.

Практически идентичное соответствие расчетных материалов со статистически обработанными природными данными позволяет сделать выводы, во-первых, о корректности непосредственной модели формирования состава термальных вод месторождения; во-вторых, об

оправданности применения использованной методики моделирования подобных геохимических объектов; в-третьих, о возможности построения на данной физико-химической базе прогнозных моделей изменения состава термальных вод под воздействием любых подконтрольных факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-CO-08-006).

1. Аругюнянц Р.Р. Аругюнянц Р.Г. Сводный отчет о результатах гидрогеологических работ по разведке и каптажу термальных вод курорта Горячинск / Фонды Бурят. геол. упр., 1964.
2. Борисенко И.М., Базаров Д.Б. Гидрогеологические условия ЮВ побережья оз. Байкал между м. Бакланьим и заливом Баргузинским / Фонды Бурят. геол. упр., 1972.
3. Борхонова Е.В., Г.И. Чебаков, В.В. Толочко, Ц. А. Тубанов, Н.Е. Астахов, А.Д. Базаров, С. А. Даржаева, Будаев Р.Ц. Перспективы поиска подземных вод хозяйственно-питьевого назначения на участке планируемой застройки БНЦ пос. Горячинск / Фонды Бурят. геол. упр., 2010.
4. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, №3, 2009. – С. 15–30.
5. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. – С. 380–384.
6. Кочнева В.Г. Горячинское месторождение подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения курорта Горячинск Бурятской АССР / Фонды Бурят. геол. упр., 1991.
7. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Н.: Наука, 1981. – 247 с.
8. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. – Н.: ГЕО, 2010. – 287 с.

ПРОГНОЗ АНТРОПОГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.И. Васильев, Е.В. Васильева

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

Краткое географическое описание, стратиграфическая характеристика района и принципиальная физико-химическая модель формирования состава вод месторождения приведены выше в нашем докладе «Численная физико-химическая модель формирования термальных вод Горячинского месторождения».

В подготовленную модель были дополнительно введены независимые компоненты, традиционно считающиеся антропогенными. Таким образом, имеющийся вектор b был усложнен системой $Al-(C-H)-Pb-As-Sb-Bi-Se-Co$, которая учитывает как основной приток бытовых отходов пос. Горячинск (углеводороды, алюминий и т.д.), так и очень вероятные спутники «курортного» будущего этой весьма туристически востребованной зоны (тяжелые металлы и их инертные соединения).

Антропогенные компоненты включались в резервуары зоны привноса метеорных вод, т.е. на глубину просачивания до ~100 м. Данный параметр в условиях местного разрывного нарушения достаточно надежно обоснован инженерно-гидрогеологическими изысканиями [1] и теоретическими предпосылками по петрофизике и реологии литосферы региона [2, 3].

Численное физико-химическое моделирование антропогенного влияния на химический состав термальных вод Горячинского месторождения также проводилось на базе программного комплекса «Селектор» [4, 6] методом проточного реактора с принятыми ранее семью резервуарами. «Загрязнение» налагалось на расчетное равновесное состояние реактора с метеорной инфильтрацией в пять верхних резервуаров (глубины от 0–95 м). Модель рассчитывалась полным промыванием резервуаров до установки стационарного содержания зависимых компонентов.

При расчете модели были учтены 281 конденсированная фаза (базы данных ПК «Селектор» $b_Berman.DB$, $s_RobieHemingway.DB$, $s_sprons98.DB$), 376 компонентов водного раствора (база данных $a_sprons98.DB$) и 14 компонентов газовой фазы (база данных $g_sprons98.DB$). Были построены и соотнесены между собой диаграммы каждого компонента. Статистическая обработка

полученных результатов позволила определить степень вероятного «загрязнения» приповерхностной зоны месторождения.

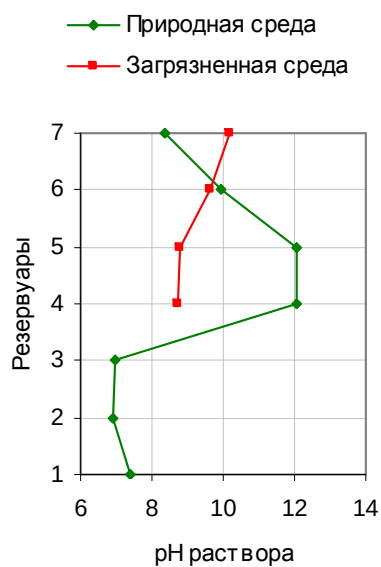


Рис. 1. Прогнозное изменение рН термальных вод при антропогенном загрязнении верхних модельных резервуаров (до глубины ~50 м).

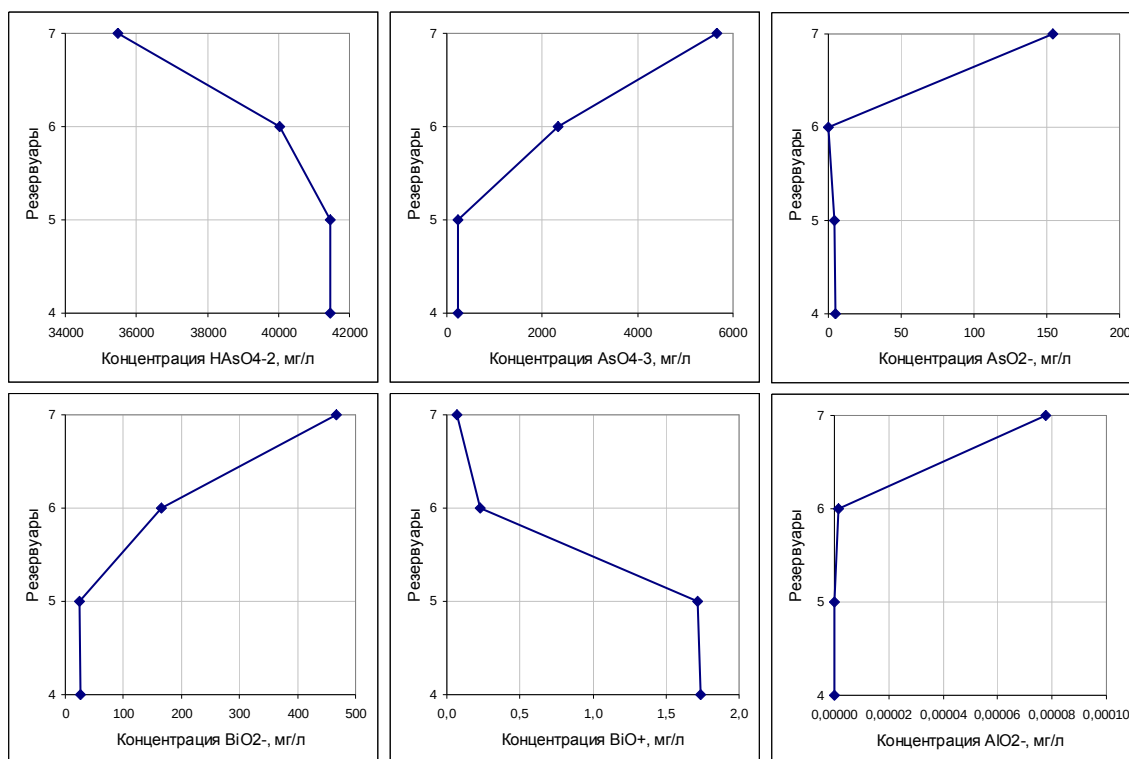


Рис. 2. Распределение растворенных соединений антропогенных компонентов-загрязнителей по резервуарам для As, Bi и Al.

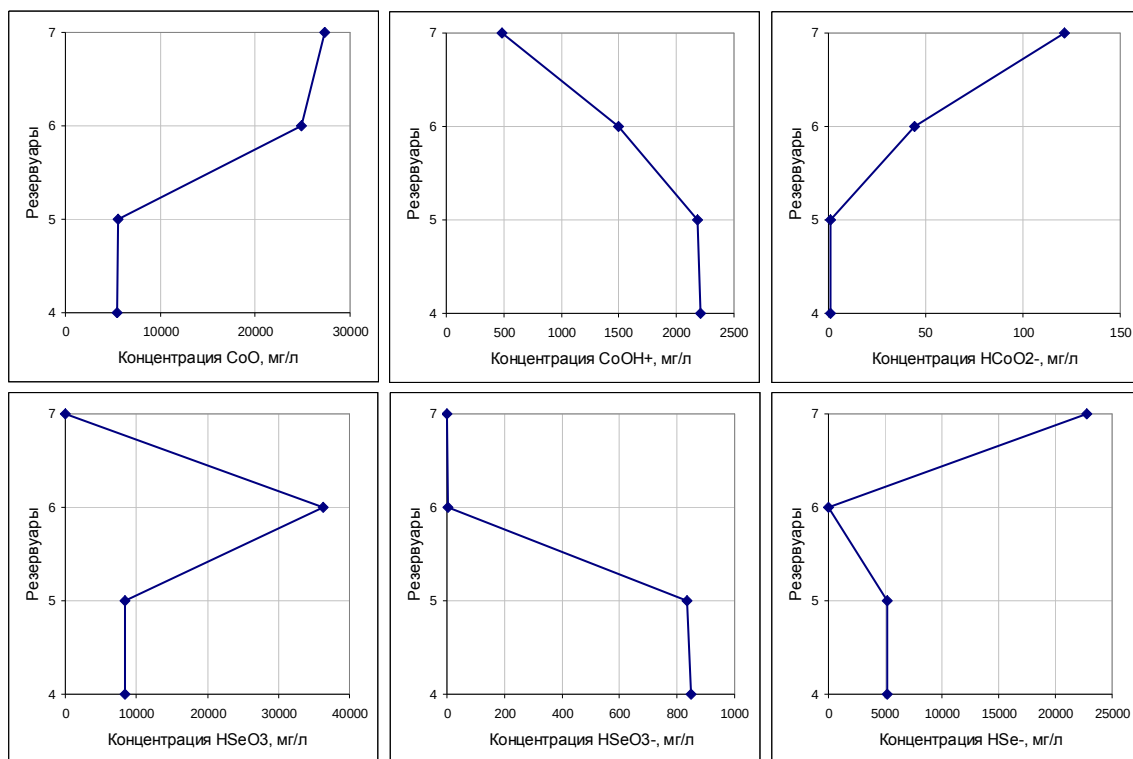


Рис. 3. Распределение растворенных соединений антропогенных компонентов-загрязнителей по резервуарам для Co и Se.

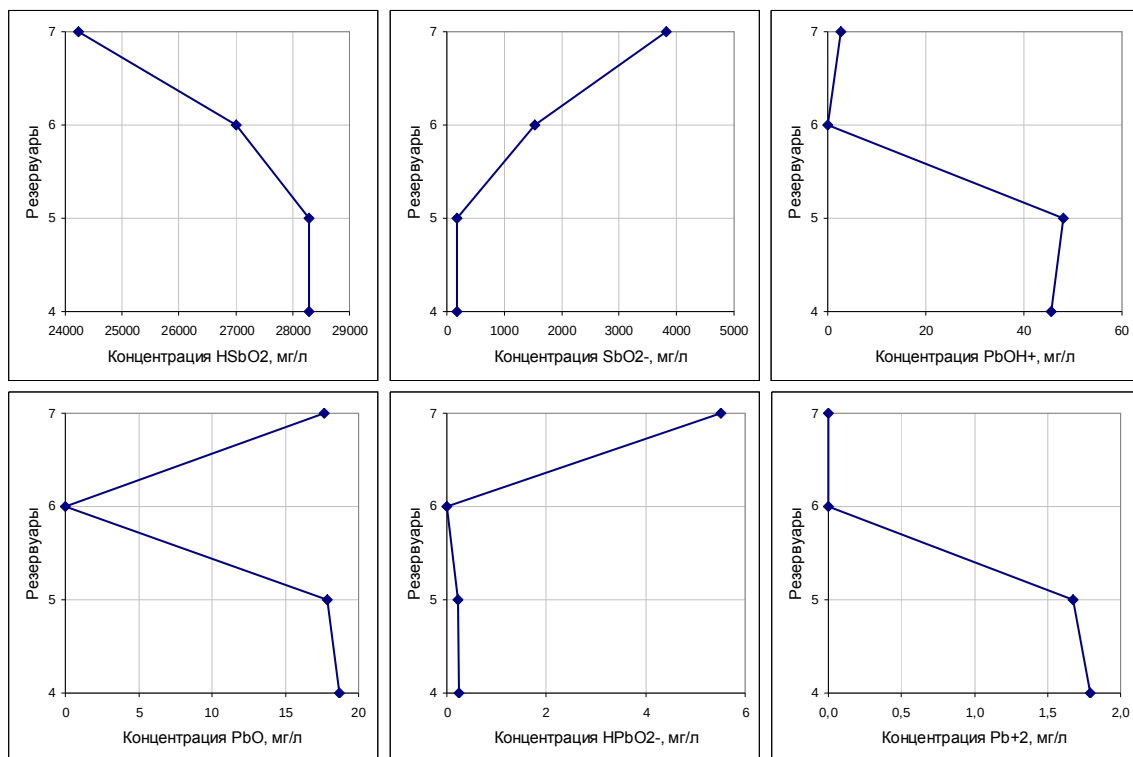


Рис. 4. Распределение растворенных соединений антропогенных компонентов-загрязнителей по резервуарам для Sb и Pb.

Обсуждая результаты моделирования, необходимо заметить, что в нашей работе представлен независимый и научно обоснованный способ анализа и прогноза [2]. В последние годы, по нашему убеждению, ощущается серьезная нехватка академических работ по количественной оценке прогнозного загрязнения «проблемных» зон региона; поэтому мы

надеемся, что наша работа восполнит данный недостаток и привлечет внимание как научной общественности, так и органов власти.

Полученные результаты позволяют оценить прогнозное изменение pH термальных вод Горячинского месторождения в верхних модельных резервуарах (рис. 1) и поведение компонентов-загрязнителей в фазе водного раствора.

Расчет модели установил формы переноса и отложения независимых компонентов-загрязнителей: мышьяка, висмута, алюминия (рис. 2); кобальта и селена (рис. 3); сурьмы и свинца (рис. 4).

Также очень важно отметить, что антропогенные независимые компоненты-загрязнители часто изоморфно замещают природные химические аналоги в кристаллической решетке многих минералов [5]. Некоторые варианты возможных концентраций загрязнителей приведены в табл. 1.

Таблица 1

Минералы – потенциальные концентраторы антропогенных загрязнителей (по Л.П. Рихванову)

Минерал	Химическая формула	Элементы загрязнителя, изоморфно фиксируемые в минералах
Породообразующие минералы		
Полевой шпат	$(\text{Na, K, Ca})(\text{Al, Si})_4\text{O}_8$	Ge, Rb, Sr, Ag, Cs, Ba, La...Eu, Tl
Нефелин	$(\text{Na, K, Ca})\text{AlSiO}_4$	Na, K, Rb, Cs, Ge
Содалит	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{Cl}$	Na, K, Rb, Cs(?), Ge, Br, I, Mo
Оливин	$(\text{Fe, Mg})_2\text{SiO}_4$	Fe, Co, Ni, Ge
Пироксен	$(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3$	Na, Al, Ti, Cr, Fe, Ni
Цеолиты	$(\text{Na, K, Ca})[(\text{Al, Si})_n\text{Om}]_k \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Co, Ni, Rb, Sr, Cs, Ba
Акцессорные минералы		
Перовскит	$(\text{Ce, Na, Ca})(\text{Ti, Nb})\text{O}_4$	Sr, Y, Zr, Ba, La...Dy, Th, U
Апатит	$(\text{Ca, REE})_5(\text{PO}_4)_3(\text{F, OH})$	Y, La...Dy, I(?)
Монацит	$(\text{Ca, REE})\text{PO}_4$	Y, La...Dy, Th
Сфен	$(\text{Ca, REE})\text{TiSiO}_5$	Mn, Fe, Co(?), Ni, Sr, Y, Zr, Ba, La...Dy
Цирконолит	$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$	Sr, Y, Zr, La...Dy, Th, U
Циркон	ZrSiO_4	Y, La...Dy, Zr, Th, U

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-CO-08-006).

1. Борхонова Е.В., Г.И. Чебаков, В.В. Толочко, Ц. А. Тубанов, Н.Е.Астахов, А.Д. Базаров, С. А. Даржаева, Будаев Р.Ц. Перспективы поиска подземных вод хозяйственно-питьевого назначения на участке планируемой застройки БНЦ пос. Горячинск / Фонды Бурят. геол. упр., 2010.
2. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, №3, 2009. – С. 15–30.
3. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. – С. 380–384.
4. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Н.: Наука, 1981. – 247 с.
5. Рихванов, Л.П. Общие и региональные проблемы радиоэкологии. – Томск.: Издательство Томского политехнического университета, 1997. – 384 с.
6. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. – Н.: ГЕО, 2010. – 287 с.

**ВОЗМОЖНОСТЬ УЧАСТИЯ МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА
В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОТЕРМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО И ЧИСЛЕННОГО
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Е.В. Васильева, Н.С. Жатнуев, В.И. Васильев, Г.Д. Санжиев

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

В последнее время в доступной научной литературе появились публикации на тему возможного участия мантийного флюида в формировании химического состава гидротерм Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [1, 4]. В связи с этим авторами были предприняты исследования по экспериментальной проверке данной, достаточно спорной гипотезы. Экспериментальные работы проводились на основе широко известного и многократно протестированного метода поляризационно-оптического исследования на оптически активных средах [7].

При разработке авторски модернизированной методики эксперимента на оптически активных средах в проходящем поляризованном свете решались следующие задачи: подбор модельной среды (желатиновые студни); подбор модельного флюида (эфир и спирты); определение способа получения напряжения среды; определение способа формирования полости в модельной среде; учет условий подобия; определение конфигурации частей модельной установки; подбор источника света; выбор способа фиксации изображений экспериментов; создание средства анализа изображений. Проведение нескольких десятков экспериментов [2] показало успешность решения этих задач и хорошую работоспособность авторской методики.

Механизм транспорта глубинного вещества от границ ядра в земную кору был обоснован Н.С. Жатнуевым [3] для условий твердых пластичных сред, которым соответствует практически вся мантийная толща [5, 9].

Проведенные эксперименты надежно обосновали данный механизм самостоятельного поступательного движения флюидонаполненных трещин способом гидроразрыва твердой пластичной среды и позволили выявить некоторые статистические закономерности перемещения трещин. Так, экспериментально зафиксировано, что избыточное давление флюида в голове трещины прямо пропорционально отношению плотностей вмещающих пород к плотности заполняющего трещину флюида и прямо пропорционально вертикальной проекции размера трещины. Этап прорыва флюидонаполненной трещины между разными реологическими слоями показан на рис. 1.

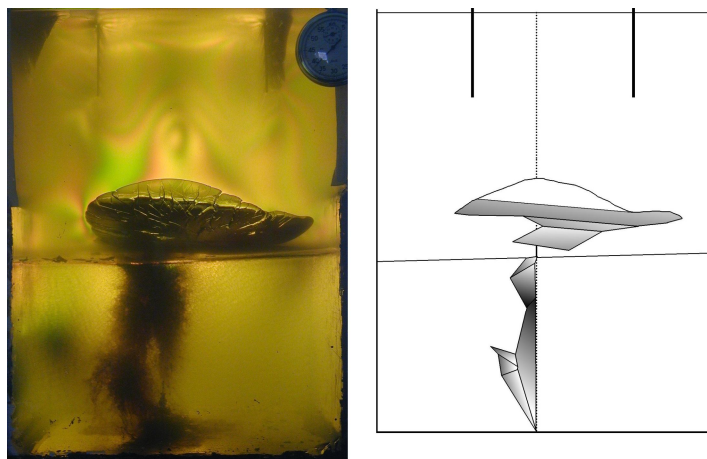


Рис. 1. Фотоиллюстрация эксперимента, показывающая прорыв флюидонаполненной трещины через реологическую границу двух сред модельного материала (слева); графическая интерпретация изображения (справа).

Возможность участия глубинных компонентов в формировании химического состава гидротерм БРЗ проверялась путем физико-химического моделирования на базе известного программного комплекса «Селектор» [6, 8]. При моделировании применялся метод

последовательного проточного реактора с девятью резервуарами, равномерно охватывающими глубину транспорта флюида. Термодинамические равновесия в резервуарах рассчитывались между конденсированными фазами, фазой водного раствора и газовой фазой методом минимизации изобарно-изотермического потенциала.

Результаты модельных расчетов показали, что по поведению компонентов флюида (раствор + газ) их можно разделить на две группы. Первая группа (рис. 2) характеризуется поведением, присущим литофильным элементам (кремний и щелочные металлы). Вторая группа (рис. 3) более сложна в интерпретации. Количественные изменения содержания ее компонентов не превышают 2 масс. %, но качественно весьма отличаются друг от друга. Концентрация алюминия, кальция и серы последовательно уменьшается на всем протяжении тренда подъема флюида. Железо и, отчасти, магний характеризуются значительным повышением концентрации в нижней коре и уменьшением – к поверхности. Концентрация ионов водорода резко повышается в нижних этажах литосферы, а к поверхности уменьшается до 20 масс. % своего исходного содержания. Кислород стабильно поддерживает свое содержание на уровне не менее 80–60 масс. % от исходного.

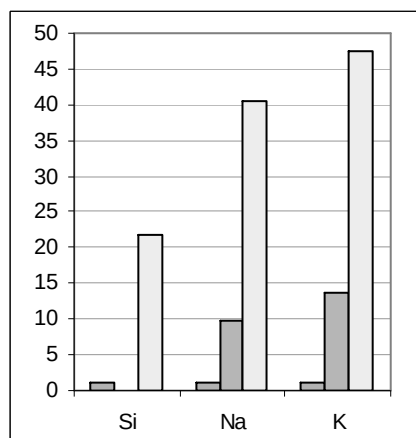


Рис. 2. Поведение первой модельной группы независимых компонентов на протяжении тренда подъема флюида. Для каждого компонента левый столбец – исходная концентрация в глубинном флюиде, средний – концентрация на уровне нижней коры; правый – приповерхностная концентрация во флюиде.

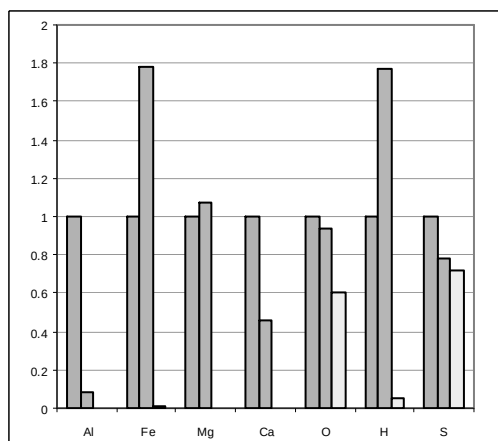


Рис. 3. Поведение второй модельной группы независимых компонентов на протяжении тренда подъема флюида. Для каждого компонента левый столбец – исходная концентрация в глубинном флюиде, средний – концентрация на уровне нижней коры; правый – приповерхностная концентрация во флюиде.

Таким образом, транспорт некоторых независимых компонентов (железа, магния, кальция, в меньшей степени серы) авторы считают доказанным. Сложнее обстоит дело с кислородом и водородом, поведение которых (в рамках приведенной модели) заслуживает более подробной интерпретации, выходящей за формат данного сообщения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-CO-08-006).

1. Диденков Ю.Н., Бычинский В.А., Ломоносов И.С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // Геология и геофизика, 2006, Т. 47, № 10. – С. 1114–1118.
2. Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Миграция флюидозаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Выпуск 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. – С. 54–56.
3. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. – С. 380–384.
4. Зубков, В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C–H–N–O–S в РТ-условиях верхней мантии // Геохимия, 2001, Т. 39, № 2. – С. 131–145.
5. Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник ИГГ УФ АН СССР. – Свердловск, 1970. – С. 212–233.
6. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Н.: Наука, 1981. – 247 с.
7. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низко модульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. – Москва: Изд-во АН СССР, 1963. – 196 с.
8. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. – Н.: ГЕО, 2010. – 287 с.
9. Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth-Science Reviews, 2003. N. 63. – P. 169–247.

МЕТОДИКА СЦИНТИЛЛЯЦИОННОГО АТОМНО-ЭМИССИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ AU, AG В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СРЕДАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОТОДИОДНЫХ ЛИНЕЕК С ВЫСОКИМ ВРЕМЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова, [А.Е. Бусько](#)

*Учреждение Российской академии наук Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
Иркутск, Россия, shev@igc.irk.ru*

Один из вариантов атомно-эмиссионной спектроскопии – сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ – был разработан более 40 лет назад иркутскими спектроскопистами под руководством Я.Д. Райхбаума [3] и до сих пор широко применяется при поисковых геологоразведочных работах [2].

Дисперсная геологическая проба состоит из порошка, частицы которого представлены минералами и самородными элементами. При непрерывном введении порошка в дуговой разряд каждая частица при пролёте через плазму нагревается и испаряется. Наблюдаемая вспышка (аналитический сигнал) регистрируется как импульс интенсивности на длине волны спектральной линии элемента, из которого состоит частица, в течение некоторого интервала времени. При интегральных способах время накопления сигнала измеряется 10-100 секундами и более, а длительность вспышек составляет 10⁻⁴ – 10⁻³ секунды, и предел обнаружения может снижаться в 100-1000 раз [3]. Регистрация отдельных импульсов излучения приводит к увеличению отношения сигнал/шум и обеспечивает значительное улучшение пределов обнаружения элементов, присутствующих в самородной форме или в виде рудных минералов. Это позволяет определять содержания благородных металлов (БМ – золота, серебра и элементов платиновой группы) непосредственно в порошках разнообразных пород и руд. По количеству, амплитуде и форме импульсов (аналитических сигналов), зарегистрированных на длинах волн линий элементов, из которых состоят частицы дисперсной пробы, определяют валовые содержания БМ, оценивают крупность их частиц размером более 2 мкм.

В целях совершенствования сцинтилляционного анализа разработано современное оборудование на основе многоканального анализатора эмиссионных спектров (МАЭС) на фотодиодных линейках. Для введения порошковых проб в дуговой разряд и возбуждения излучения применяется установка "Поток" с электродуговым генератором "Шаровая молния". В

качестве полихроматора используется спектрограф СТЭ-1 с трёхлинзовой системой освещения. Регистрирующей системой является расположенный в кассетной части анализатор МАЭС, который включает четыре высокочувствительные фотодиодные линейки с временным разрешением (базовой экспозицией) 1 мс и более. Специальная коммутационная плата служит для одновременного считывания четырёх участков спектрального диапазона. Каждая линейка регистрирует спектральный диапазон, в котором находятся аналитические линии БМ (рис. 1).

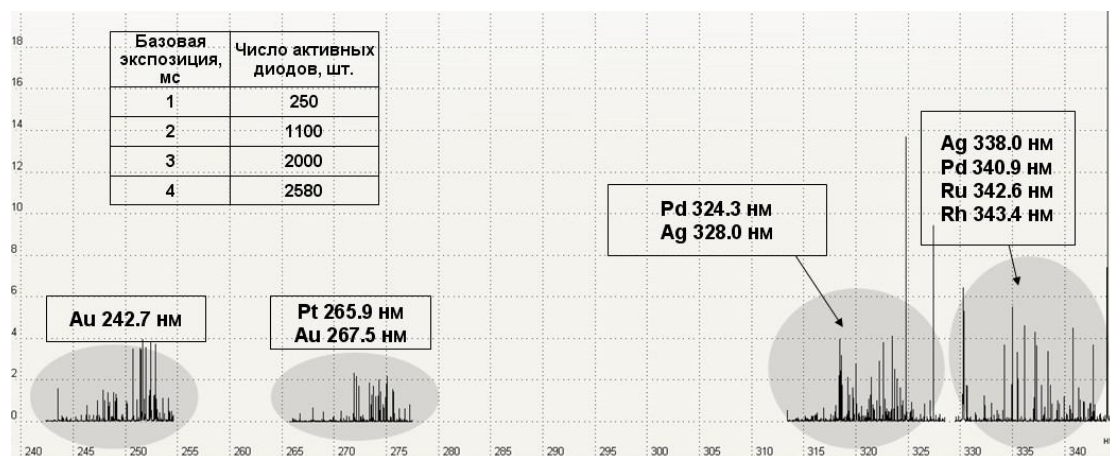


Рис. 1. Спектральные диапазоны, регистрируемые фотодиодными линейками

Спектры регистрируются и обрабатываются в программе АТОМ 3.2. Особенностью многоканальной регистрации спектра фотодиодными линейками является возможность индивидуального учёта фона для каждой аналитической линии. В программном окне "Сцинтилляция" необходимо задавать нулевой порог (Pr_0) – интенсивность фона для исключения в используемом диапазоне спектра ложных шумов, которые можно принять за вспышки отдельных частиц. Условия получения и регистрации спектров приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Условия регистрации и получения сцинтилляционных спектров

Режим работы генератора "Шаровая молния" и установки "Поток"					Режим работы высокоскоростной МАЭС, устанавливаемые в программе АТОМ 3.2		
Обжиг электродов		Получение спектра	Навеска		Базовая экспозиция, мс	Полное время регистрации спектров, с	Количество спектров
Сила тока, А	Время, с	Непрерывный однополярный переменный ток ± 22 А по 3,5 сек	Масса, мг	Скорость подачи, мг/с			
30	2,5		150	10	4	14	3500

Для каждой частицы как индивидуальный импульс записывается кривая испарения-возбуждения (кривая выгорания) на заданной длине волны Au, Ag и других элементов (рис. 2). С учетом индивидуального фона вычисляется интенсивность и длительность сигнала каждой частицы. В зарегистрированных в течение 14 секунд последовательностях спектров после вычитания интенсивности нулевого порога проводится подсчёт импульсов, полученных от всех частиц, содержащих аналит (рис.3). На этих же длинах волн аналитов рассчитываются с учетом индивидуального фона интенсивность аналитического сигнала от всех частиц за полное время интегрирования. Для определения величины нулевого порога для каждой линии определяемого элемента были использованы спектры стандартных образцов, в которых установлено содержание аналита ниже его кларковых значений. По спектрам стандартных образцов с известным распределением и размером частиц экспериментальным данным была рассчитана зависимость интенсивность импульса от размера частиц и значения интенсивности импульсов (верхние пороги), соответствующие диаметрам сферических частиц золота и серебра в интервалах 2-6; 6-10; 10-16; 16-22 и более 22 мкм [4].

На рисунке 4 показаны примеры градуировочных зависимостей (ГЗ) для определения валовых содержаний Au и Ag, построенных по стандартным образцам и пробам, проанализированным пробирным методом. Угол наклона градуировочной зависимости для линии золота 267,595 нм в диапазоне содержаний от 0,004 до 10 г/т составил 45,3 градуса, для линии серебра Ag 328,068 нм в диапазоне содержаний 0,027-34 г/т – 43,2°. Наклон градуировок близок к 45°, что является оптимальным согласно теории атомно-эмиссионного спектрального анализа.



Рис. 2. Кривая испарения возбуждения (кривая выгорания) частиц за некоторый промежуток времени. Способ расчета интенсивности

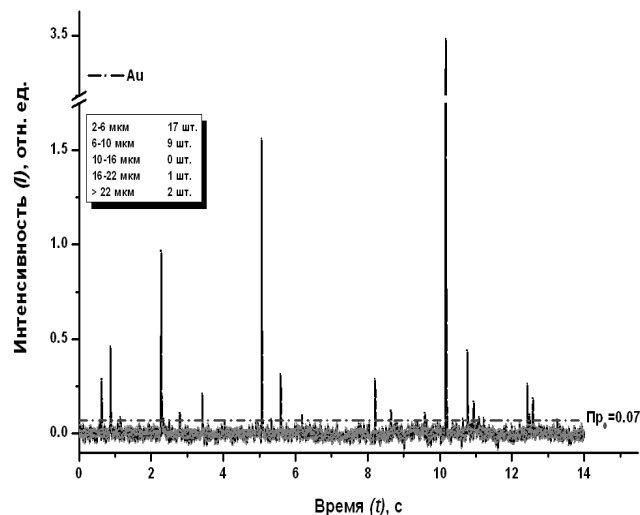


Рис. 3. Результаты счета Au-частиц на длине волны 267,595 нм в последовательности спектров СО СЗХ-4 с использованием рассчитанных значений нулевого и верхних порогов интенсивности импульсов

Среднеквадратичное отклонение (СКО) градуировок для Au и Ag равно соответственно 0,16 и 0,083 и указывает на узкие доверительные интервалы, которые соответствуют уровню количественных измерений в случае выполнения анализа из представительных навесок. ГЗ для золота (0,004-24,8 г/т) и серебра (0,027- 34 г/т) линейны в диапазонах более трех порядков содержания.

Повторяемость (сходимость и воспроизводимость) результатов определения валовых содержаний рассчитана по результатам неоднократного анализа зашифрованных стандартных образцов и составила 20-80 отн. % для золота и 8-45 отн. % для серебра. Правильность определения золота и серебра оценивали сравнением результатов сцинтилляционного анализа: (1) с аттестованными значениями в СО (рис. 5а); (2) с результатами экстракционно-атомно-абсорбционного определения Au в пробах черных сланцев Колымы (месторождения Дегдекан, Светлое, Наталка) и в пробах, отобранных в Забайкалье (Читкандинская, Албазинская, Иннырская, Икобийская и Аянская свиты); (3) с результатами пробирного анализа золоторудных месторождений Дальнего Востока (рис. 5б).

Рисунок 5а демонстрирует удовлетворительную корреляцию результатов, полученных по разработанной методике, с аттестованными содержаниями золота и серебра в СО, коэффициенты корреляции равны 0,97 и 0,87 соответственно. Однако наблюдаются некоторое занижение результатов определения серебра на верхней границе (более 10 г/т Ag) и завышение результатов определения золота вблизи предела обнаружения (0,004-0,1 г/т Au) по сравнению с пробирным анализом.

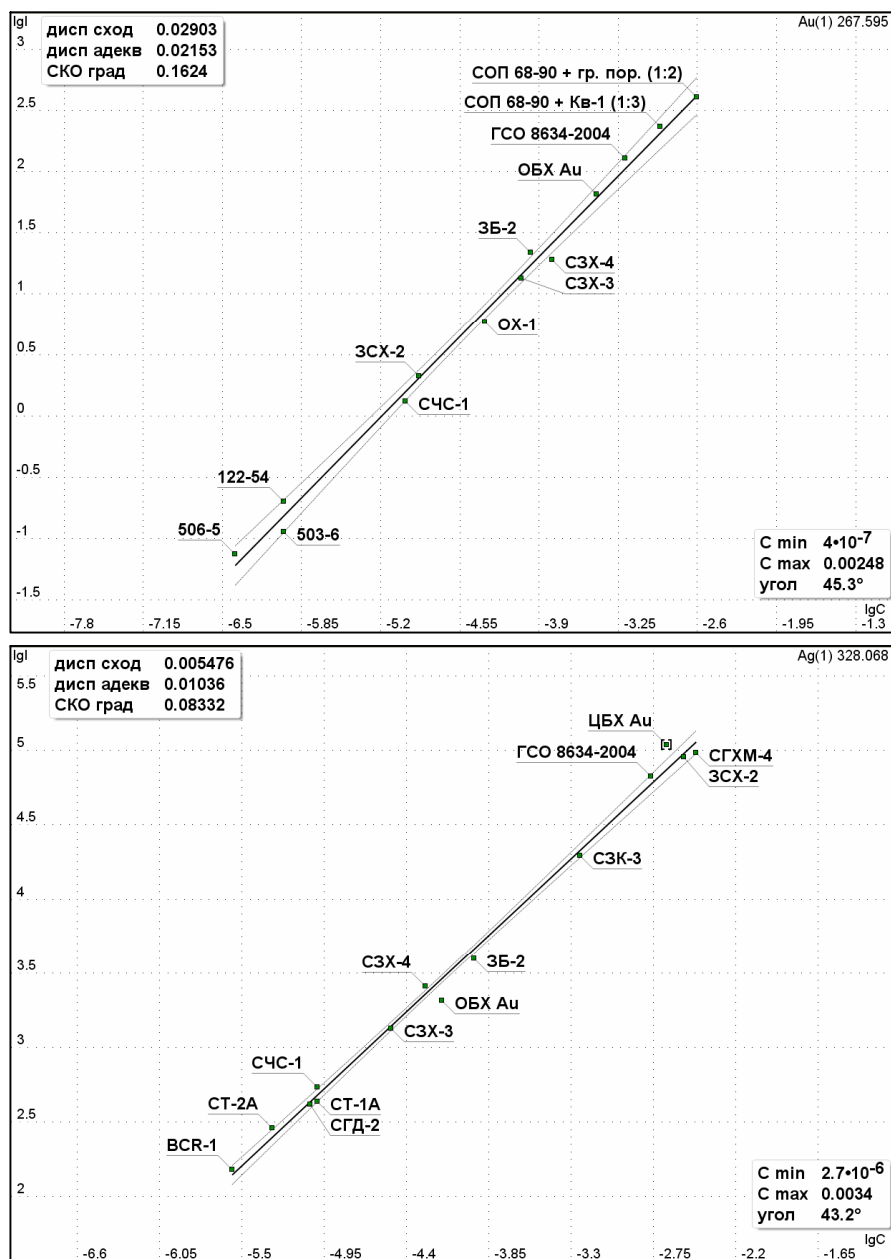


Рис. 4. Градуировочные зависимости для золота и серебра

Кроме того, в разработанной методике сцинтилляционного анализа выполняется расчёт распределения по диаметрам Au и Ag частиц. Для всех градуировочных СО установлены такие распределения для частиц Au и Ag [4, 1]. Повторяемость оценки распределения приближается к погрешности аттестации валовых содержаний при $Au \geq 0,5$ г/т и $Ag \geq 0,1$ г/т.

Оценка метрологических характеристик разработанной методики с использованием нового спектрального оборудования показывает, что результаты сцинтилляционного анализа (определение валовых содержаний и оценка распределения частиц по размерам) остаются полуколичественными, но по точности превосходят квантометрические определения [2].

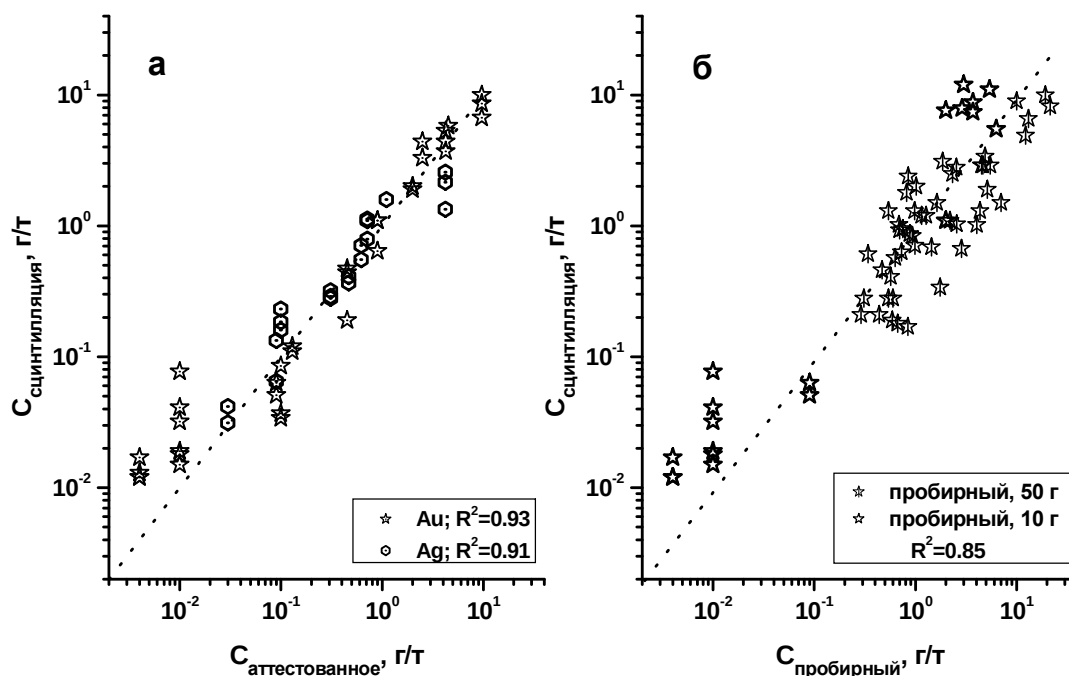


Рис. 5. Сравнение результатов сцинтилляционных определений: а – золота и серебра в СО с аттестованными значениями; б – золота в пробах золоторудных месторождений Дальнего Востока с результатами пробирного анализа.

1. Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Методика определения содержания золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2010. Т.14. №4. – С. 201-213.
2. Прокопчук С.И. Сцинтилляционный спектральный анализ в геологии. – Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1994. – 64 с.
3. Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. – М.: Наука, 1980. – 159 с.
4. Шабанова Е.В., Васильева И.Е., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Оценка размера частиц золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2010. Т.14. № 4. – С. 186-200.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛОТЫХ И СЕРЕБРЯНЫХ ЧАСТИЦ В СТАНДАРТНЫХ ОБРАЗЦАХ ПОРОД И РУД

И.Е. Васильева, Е.В. Шабанова, А.Е. Бусько

Учреждение Российской академии наук

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

В настоящее время установлено, что не только состав, но и размерность фаз или форм присутствия элементов в пробе определяет направление и особенности массопереноса благородных металлов (БМ) в природных и техногенных процессах.

Сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ порошковых проб является методом прямого (in situ) определения фаз, в состав которых входят БМ без их предварительного выделения из образца, позволяет оценить размеры и распределение микродисперсных частиц золота, серебра и платиновых металлов и их фаз в трудноискриваемых горных породах и рудах сложного состава [1-3]. Поэтому сцинтилляционный АЭА является перспективным методом для определения так называемого «невидимого» или «упорного» золота. Как в природных условиях, так и в синтезе частицы золота и других БМ имеют различные формы и размеры. Наиболее часто встречаются сфероиды, пластины, стержни (трубки и спирали) и их сростки, размеры и состав которых доступны для измерения сцинтилляционным методом [1]. В настоящее время описано

множество аналогичных находок в природных образцах, но в исследованных пробах ни общее количество, ни доля частиц золота определённой формы в большинстве случаев не определены. Сцинтилляционный анализ позволяет хотя бы приближённо оценить количество частиц определённого размера, а, возможно, и формы. Экспрессность и высокая производительность сцинтилляционного анализа обеспечивают эффективное его применение при геохимических поисках благороднометаллических месторождений и при разбраковке проб перед выполнением количественных определений БМ.

В сцинтилляционном атомно-эмиссионном анализе (АЭА) при непрерывном введении порошка в дуговой разряд каждая частица при пролёте через плазму нагревается и испаряется. Наблюдаемая вспышка (аналитический сигнал) регистрируется как импульс интенсивности на длине волны спектральной линии элемента, из которого состоит частица, в течение некоторого интервала времени. По величине и форме аналитических сигналов даётся оценка диаметра и распределения по размерам присутствующих в дисперсной пробе частиц БМ и определяется валовое содержание каждого металла. Корреляция импульсов нескольких элементов во времени для одной частицы даёт информацию о макросоставе и соотношении элементов в этой частице, например о пробности золота.

В программном обеспечении АТОМ существует возможность подсчёта количества импульсов от золотых и серебряных частиц на заданных длинах волн. Эта информация используется для представления распределений частиц золота и частиц серебра по крупности.

Суммарное количество зарегистрированных импульсов принимается за 100 % и рассчитываются процентные доли частиц для каждого класса крупности. Предположения, на которых основана модель сцинтилляционного анализа, о том, что все частицы золота или серебра сферические, высвечиваются в плазме только один раз и одновременно, в реальных условиях полностью не выполнимы.

Поэтому точность оценки размеров в значительной степени зависит от соответствия установленных распределений частиц по классам крупности в градуировочных образцах, для которых такие данные опубликованы или аттестованы.

На рисунках 1 и 2 представлены распределения (в %) по размерам частиц Ag и Au для образцов с разным валовым содержанием, полученные по результатам разработанной методики сцинтилляционного АЭА. Из рисунков следует, что в стандартных образцах с низким валовым содержанием аналитов преобладают в основном частицы диаметром до 6 мкм. С увеличением валового содержания обычно количество мелких частиц увеличивается, а также появляются более крупные частицы, и даже возможно их преобладание в рудных образцах НР-4, СЗК-3 и ГСО 8634-2004. Для различных СО с близкими или одинаковыми значениями валового содержания распределения частиц по размерам отличаются, следовательно, сцинтилляционная методика позволяет зарегистрировать различия и для проб.

На рисунке 3 представлены зависимости зарегистрированного количества частиц в 300 мг образца от валового содержания аналитов. Количество частиц золота растёт с увеличением валового содержания, для частиц серебра этот эффект мы не наблюдаем.

Модель сцинтилляционного анализа основана на пуассоновском распределении частиц и предполагает, что каждая частица в плазме разряда даёт одну вспышку, импульсы не зависят друг от друга, и вероятность одновременно появления нескольких вспышек пренебрежимо мала. Все вычисления также основаны на предположении, что частицы имеют сферическую форму и полностью испаряются при прохождении через плазму, высвечиваясь только один раз. Но эти условия выполняются далеко не всегда, поэтому модель сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа требует дальнейшего уточнения и развития. Для этого требуется изучение поведения частиц золота различной формы в плазме дугового разряда при более высоком временном разрешении, например, 1 мс.

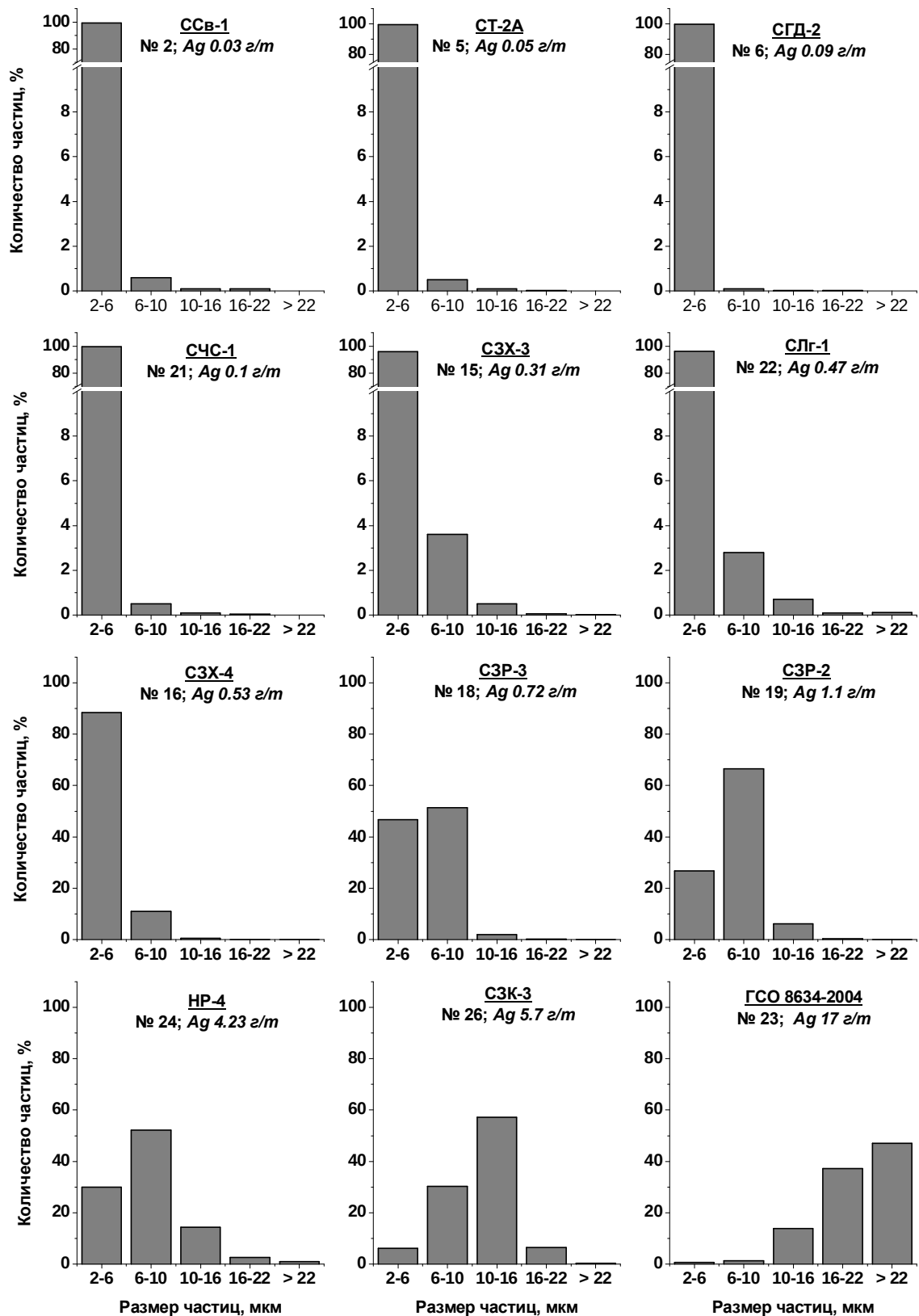


Рис. 1. Распределение частиц серебра по крупности в стандартных образцах с разным валовым содержанием.

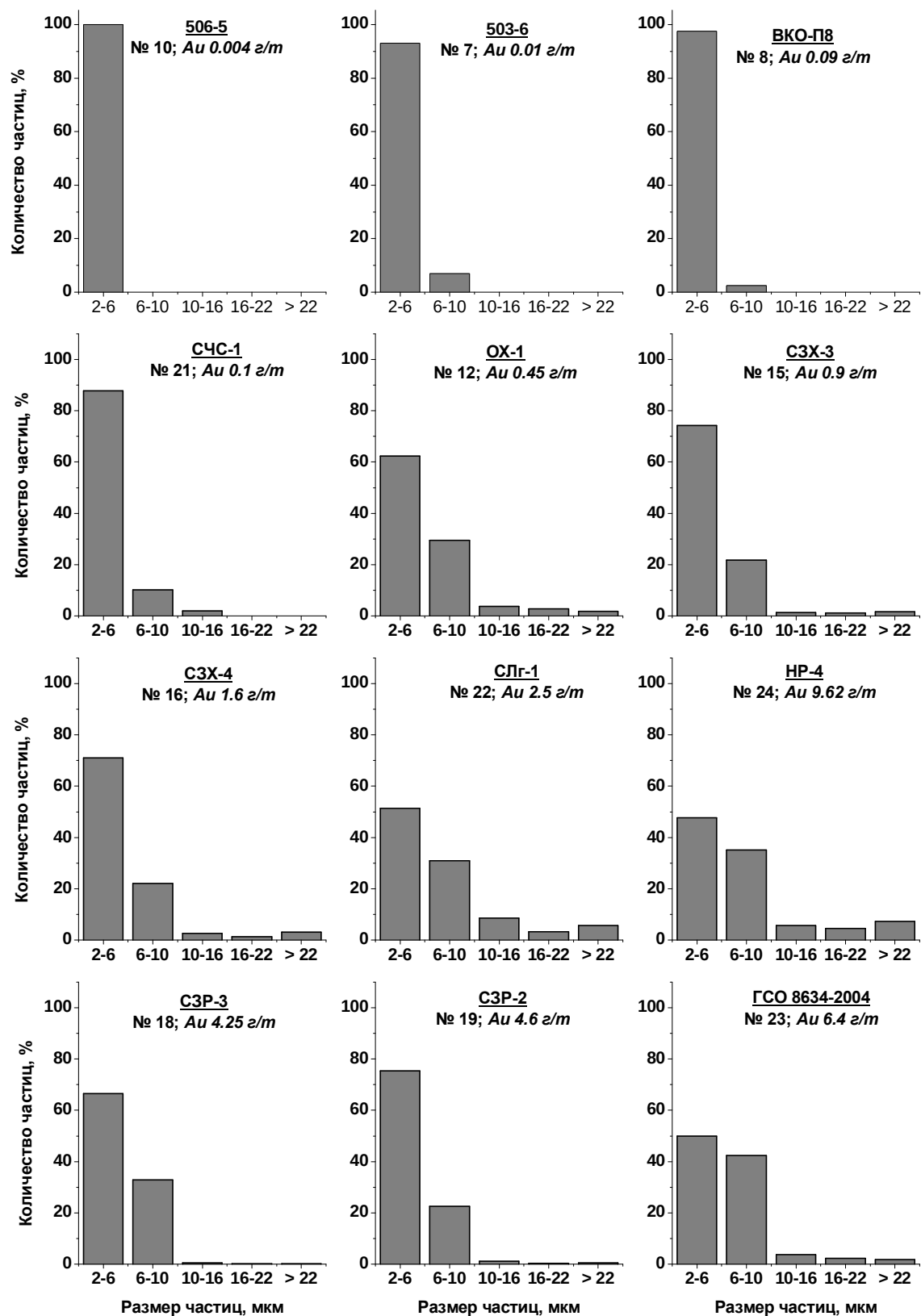


Рис. 2. Распределение частиц золота по крупности в стандартных образцах с разным валовым содержанием.

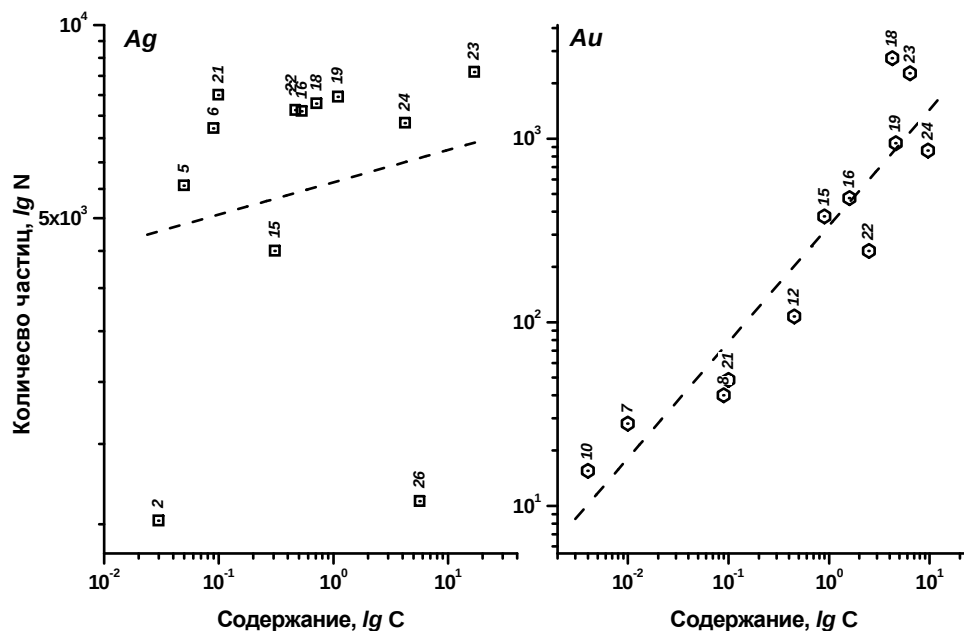


Рис. 3. Зависимость общего количества зарегистрированных частиц (шт.) от валового содержания (г/т) аналита. Числами обозначены соответствующие образцы и пробы из рисунков 1 и 2.

Существенным препятствием для улучшения модели является отсутствие необходимых для градуировки сцинтилляционной методики наборов образцов с синтетическими или природными частицами БМ, для которых надёжно установлены распределения частиц по размерам, форме, составу и валовому содержанию аналитов. Широкое внедрение сцинтилляционного метода в практику геологоразведочных работ должно предусматривать создание комплекта образцов с различными содержаниям благородных металлов. В этих образцах размеры, формы и состав синтетических и природных частиц БМ, а также их распределение по крупности должны быть надёжно установлены с привлечением уникальных дорогостоящих методов.

1. Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Методика определения содержания золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2010. Т.14. №4. – С. 201-213.
2. Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. – М.: Наука, 1980. – 159 с.
3. Шабанова Е.В., Васильева И.Е., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Оценка размера частиц золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2010. Т.14. № 4. – С. 186-200.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ХОРИНГОЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Б.Л. Гармаев

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

Рудопроявления располагается в западной части Боксон-Гарганской металлогенической зоны, в пределах Тисса-Сархойского золоторудного узла, в низовье одноименной реки [1].

Геологическое строение рудопроявления относительно простое, основная часть его сложена плагиогранитами хорингольского субвулканического комплекса (C_1) и вулканогенными породами сархойской серии (R_3), в меньшей степени крупнозернистыми биотитовыми гранитами и габбро урикского комплекса (PR_3). В северо-восточной части площади развиты кристаллические сланцы билинской свиты (PR_2) и неоген-четвертичные оливиновые базальты. Рудные тела на

рудопроявлении представлены кварцевыми жилами и зонами кварцевого прожилкования, локализованными в плагиогранитах хорингольского комплекса.

С целью изучения химического состава и закономерностей распределения рудных минералов рудопроявления были проведены электронно-микроскопические исследования с помощью сканирующего электронного микроскопа Leo 1430 и усовершенствованного электронного микрозонда MAP-3 (ГИН СО РАН, аналитики Н.С. Карманов, С.В. Канакин). Препараты для исследований изготавливались по следующей методике. Предварительно штучные и бороздовые пробы дробились, отмывались в воде, а затем разделялись в тяжелой жидкости (бромформе). Полученная ультратяжелая фракция просматривалась под биноклем, затем из неё выделялись зерна самородного золота. Оставшийся концентрат и отдельно зерна золота цементировались эпоксидным клеем и полировались. Полученные искусственные аншлифы просматривались в отраженном свете и изучались под электронным микроскопом и микрозондом.

Кварцевые жилы. Следует сразу отметить, что рудных минералов в кварцевых жилах мало, встречаются лишь единичные зерна и гнезда пирита, халькопирита и теллуrowисмутита. Кроме них, в подчиненном количестве присутствуют киноварь (табл. 1).

Из аксессуарных и вторичных минералов обнаружены монацит, ксенотим, а также церуссит, альбит, роговая обманка.

В пирите обнаружены многочисленные микровключения и срастания теллуридных минералов – теллуrowисмутита (Bi_2Te_3), петцита (AuAg_3Te_2), гессита (Ag_2Te). Из минералов благородных металлов диагностировано самородное золото и единичные включения аргентита в золоте (табл. 1).

Кроме перечисленных минералов были обнаружены редкие и необычные соединения: оксид Bi-Ag-Te , сульфиды Pb-Ag-Bi (возможно ширмерит – $\text{Ag}_4\text{PbBi}_4\text{S}_9$) и Pb-Bi (возможно бончевит – PbBi_4S_7).

Самородное золото пористое, губчатое, часто в лимонитовой «рубашке» (рис. 1), постоянно присутствующая примесь железа в золоте, возможно, связана с тонкими включениями и прослоями лимонита. Пробность золота варьирует от низкопробного (электрума) до высокопробного (пробность 900 ‰), другие примеси не установлены (табл. 2), но следует иметь в виду, что чувствительность анализа на электронном микроскопе относительно низкая, поэтому небольшие концентрации элементов-примесей не определяются.

Содержания золота в кварцевых жилах варьируют от 1.9 до 9.4 г/т, серебра в большинстве случаев меньше 1 г/т, за исключением одной пробы (Хр-70), где содержания достигают 32.7 г/т (табл. 3).

Судя по частым срастаниям пирита, теллуридных минералов и самородного золота, можно предположить их синхронное образование, а тонкие включения и прослои лимонита, по-видимому, представляют собой окисленный агрегат пирита, с которым золото находилось в тесных прорастаниях.

Прожилово-вкрапленные руды по существу представляют собой те же кварцевые жилы и зоны околожильной березитизации и отличаются только по морфологии. Соответственно, они имеют схожий минеральный состав руд. Преобладающим рудным минералом является пирит, редко встречается галенит, висмутин, халькозин. В подчиненном количестве – теллуrowисмутит, калаверит, петцит. Аксессуарные минералы представлены цирконом, баритом, монацитом и ксенотимом.

Теллуридные минералы слагают в основном включения в пирите, халькозине, образуют взаимные срастания, реже срастания с самородным золотом. Так, гессит всегда содержит прожилки самородного золота (рис. 1), в некоторых случаях срастается с петцитом.

Самородное золото пористое, губчатое, нередко в лимонитовой «рубашке», примеси не установлены (рис. 1). Также установлены зерна минерала с составом AuAgS , по-видимому, представляющие собой тонкие срастания золота с акантитом. Самородное золото имеет в основном среднюю пробу (800–900 ‰). Содержания золота и серебра в прожилковых рудах приведены в таблице 4.

Таблица 1

Химический состав рудных минералов из кварцевых жил (мас. %)

Минерал	S	Fe	Au	Ag	Bi	Te	Pb	Hg	Ni	Сумма
Пирит	55.4	48.2	–	–		–	–	–	–	103.6
Галенит	12.1	–	–	–		–	79.9	–	–	92.0
»	12.3	–	–	–		–	78.4	–	–	90.7
Киноварь	16.2	–	–	–		–	–	81.1	–	97.3
Теллуrowисмутит	–	–	–	–	51.4	48.3	–			99.7
»	–	–	–	–	51.6	48.4	–			100.0
»	–	–	–	–	51.5	48.4	–			99.9
Петцит	1.0	–	23.1	40.5		35.6	–	–	–	100.2
»	1.8	–	22.0	40.7		34.1	–	–	–	98.6
Гессит	–	–	–	59.1		37.2	–	–	–	96.3
»	–	–	–	60.9		39.7	–	–	–	100.6
»	–	–	–	60.1		38.7	–	–	–	98.8
Мелонит	–	–	–	–		84.4	–	–	18.1	102.5
»	–	0.6	–	–		80.2	–	–	17.8	98.6

Таблица 2

Химический состав и пробыность самородного золота в кварцевых жилах (мас. %)

	Fe	Ag	Au	Сумма		Fe	Ag	Au	Сумма
Au1	–	6.33	85.86	92.19	Au13	–	18.86	70.45	89.31
Au2	0.67		92.41	93.08	Au14	0.58	7.9	86.48	94.96
Au3	1.87	8.77	78.01	88.65	Au15	–	11.98	81.31	93.29
Au5	–	12.24	80.64	92.88	Au16	–	15.86	76.52	92.38
Au7	–	1.57	87.17	88.74	Au18	–	6.66	85.15	91.81
Au9	1.18	8.85	76.14	86.17	Au20	–	6.42	85.34	91.76
Au10	1.27	7.95	75.12	84.34	Au21	–	5.71	83.51	89.22
Au11	–	6.85	82.4	89.25	Au23	–	13.41	77.44	90.85
Au12	1.32	15.17	79.31	95.8	Au24	–	6.23	85.71	91.94

Таблица 3

Содержания золота и серебра в кварцевых жилах (г/т)

№ пробы	Au	Ag	№ пробы	Au	Ag
Хр-24	9.1	6.1	Хр-99	1.9	<5.0
Хр-70	4.7	32.7	Хр-100	3.0	<5.0
Хр-91	6.0	<5.0	Хр-127	9.4	5.1

Примечание. Здесь и таблица 4 – анализы выполнены в Республиканском аналитическом центре, аналитик И.Н. Рандина.

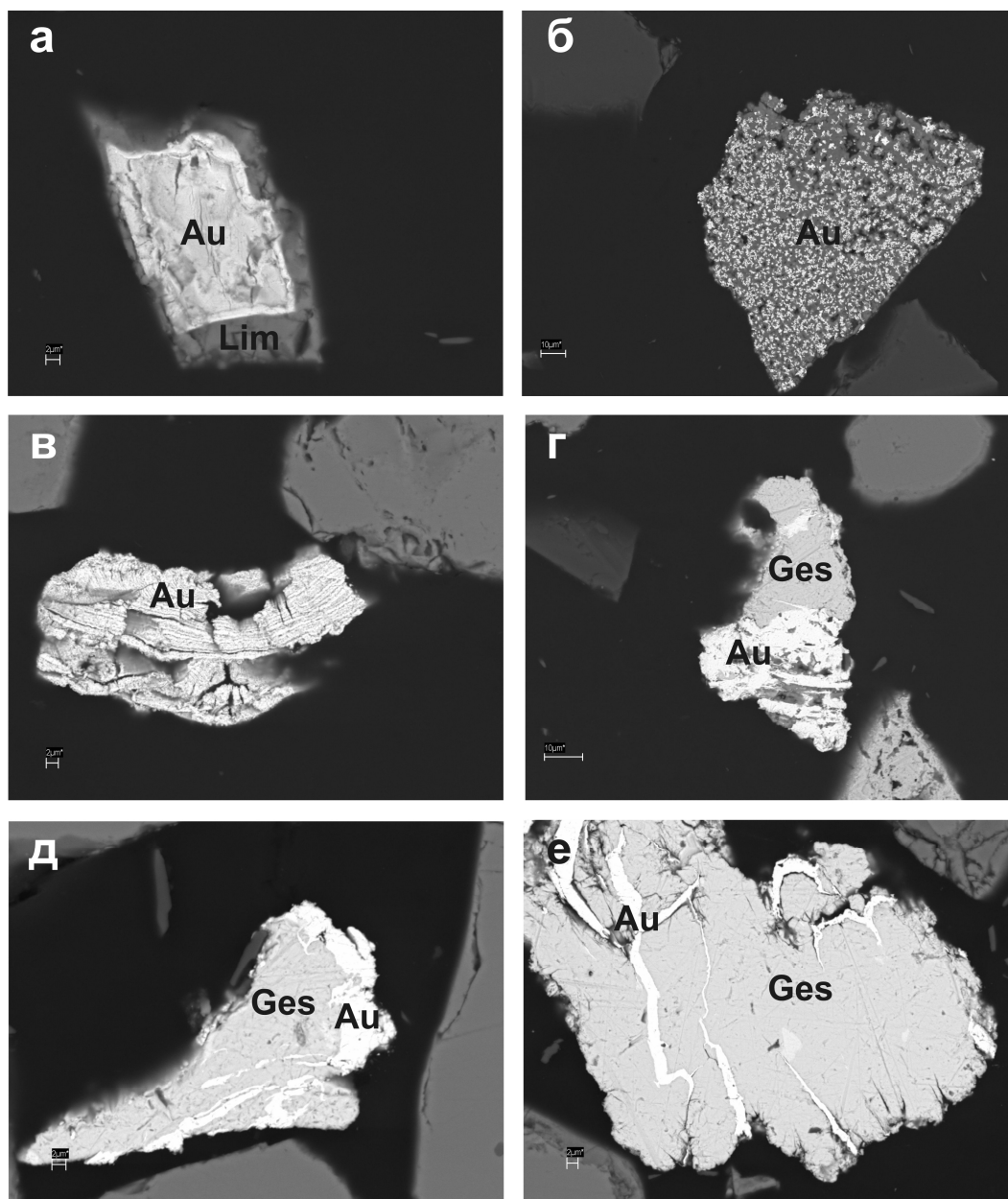


Рис. 1. Характер выделений самородного золота из кварцевых жил и зон кварцевого прожилкования

Таким образом, основным рудным минералом золотоносных кварцевых жил и зон кварцевого прожилкования Хорингольского золоторудного проявления является пирит, в меньшей степени халькопирит, теллуrowисмутит. В виде микровключений в пирите и взаимных сростаниях обнаружено большое количество теллуридных минералов (петцита, гессита).

Полученные данные позволяют выделить в пределах Тисса-Сархойского золоторудного узла золото-теллуридный минеральный тип оруденения.

Таблица 4

Содержания золота и серебра в прожилковых рудах (г/т)

№ пробы	Au	Ag
Хр-92	0.5	<5.0
Хр-128	0.6	<5.0
4013	26.8	37.8

Следует отметить, что силами ОАО «Сосновгео» были исследованы технологические свойства руд (проведенных в Республиканском аналитическом центре РБ), с целью выделения

форм золота был проведен рациональный анализ, согласно которому 15,38 % золота находится в свободном состоянии, золото в сростках составляет 73,52 % (возможно с теллуридными минералами), связанное в сульфидах – 1,1 %.

1. Дамдинов Б.Б., Мионов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 8. – С. 833–847.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Е.А. Гармаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gea-geo@yandex.ru

Зун-Холбинское золоторудное месторождение, открытое в 1955 г., находится в юго-восточной части Восточного Саяна на водораздельной части верховий р. Китой и р. Урик. Это крупный и сложный по строению золоторудный объект [4].

В структурном плане месторождение приурочено к Самарта-Холбинской межкупольной синклинальной зоне и согласно ориентированной Холбинской зоне разломов. Зун-Холбинское месторождение выделяется в составе Урик-Китойской золоторудной зоны. На месторождении широко проявлены зоны рассланцевания и милонитизации, имеющие в ряде случаев рудоконтролирующее значение, и пострудные разрывные нарушения.

В геологическом строении Холбинского рудного поля принимают участие архейско-нижнепротерозойские породы Гарганской глыбы, сланцево-карбонатные породы рифея-венда, вулканогенно-осадочные и олистостромовые породы офиолитового комплекса и интрузия сумсунурского комплекса плагиогранитов.

Месторождение непосредственно локализовано в вулканогенно-осадочных и олистостромовых отложениях (ильчирская свита) и частично в карбонатных породах (иркутская свита).

Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и жилообразные тела, а также минерализованные зоны с литологическим контролем. Жилы и жилообразные тела развиты на месторождении главным образом в его верхних частях, с увеличением глубины эти рудные тела сменяются на минерализованные зоны.

Выделяются следующие типы руд: 1) слоисто-полосчатые руды с послойной сульфидной минерализацией; 2) массивные колчеданные, колчеданно-полиметаллические и линзовидно-полосчатые метасоматические руды; 3) кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы; 4) зоны прожилкования и прожилково-вкрапленные руды [4].

Рудные минералы представлены следующими парагенетическими ассоциациями: пирит-углеродистая, кварц-полиметаллическая, борнит-ковеллин-халькозитовая. Самородное золото на месторождении в основном мелкое и тонкодисперсное сравнительно равномерно распределено в рудах и более чем на 90% приурочено к сульфидным выделениям и телам [6]. Для золота данного месторождения характерен значительный разброс пробности от 300 до 950 ‰, содержания же золота в рудах давали крайне разные значения от 169,69 г/т до 2,65 г/т, при средних значениях равных 44 г/т [4].

Что касается представлений о генезисе Зун-Холбинского месторождения, то за длительный период изучения месторождения они трансформировались от первоначального плутогенно-гидротермального до современной точки зрения на полигенное и полихронное происхождение оруденения. В пользу этой точки зрения говорит следующее: тесная пространственная ассоциация колчеданных руд с вулканогенно-хемогенными и туфогенными образованиями; первично-пластовый характер рудных залежей и дисперсное строение сплошных колчеданных руд; послерудный характер интрузии с явлением пересечения и контактового метаморфизма руд; большие вариации концентраций золота и серебра, как в рудных телах так и золотинах; изотопные данные свидетельствуют о мантийно-нижнекоровом источнике рудного вещества, образовании сульфидов в неравновесной обстановке и о биогенной природе рассеянного органического вещества [4].

Элементы платиновой группы известны уже давно в некоторых типах гидротермальных золоторудных, медно-молибденовых и золото-урановых месторождений. Первые указания на наличие платиноидов в рудах Зун-Холбинского золоторудного месторождения были сделаны Тепловым и Кармановым, позже А.Ф.Коробейниковым [2, 5].

На ЭПГ были проанализированы следующие разновидности руд: кварц-пиритовые, пирит-халькопирит-галенитовые, пирротиновые и пиритовые. Аналитические исследования руд показали следующие результаты. Содержания платины в пробах варьируют от 5,85 г/т в кварц-пиритовых рудах, до 0,53 г/т в пирротиновых. Кроме платины анализировались также другие ЭПГ: Os, его содержания изменяются в пределах от 0,092 до 18,5 ppb, Ir – от 0,15 до 17,4 и Ru – от 4,3 до 67,4. Средние значения данных элементов равны 2,38 г/т, 2,41, 2,41, 21,78 соответственно. По результатам проведенных анализов, можно сказать, что в рудах Зун-Холбинского месторождения имеются повышенные содержания ЭПГ.

Близкие результаты получил А.Ф. Коробейников (0,01 – 27,3 г/т Pt и Pd). Им же были проанализированы монофракции сульфидных минералов и продукты обогащения руд. Так, пириты из кварц-пирит-сфалерит-галенитовых жил содержат – 0,46-7,2 Pt г/т и 0,01-0,12 г/т Pd; галениты из тех же жил – 0,36 г/т Pt и 0,012-0,08 г/т Pd. Промышленные продукты обогащения руд несут 8,6-10,4 Pt и 0,003-0,17 г/т Pd. Из них флотоконцентраты этих руд имеют концентрации платины в пределах от 0,98 до 3,87 г/т, а палладия от 0,017 до 0,2 г/т исходная сульфидная вкрапленная руда несет 0,72 г/т Pt и 0,025 г/т Pd. Хвосты обогащения руд отличаются пониженными концентрациями этих элементов – 0,005-0,6 Pt и 0,003-0,03 г/т Pd [2].

Исследования, проведенные Мироновым, Жмодиком [5], давали различные содержания золота при проведении анализов разными методами: от кларковых содержаний до десятых г/т. Здесь, как и в случае, с так называемым «невидимым» золотом, стоит проблема нахождения минеральных форм. Однако, А.Ф. Коробейниковым были выявлены тонкие включения самородной платины и сперрилита (0,1 – 10 мкм) в ассоциации с пиритом [2]. Им, на основании проведенных анализов, был сделан вывод, что промышленно важные концентрации ЭПГ установлены в кварцево-сульфидных и сульфидно-теллуридных ассоциациях этого месторождения. Реже промышленные содержания платины и палладия выявляются в сульфидизированных березитых-лиственитах, окварцованных углеродистых сланцах, мраморах. Максимальные концентрации платины обнаружены в сульфидных фракциях различных типов руд, особенно обогащенных теллуридами, а так же в гравитационных концентратах продуктов обогащения их.

В целом содержания платиновых металлов в рудах Зун-Холбинского месторождения повышены, однако открытым остается вопрос о формах нахождения платины в рудах. В отдельных случаях были выявлены единичные микровключения платиновых минералов, хотя в большинстве случаев минеральные формы не обнаружены.

Природа происхождения ЭПГ не изучена. По мнению Э.Г. Конникова и др. [1], платиновые металлы заимствовались из офиолитов, другим источником ЭПГ могут быть углеродистые сланцы широко развитые в пределах рудного поля, поскольку проявления ЭПГ в черных сланцах известны в других регионах [3].

Стоит заметить что, присутствие платины и элементов платиновой группы отмечается не только в рудах Зун-Холбинского месторождения, а также в ряде золоторудных месторождениях таких как: Ирокиндинское, Таинское, Каменное, и рудопоявления – Ольгинское, Барунгольское, Медное.

1. Конников Э.Г., Миронов А.Г., Цыганков А.А. и др. Генезис плутогенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. №4 – С. 37-52
2. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. – Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. – 233 с.
3. Марченко Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах. – Алматы, 2010. – 146 с.
4. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 1. – С. 54–69.
5. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М., Митькин В.Н., Дамдинов Б.Б., Заякина С.Б. 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.
6. Zhmodik S.M., Dobretsov N.L. Mironov A.G. et. al. Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ores of the Kholba deposit (Eastern Sayan, Russia) // Resource Geology Special Issue, 1993. №13. – P. 278-313.

РТУТЬ В СИСТЕМЕ «ПОЧВА-РАСТЕНИЕ» В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ПРИАНГАРЬЯ

О.Н. Гордеева, Г.А. Белоголова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, gordeeva@iqc.irk.ru

Ртуть является одним из наиболее опасных элементов-загрязнителей биосферы с самым высоким показателем патологичности среди элементов. Токсичность ртути обусловлена способностью блокировать белковые молекулы (Hg относится к тиоловым ядам), нарушать их биосинтез, вызывать мутагенные изменения в ДНК, подавлять рост и ускорять старение растений. В отличие от других элементов, отнесенных к первой группе опасности, для Hg не установлено положительного влияния на живые организмы. Загрязнение окружающей среды ртутью и связанные с этим случаи ртутного отравления людей и животных носили преимущественно техногенный характер и происходили при использовании Hg-содержащих препаратов или оросительных вод в сельском хозяйстве, ртути в химической промышленности. Существенный вклад в загрязнение этим элементом вносят золоторудные и ртутные рудники. Природные источники ртути приурочены к разломам земной коры, вулканической деятельности. Летучесть Hg и некоторых ее соединений способствует перераспределению их между всеми компонентами биосферы и образованию различных форм нахождения этого элемента [6, 8].

Проблема ртутного загрязнения актуальна для Приангарья. Здесь расположены предприятия, применявшие в производственном процессе ртутный электролиз – ООО «Усольехимпром» (г. Усолье-Сибирское), ОАО «Саянскхимпласт» (г. Зима) – и ставшие основными техногенными источниками Hg в регионе. По данным [4] за годы работы цеха ртутного электролиза на предприятии «Усольехимпром» общий расход ртути составил 1460,6 т, из них: механические потери – 510-530 т, выбросы в атмосферу – 78 т, в воду – 21,5 т, запасы в шламонакопителях – 668 т; концентрации Hg в зоне цеха ртутного электролиза составляют 5-900 г/кг. Кроме того, высокие концентрации Hg установлены в почвах промплощадки бывшего Ангарского металлургического завода по производству мышьяка (АМЗ, г. Свирск) [3].

Ранее проводились исследования влияния «Усольехимпрома» на поступление Hg в поверхностные воды, донные отложения и некоторых представителей водной фауны, выявившие загрязнение ртутью акватории Братского водохранилища и, как следствие, населяющих его гидробионтов [9, 11, 12, 15]. Кроме того, установлено накопление этого элемента в овощах и молоке домашних животных Усольского района [1]. Влияние «Саянскхимпласта» на накопление Hg в биосредах человека рассматривалось [13]. Закономерности поведения Hg в загрязненных и природных почвах Приангарья пока мало изучены.

Целью данной работы является рассмотрение особенностей миграции ртути в системе «почва – растения» в условиях Приангарья. Первый этап исследований, представленный ниже, включает оценку содержания Hg в почвах и растениях Приангарской промышленной зоны. Особое внимание уделено влиянию «Усольехимпрома». Следующий этап предполагает изучение форм нахождения ртути в почвах, в различной степени загрязненных этим элементом.

Объектом исследования стали почвы, отобранные на территории «Усольехимпрома» в 1,5-3 км от цеха ртутного электролиза, в 10 км от г. Усолье-Сибирское и сельскохозяйственные почвы, удаленные от г. Усолье-Сибирского на 30 км (пос. Новомальтинск). Сопряженно с почвами отбирались дикорастущие и культурные растения (листья ивы и березы, кровохлебка, хвощ, герань луговая, горошек мышиный, осока, тысячелистник, осот огородный, листья костяники; клубни картофеля, корнеплоды свеклы, моркови, капуста). Отбор дикорастущих растений проводился исходя из доминантных видов для опробуемой местности. Для сопоставления приводятся данные по почвам г. Свирска, овощам г. Ангарска и поселков вблизи оз. Байкал. Кроме того, был исследован березовый сок, отобранный в окрестностях гг. Усолье-Сибирского,

Черемхово, в г. Иркутске, пос. Железнодорожный (10 км от г. Усолья-Сибирского) и с. Бирюлька (Качугский район, условно-фоновый участок). Анализ почв, растений и березового сока на содержание Hg осуществлялся методом атомной абсорбции на спектрометре «РА-915+».

В таблице 1 представлены содержания Hg в почвах Приангарья, расположенных на различном удалении от источников загрязнения. Накопление Hg происходит преимущественно в верхнем гумусовом горизонте почв, что характерно для этого элемента [7, 8].

Таблица 1

Концентрации ртути в почвах Приангарья, мг/кг

Точки отбора почв	Горизонт/глубина	Hg
Усольехимпром-1	A ₀ +A (0-10 см)	0,770
	AB (10-20 см)	0,098
	B (30-35 см)	0,020
Усольехимпром-2	A ₀ +A (0-10 см)	0,655
	AB (20-30 см)	0,051
10 км от г. Усолье-Сибирское	A ₀ +A (0-10 см)	0,356
	B (20-30 см)	0,015
г. Свирск, 200 м от отвалов АМЗ	A ₀ (0-3 см)	0,144
	A (3-30 см)	0,069
	B (30-50 см)	0,010
г. Свирск*	A _{пах} (0-20 см)	0,032 (0,028 – 0,036)
пос. Новомальтинск*	A _{пах} (0-20 см)	0,036 (0,016 – 0,078)
Кларк [6]	–	0,010-0,20
ПДК [6]	–	2,1

*Для данных пунктов приводятся средние (минимальные – максимальные) содержания Hg

Максимально высокие концентрации Hg установлены в почвах территории «Усольехимпрома», повышенные – в почвах лесного массива, расположенного в 10 км от г. Усолья-Сибирского. Данный факт свидетельствует о распространении ртутного загрязнения на значительные расстояния от основного источника, что может происходить через атмосферные осадки. Почвы промплощадки АМЗ в г. Свирске имеют свой источник загрязнения ртутью (до 1,17 мг/кг), связанный с техногенными отвалами, содержащими высокие концентрации тяжелых металлов, в том числе Hg. По содержанию этого элемента все рассмотренные почвы сопоставимы с почвами, находящимися под влиянием аналогичных хлорно-щелочных или химических производств в Канаде (0,320-5,70 мг/кг) и Швейцарии (0,10-0,43 мг/кг) [8]. Тем не менее, концентрации Hg в наиболее загрязненных почвах Приангарья не превышают ПДК, но значительно выше кларков для почв мира. В сельскохозяйственных почвах содержания Hg находятся на уровне кларков.

Как показали исследования, содержания Hg в растениях прямо зависят от содержаний ее в почвах (табл. 2).

Травянистые растения, листья березы и ивы, произрастающие на наиболее загрязненных почвах «Усольехимпрома», а также на почвах, удаленных от г. Усолье-Сибирское на 10 км, накапливают Hg в количествах, значительно превышающих кларки. Содержания Hg в овощах, выращенных на территории г. Усолья-Сибирского – на уровне кларков, но повышены относительно овощей, отобранных на удалении от города (пос. Новомальтинск, поселки вблизи оз. Байкал). Не установлено превышения концентраций Hg в овощах относительно предельно допустимых норм, за исключением единичной пробы, отобранной в садоводстве «Строитель» (г. Ангарск). Отмечается сопоставимость содержаний Hg в овощах, выращенных в г. Усолье-Сибирское и г. Ангарск, являющихся наиболее крупными промышленными центрами Приангарья.

Коэффициенты биологического поглощения (КБП) являются одним из показателей миграционной способности элемента в системе «почва-растение». В данном эксперименте КБП Hg рассчитывались в зависимости от глубины почвы, на которую могут проникать корни исследованных растений (табл. 3). Для травянистых растений – это преимущественно глубина 0-10 см, для ивы и березы – до 1 м, для овощей – на глубину пахотного горизонта (0-20 см).

Таблица 2

Концентрации ртути в растениях Приангарья, мг/кг (на сух. в.)

Пункт отбора	Растения	Средн. (мин. – макс.)
Территория «Усольехимпрома»	травы	0,065 (0,018 – 0,161)
	листья березы / ивы	0,059 (0,046 – 0,072)
10 км от г. Усолье-Сибирское	травы	0,082 (0,037 – 0,132)
	листья березы	0,066 (–)
г. Усолье-Сибирское	овощи	0,011 (0,007 – 0,016)
г. Ангарск	овощи	0,013 (0,003 – 0,023)
пос. Новомальтинск	овощи	0,004 (0,002 – 0,008)
Вблизи оз. Байкал	овощи	0,006 (0,002 – 0,012)
Кларк [6]	наземная растительность	0,012 – 0,015
ПДК [6]	овощи	0,020

Таблица 3

Коэффициенты биологического поглощения растений

Пункт отбора	Растения	Средн. (мин. – макс.)
Территория «Усольехимпрома»	травы	0,089 (0,027 – 0,209)
	листья березы / ивы	0,187 (0,155 – 0,204)
10 км от г. Усолья-Сибирского	травы	0,231 (0,104 – 0,371)
	листья березы	0,273 (–)
пос. Новомальтинск	овощи	0,143 (0,026 – 0,240)

КПБ трав и листьев деревьев, собранных в 10 км от г. Усолья-Сибирского, оказались выше, чем КПБ растений, отобранных на территории «Усольехимпрома». По-видимому, при сильном ртутном загрязнении почв внутренние механизмы защиты растений препятствуют дальнейшему поглощению ртути, что наблюдается на примере территории «Усольехимпрома». Данный факт подтверждает необходимость изучения особенностей миграции Hg в почвах, в различной степени подверженных ртутному загрязнению. Средние и минимальные КПБ овощей, выращенных в 30 км от г. Усолья-Сибирского в целом самые низкие среди изученных растений.

Помимо дикорастущих и культурных растений, изучены особенности поступления Hg в березовый сок, который, по мнению разных исследователей [5, 10, 14], может являться индикатором как природных, так и техногенных аномалий. В Приангарье ранее изучался макро- и микроэлементный состав березового сока, а также межэлементные взаимоотношения [2]. Изучение содержаний Hg позволило выявить тенденцию накопления этого элемента в ксилемных образованиях березы вблизи крупных городов Приангарья (рис. 1).

Таким образом, влияние основного техногенного источника Hg, расположенного на территории ООО «Усольехимпром» – цеха ртутного электролиза – прослеживается на значительные расстояния – от 1,5 до 10 км. Это влияние проявляется в повышенных относительно кларков концентрациях Hg в почвах и находится в прямой связи с уровнями накопления Hg травами и деревьями, растущими на данной территории. Тем не менее, содержания Hg в овощах г. Усолье-Сибирское находятся на уровне кларков, хотя повышены относительно овощей из населенных пунктов, удаленных от техногенного источника загрязнения. Установлена тенденция накопления Hg в березовом соке, отобранном в наиболее крупных городах Приангарья и их окрестностях. Для выяснения особенностей трансформации почв, в различной степени подверженных ртутному загрязнению, а также определения степени токсичности и биодоступности Hg, необходимо изучение форм нахождения этого элемента в почвах, что предполагается осуществить при дальнейших исследованиях почвенно-растительного покрова Приангарской промышленной зоны.

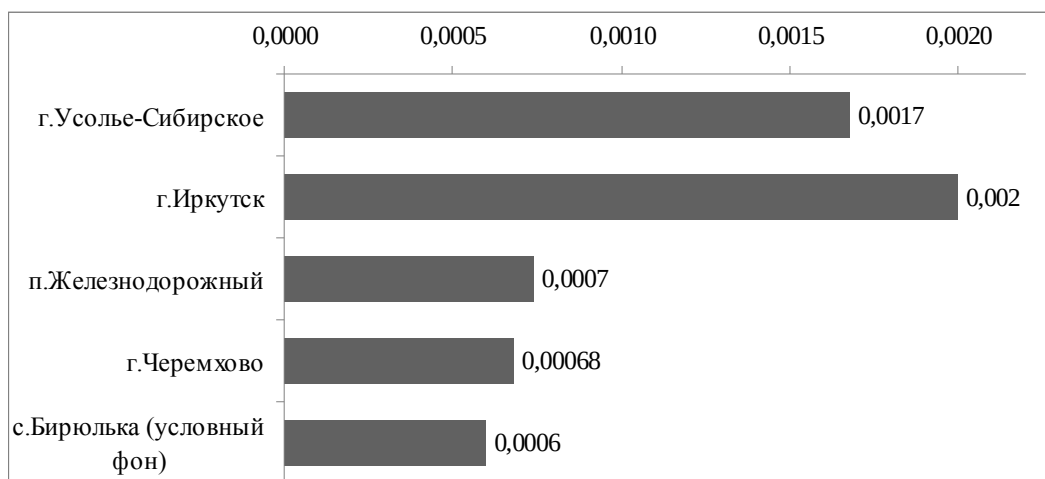


Рис. 1. Содержание Hg в березовом соке Приангарья, мкг/л

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00710-а.

1. Белоголова Г.А., Коваль П.В., Удодов Ю.Н., и др. Тяжелые металлы в пищевой цепи человека Приангарской промышленной зоны // Качество и безопасность продуктов питания. – Иркутск: изд-во ИрГТУ, 2004. – С. 8–14.
2. Белоголова Г.А., Матяшенко Г.В. Береза как индикатор эколого-геохимических условий в Южном Прибайкалье // География и природные ресурсы, 2010. №1. – С. 63-70.
3. Гордеева О.Н., Белоголова Г.А., Гребенщикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва-растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии, 2010. №3. – С. 108-113.
4. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды в Иркутской области в 2000 году. – Иркутск, 2001. – 383 с.
5. Елпатьевский П. В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. – М.: Наука, 1993. – 253 с.
6. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Ч. 5. – Москва: Экология, 1997. – 576 с.
7. Ильин В.Б., Сысо А.И. Микроэлементы и тяжелые металлы в почвах и растениях Новосибирской области. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2001. – 150 с.
8. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 440 с.
9. Коваль П.В., Пастухов М.В., Бутаков Е.В., Азовский М.Г., Удодов Ю.Н. Ртуть в экосистеме Братского водохранилища и экологические последствия ртутного загрязнения // Бюллетень МОИП. Отд. биол. 2008. Т. 113. Вып. 4. – С. 80-87.
10. Кренделев Ф. П., Погребняк Ю. Ф., Цыренова А. А. Биогеохимические ореолы по соку березы на Северном полиметаллическом месторождении // Геология и геофизика, 1978. № 8. – С. 129-133.
11. Пастухов М.В., Гребенщикова В.И., Шевелева Н.Г. Биогеохимические особенности накопления ртути планктоном Братского водохранилища (Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии, 2009. №1. – С. 42-47.
12. Цыпылова Н.А., Тайсаев Т.Т., Коваль П.В., Пастухов М.В., Андрулайтис Л.Д. Техногенное загрязнение ртутью рыб Осинского залива Братского водохранилища, экологический мониторинг // Вестник Бурятского государственного университета, 2008. № 4. – С. 23-27.
13. Шаяхметов С.Ф., Лисецкая Л.Г., Мещакова Н.М. Оценка загрязнения воздуха рабочей зоны ртутью и содержания ее в биосредах у работников производства каустика и хлора // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН, 2010. №4 (74). – С. 59-63.
14. Щеглов А. И. Биогеохимия техногенных радионуклидов в лесных экосистемах: По материалам 10-летних исследований в зоне влияния аварии на ЧАЭС. – М.: Наука, 1999. – 268 с.
15. Perrot V., Erov V.N., Pastukhov M.V., Grebenshchikova V.I., Zouiten C., Sonke J.E., Husted S., Donard O.F.X., and Amouroux D. Tracing Sources and Bioaccumulation of Mercury in Fish of Lake Baikal– Angara River Using Hg Isotopic Composition // Environ. Sci. Technol, 2010. V. 44. № 21. – P. 8030–8037.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ХАМАР-ДАБАН И ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)

Н.В. Горлачева

Институт Геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, viksaly@mail.ru

Хребет Хамар-Дабан – древнейший горный массив Центральной Азии, протянувшийся с запада на восток более чем на 350 км при высоте до 2995 м. Расположен хребет на территории Иркутской области и Республики Бурятия.

Древние комплексы Юго–Западного Прибайкалья участвуют в строении Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и Саяно–Байкальского складчатого пояса, сочленяющихся по зоне Главного Саянского глубинного разлома.

Хамар-дабанский раннепалеозойский осадочно-метаморфический комплекс представлен корниловской и шубутуйской свитами (бассейны рек Утулика, Солзана и нижнее течение р. Хара-Мурин), слагающими Утуликский синклиорий.

Наибольшие проявления магматизма в Южном Прибайкалье представлены серией гранитоидов хамар-дабанского комплекса. Раннепалеозойские гранитоиды Солзанского массива являются модельным примером геохимического типа палингенных известково-щелочных гранитоидов в центральной части хребта Хамар-Дабан. Солзанский массив находится на водоразделе рек Солзан и Хаара-Мурин и представляет собой гигантскую межпластовую залежь, согласную с простиранием вмещающих толщ.

Гранитоиды Солзанского массива образовались в результате частичного плавления в условиях температур амфиболитовой фации (650-700°C) при снижении давления с незначительным перемещением не полностью гомогенизированного расплава. Гранитоиды плутона формировались при палингенном плавлении древнего корового субстрата. Вполне вероятно, что происхождение гранитоидов хамар-дабанского комплекса обусловлено процессами каледонской коллизии в данном регионе [1]. По гранитоидам этого комплекса определен изохронный Rb–Sr возраст в 519 ± 26 млн. лет [3].

Остров Ольхон и Приольхонье входят в Ольхонский регион Западного Прибайкалья. Административно они представляют Ольхонский район Иркутской области.

В геологическом строении Ольхонского региона участвуют различные по составу и возрасту гнейсы и кристаллические сланцы, метаосадки и магматические породы, зонально-метаморфизованные от гранулитовой фации (875 °C) на севере до амфиболитовой и эпидот – амфиболитовой (560 °C) на юге. Ранее породы острова Ольхон и Приольхонья были расчленены на несколько свит. Крупномасштабное картирование показало, что многие свиты региона повторяются и представлены переслаиванием однотипных пород. Таким образом, наблюдается чередование пластин, имеющих тектонические границы, с разным сочетанием ассоциаций пород [4]. Поэтому, толща не стратифицируется, и описание пород приводится в рамках двух крупных подразделений – ольхонской и ангинской толщ.

В тектоническом развитии региона выделяется два этапа – покровно-надвиговый и сдвиговый тектогенез. Первый развивается на стадии каледонской коллизии кратона и островной дуги (около 500 млн. лет), а второй – на позднеколлизийном этапе (470 млн. лет) [4]. Второй этап играет важную роль в образовании более мелких тектонических пластин и переходе от мигматитов и гранитогнейсов к жильным телам и массивам гранитного состава.

Среди гранитоидов выделяется два комплекса: шаранурский и хайдайский.

В шаранурский комплекс гранитоидов Ольхонского региона включаются гранитогнейсы, мигматиты, автохтонными граниты, жилы гранитов и гранит-пегматитов. Выходы этих образований приурочены к ольхонской серии метаморфических пород. Комплекс мигматитов и гранитогнейсов ярко выражен в структуре Приольхонья и о. Ольхон своеобразными купольными зонами или валами. Граниты в них являются автохтонными образованиями. При формировании комплекса шаранурских гранитоидов магматическая дифференциация практически не проявлялась. Как и во всех высокометаморфизованных образованиях, процесс гранитизации в ольхонской толще протекал по схеме: исходные породы (сланцы, гнейсы) – плагиомигматиты – калишпатовые мигматиты – гранитоиды (гранитные выплавки). Но осуществлялся он здесь на фоне характерных для коллизийных зон интенсивных тектонических движений, с перерастанием

складчатых деформаций покровного типа в «...более поздние (но мощно проявленные) системы сдвигового типа» [3].

К юго-западу от Бирхинского (Озерского) габброидного массива в Приольхонье большие площади занимают гранитоидные плутоны, относящиеся к хайдайскому комплексу (Крестовский, Булыкский, Таловский массивы). Гранитоиды Крестовского массива этого комплекса проявлены только в пределах ангинской толщи. Массив не является гомогенным: его состав меняется от габбро-диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранитов. Породы имеют интрузивный облик и содержат ксенолиты вмещающих плагиоклазовых порфиритов (метаандезиты) и габбро. Породы хайдайского комплекса имеют геохимические характеристики, близкие к метаэффузивам среднего и основного состава ангинской толщи и идентичные островодужным магматитам. Это свидетельствует об их образовании в геодинамической обстановке островной дуги [2]. Возраст гранитоидов Ольхонского региона определен $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методами и составляет: для шаранурского комплекса $475,9 \pm 4,4$ млн. лет, а для Крестовского массива хайдайского комплекса – 493 ± 4 млн. лет [2].

Гранитоиды Прибайкалья характеризуются следующими геохимическими особенностями (Хамар-Дабан и Ольхонский регион):

1. Для пород Солзанского массива и шаранурского комплекса выявляется калиевая специфика гранитоидов. В то же время породы Крестовского массива хайдайского комплекса являются существенно натриевыми. Исследуемые гранитоиды соответствуют двум магматическим сериям: нормальной щелочности и субщелочной.
2. Гранитоиды Солзанского массива Хамар-Дабана по отношению к среднему составу верхней континентальной коры обогащены Rb, Ba, K, Nd, Zr, но имеют пониженные содержания Co, Ni, Cr и V. Гранитоиды шаранурского комплекса Ольхонского региона обогащены Ba, K, Sr, Zr, имеют более низкие содержания Yb, Y, Co, Ni, Cr, а также имеют значительное содержание V. Гранитоиды Крестовского массива хайдайского комплекса имеют повышенные концентрации Ba, La, Ce, Sr, Zr, но имеют пониженные содержания Co, Ni, Cr. Для гранитоидов Крестовского массива, также как и для гранитоидов шаранурского комплекса, характерна значительная концентрация V.
3. Гранитоиды Крестовского массива по уровню содержаний редкоземельных элементов резко отличаются от пород шаранурского комплекса и Солзанского массива, которые характеризуются высоким содержанием легких лантаноидов и более низким – тяжелых редких земель, а также наличием Eu-минимума. Гранитоиды Крестовского массива характеризуются весьма низким суммарным содержанием редкоземельных элементов, низким отношением La/Yb и отсутствием Eu – минимума.

Таким образом, гранитоиды Крестовского массива хайдайского комплекса отличаются от гранитоидов шаранурского и хамар-дабанского комплексов по многим геохимическим особенностям, что отражается в различии их генезиса и, вероятно, геодинамических условий их формирования.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 11-05-00515-а.

1. Антипин В.С. Хамар - Дабанская провинция гранитоидов различных геохимических типов и их петрогенезис // Материалы конференции: «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды», 2007. Т.2. – С. 14–17.
2. Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котова А.Б., Ковач В.П., Травина А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия, 2010. № 10. – С. 1040–1048.
3. Макрыгина В.А., Сандимирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. Rb-Sr возраст метаморфических пород хамар-дабанского комплекса (юго-западное Прибайкалье) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза, 1987. – С. 184–195.
4. Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В. Новый тип меланжа // Геотектоника, 1993. № 4. – С. 30–45

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В ПОЧВАХ И ПОЧВОГРУНТАХ Г. ИРКУТСКА И ЕГО ОКРУЖЕНИЯ

П.П. Грицко, В.И. Гребенщикова

*Учреждение Российской Академии наук Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского
отделения РАН, Иркутск, rysya-87@mail.ru*

Почва служит основным источником большинства химических элементов, поступающих в воду, растения, а через них по трофической цепи – в животных и человека. В то же время она является мощным барьером на пути промышленных выбросов, содержащих токсичные радиоактивные элементы, как, например, уран.

Уран – радиоактивный, распространенный в техногенезе, высокорadiационно опасный и токсичный элемент, один из главных в экологическом плане компонентов. Все соединения урана имеют I класс опасности [4]. Источниками поступления, последующего рассеяния и миграции являются, главным образом, ТЭЦ и котельные, автотранспорт, промышленные предприятия, сельскохозяйственные удобрения и т. д., а также кислые гранитоидные породы и месторождения урана. На территории города Иркутска развиты сероцветные алевритово-конгломерато-песчанниковые отложения Черемховской свиты юрского возраста [3], поэтому повышенные концентрации урана могут быть обусловлены и почвообразующими породами.

По воздействию на окружающую среду угольная промышленность остается одной из наиболее сложных отраслей горнодобывающей промышленности. В частности, деятельность угольных предприятий может оказаться причиной формирования техногенно усиленного радиационного фона на значительных участках местности, в результате извлечения из недр Земли вместе с углем естественных радионуклидов (ЕРН), их концентрированием в золошлаковых отходах и газовой-аэрозольных выбросах теплоэлектростанций. Энергетика, работающая на твердом топливе, наряду с угледобывающей отраслью в современном мире, рассматривается в качестве важнейшего фактора воздействия на окружающую среду. Золошлаковые отходы, отвалы вскрышных пород, отходы обогащения занимают обширные территории, оказывая негативное влияние на ландшафт, почву, воду, растительный и животный мир. Нередко в углях и отходах их переработки содержатся высокие, иногда экологически опасные концентрации естественных радиоактивных элементов, главным образом урана.

Количественные характеристики аккумуляции и роль наиболее распространенного в ряду тяжелых естественных радионуклидов (ТЕРН) – ^{238}U в основных компонентах почвенных комплексов являются актуальным предметом исследования в радиэкологии.

Опробование почвенного покрова на выявление содержания в верхнем горизонте концентраций урана проводилось в июне-июле 2010 г. на территории города Иркутска – крупного областного и промышленного центра Восточной Сибири с общей площадью 432 км² и населением 580,7 тыс. человек [2]. Ежегодно в атмосферу города Иркутска промышленными предприятиями, ТЭЦ, котельными и автотранспортом выбрасывается до 140 тыс. тонн вредных веществ, в том числе содержащих природные радионуклиды. По состоянию атмосферного воздуха Иркутск на протяжении многих лет входит в число наиболее загрязненных городов России [1].

Объектом исследований являлись городские, сельскохозяйственные и фоновые почвы и почвогрунты г. Иркутска и его окрестностей. Опробование почвенного покрова проводилось по заранее составленной и адаптированной карте масштаба 1:100000 по довольно равномерной сети (~ 1 км) с учетом проходимости местности. Исследуемая территория разбивалась на участки 1000x1000 м, на каждом из которых методом «конверта» отбиралась одна обобщенная проба (четыре единичных пробы по углам квадрата, одна – в центре, после чего все навески объединялись в одну пробу). Глубина пробоотбора составляла до 10 см. Пробные площадки находились в местах, наиболее подверженных антропогенному воздействию (районы: Иркутск-II, Ново-Ленино, центр города, Академгородок, Аэропорт, Солнечный; микрорайоны: Первомайский, Юбилейный, Рабочее, Зеленый и др.). В общей сложности было отобрано 188 почвенных проб.

Рентгенофлуоресцентное определение концентраций U выполняли на рентгеновском спектрометре S4 Pioneer фирмы Bruker AXS (Германия) в Институте геохимии СО РАН, аналитик Т.С. Айсуева. Условия измерения: трубка с Rh-анодом, ускоряющее напряжение $V = 50 \text{ kV}$, сила тока $I = 40 \text{ mA}$, кристалл LiF200. Излучатели для анализа готовили в виде прессованных таблеток

на подложке из борной кислоты (усилие прессования 12 т). Для повышения прочности излучателей в качестве связки использован химически чистый синтетический воск.

Содержание определяемого элемента рассчитывали по интенсивностям с помощью процедуры α -коррекции, имеющейся в программном обеспечении SPECTRAplus прибора S4 Pioneer.

Повторяемость определения элемента характеризуется относительным стандартным отклонением для U – 7 %. Предел определения – 1 мг/кг.

В результате первичной обработки аналитических данных была построена карта пространственного распределения урана в почвах города, на которой выделены фоновые и аномальные участки, отражающие степень загрязнения почв (рис. 1).

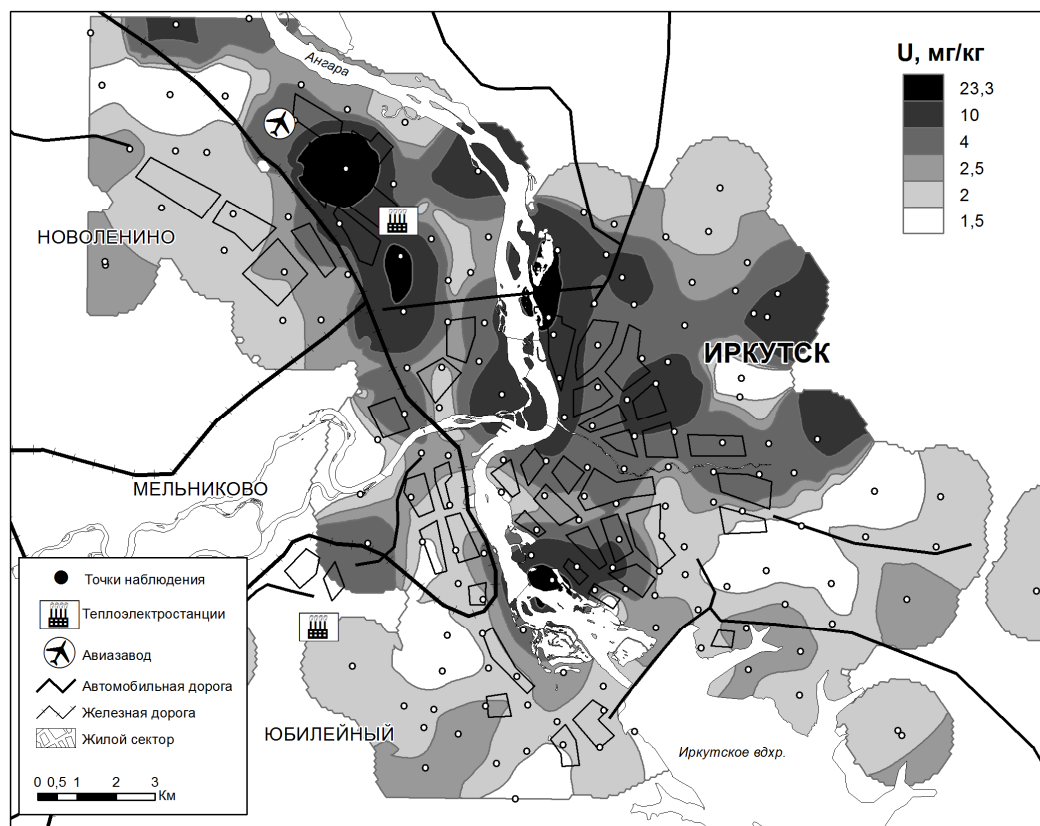


Рис. 1. Распределение концентраций урана в почвах верхнего горизонта г. Иркутска и его периферии.

Анализ полученных эмпирических данных проводили в сравнении с фоновым содержанием исследуемого поллютанта по Иркутской области [3, 5], которое по результатам исследования 2010 г. оказалось идентичным – 2,01 мг/кг.

Полученные результаты показали неравномерное распределение содержаний элемента в почвах, а также разное распределение его по площади изученной территории города. Содержание урана варьирует в пределах от < 1 до 23,30 мг/кг. Среднее содержание составило 2,85 мг/кг. Максимальные концентрации отмечаются в виде двух небольших по площади локальных аномалий в районе Иркутска-II: возле ТЭЦ и вблизи взлетной полосы ОАО НПК «Иркут» (Иркутский авиазавод) – соответственно 23,30 мг/кг и 15,80 мг/кг.

Кроме того, повышенное содержание элемента (18,74 мг/кг) наблюдается на о. Юность возле детской железной дороги. В 7 раз выше фонового значения зафиксирована небольшая по площади распространения территория около рынка «Покровский». Данное отклонение, видимо, связано с расположением здесь автозаправочной станции. В районе военной базы микрорайона Зеленый и вдоль промзоны микрорайона Рабочее также отмечаются отдельные участки с содержанием урана, превышающим значение регионального фона.

Слабый и условно фоновый уровень загрязнения, занимающий половину рассматриваемой площади города ($U < 2,5$ мг/кг), рассредоточен преимущественно по окраинам города, на дачных, садовых участках и сельскохозяйственных земельных угодьях.

Таким образом, на территории города Иркутска и его периферии наблюдается различное по интенсивности загрязнение почв ураном. Выявленные аномалии носят локальный характер и не оказывают заметного влияния на состояние окружающей среды. Тем не менее, для улучшения экологического состояния почв на участках с повышенным содержанием урана рекомендуется выращивать растения-аккумуляторы. Необходимо также проводить систематический мониторинг для выявления наиболее загрязненных и опасных для здоровья населения участков.

1. Государственный доклад. О состоянии окружающей природной среды Иркутской области в 2007 году. – Иркутск: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Иркутской области, 2008. – С. 144–146.
2. Государственный доклад. О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2009 году. – Иркутск: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Иркутской области, 2010. – 13 с.
3. Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья. Байкальский геоэкологический регион. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2008. – 73 с.
4. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Москва: Изд-во «Экология», 1997. – С. 287–290.
5. Кузнецов П.В., Гребенщикова В.И. Эколого-геохимическая характеристика почвенного покрова некоторых городов Иркутской области. Тезисы докладов Четвертой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2008. – С. 163–165.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОНЁВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

П.А. Громов, В.Н. Войтенко, А.О. Якубовская, А.В. Гонегер

¹Санкт-Петербургский государственный университет, СПб, Россия, grom-22@bk.ru

²ООО «Хужир Энтерпрайз», Улан-Удэ, Россия, mail@hooszhir.ru

Конёвинское месторождение находится в пределах Сайлагского массива гранодиоритов, ограниченного левыми притоками р. Ока - рр. Сайлаг и Мунгорга, расположенными в северо-западной части Окинского района Республики Бурятия. Сайлагский массив таннуольского комплекса, вмещающий Конёвинское месторождение, расположен в Хамсаринской СФЗ в 7–8 км к северу от её южной границы, проходящей по субширотному Жомболокскому глубинному разлому, отделяющему Хамсаринскую СФЗ, сложенную, в основном, среднепалеозойскими вулканоплутоническими формациями и комплексами, от Окинской СФЗ, представленной рифей-вендскими и нижнепалеозойскими карбонатными и терригенными формациями [1].

Вмещающие Сайлагский массив породы представлены известняково-доломитовой толщей с маломощными и редкими прослоями черных сланцев, пара- и ортосланцев. В карбонатной толще наблюдаются лежащие складки оползневого происхождения, на контакте с Сайлагским массивом карбонатные породы перекристаллизованы с образованием метаморфической полосчатости, параллельной границам массива. Возраст толщи дискуссионен и относится к аналогам иркутской свиты. Западная часть Сайлагского массива частично перекрыта отложениями вулканогенно-осадочной илейской толщи предположительно девонского возраста. Ареал распространения этой толщи ограничено двумя вытянутыми северо-западного простирания и короткими широтными сбросами, образующими в плане осадочный бассейн типа «pull-apart». Вдоль плоскостей этих разрывных нарушений наблюдаются индикаторы поздних взбросовых движений, выражающиеся приразломными складками и различной ориентировкой кливажа висячем и лежащем крыле. В юго-восточной части распространения толщи наблюдается её залегание непосредственно на гранодиоритах Сайлагского массива.

Сайлагский массив имеет размеры 12х7 км и вытянут в широтном направлении. Преобладающими породами Сайлагского массива являются равномернозернистые крупно-среднекристаллические биотит-роговообманковые гранодиориты и биотитовые граниты. В центральной части массива наблюдаются вытянутые в широтном направлении тела

неравномернозернистых крупно-среднекристаллических, отчетливо порфировидных биотит-роговообманковых гранодиоритов и монцогранодиоритов, имеющие плавные переходы с распространёнными гранодиоритами. В меньшей степени представлены средне-мелкокристаллические лейкократовыми граниты, биотитовые гранит- и гранодиорит-порфиры.

Характерной особенностью Сайлагского массива является наличие значительного (более 300) количества протяженных узких даек габбро-диоритов, диоритовых и монцодиоритовых порфиров образующих пояса в основном запад-северо-западного и реже северо-восточного простирания. В меньшей степени распространены дайки гранит-аплитов и субщелочных гранитоидов не имеющих столь выраженной ориентировки, как дайки основного состава. Дайковые пояса также распространены во вмещающей массив карбонатной толще и в меньшей степени в вулканогенно-осадочных породах илейской свиты.

Сайлагский массив характеризуется несколькими типами трещиноватости и разрывных структур: вертикальная отдельность северо-западного и широтного простирания; субгоризонтальная отдельность; широтные зоны расщеливания и катаклаза; зоны смятия северо-восточного простирания. Субвертикальная отдельность часто заполненная пиритом, наиболее выражена в западной части массива и параллельна контактам многочисленных даек, вдоль которых наблюдаются индикаторы как право-, так и левосторонних перемещений. Субгоризонтальная отдельность полого падает к северу и югу от середины массива, частота трещин отдельности увеличивается к кровле, вдоль отдельности нередко проявлены надвиговые перемещения. Эта отдельность наиболее выражена в северной части массива, разделенного широтной зоной расщеливания и катаклаза. Это разрывное нарушение характеризуется сбросово-сдвиговой кинематикой, а в теле разлома породы интенсивно метасоматизированы, дайковые тела будинированы и расщелированы. Зоны смятия северо-восточного простирания наиболее короткие из всех описанных и характеризуются взбросо-сдвиговой кинематикой с интенсивными деформациями в центральной части.

Конёвинское месторождение расположено в западной части Сайлагского массива. Золотое оруденение локализуется в узких и протяженных зонах северо-западного простирания, параллельных основным дайковым поясам, и крутого 70-80° северо-восточного падения. Зоны представлены березитизированными гранодиоритами и березитами мощностью от 2-3 до 25 м. Золото связано с зонами березитизации, локализуется в жилах, кварцевых прожилках и в рудных березитах. Вдоль зон березитизации северо-западного простирания и субпараллельных им даек основного состава наблюдаются секущие березиты и кварцевые жилы плоскости скалывания с преобладающими левосторонними смещениями.

Структура месторождения определяется пересечением этих зон с хрупко-пластической зоной смятия (шириной около 40 м) северо-восточного простирания, развивающейся субпараллельно поясу крутопадающих даек основных пород. Зона смятия представляет собой взбросо-сдвиг с висячим северо-западным крылом и с правосторонними смещениями зон березитизации, также в зоне смятия наблюдаются поздние хрупкие сколы уже с левосторонней кинематикой смещения. Дайковые породы в зоне смятия расщелированы и метасоматически изменены. К северо-западу зоны березитов простираются под широкой долиной р. Ехэ-Саган-Сайр, крайняя северная зона березитизации, более крутопадающая, совпадает с простиранием крупного сброса, отделяющего вулканы от карбонатной пачки, вмещающей массив.

Повсеместно в березитах, центральных кварцевых жилах, на границах даек и по трещинам отдельности во вмещающем месторождение массиве гранодиоритов наблюдается тектоническая штриховка или расщеливание. Принимая во внимание широкое развитие сколовых трещин в рудных телах и вмещающем массиве, нами были проведена реконструкция поля тектонических напряжений участка Сайлагского массива, включающего Конёвинское месторождение.

Структурно-тектонифизические исследования включали определение кинематики перемещения по зонам сдвига и катаклаза, смещению жил и даек, определение локальных состояний палеонапряжений по сколовым трещинам по простиранию и поперек зон березитизации. Определение перемещений вдоль зон сдвига определялось традиционными структурными методами по смещению маркирующих тел, роль которых прекрасно выполнили многочисленные дайки основных пород. Определение направления перемещения по плоскостям скалывания определялось по ориентировке ступенек роста синтетектонических минералов в плоскости трещин. В анализ вовлекались точки наблюдения, где количество замеров

ориентировок штриховок и однозначного направления сдвига составляло от 3 до 21. Определение ориентировки осей палеонапряжений выполнялось по методике В.Д. Парфенова [2] и аналогичных ему методик J. Angelier двугранного и трёхгранного прямого угла с использованием компьютерных программ R.W. Allmendinger и R.J. Lisle [3, 4].

Анализ совокупных ориентировок осей напряжения по точкам наблюдения показал, что юго-западная и северо-западная части массива, непосредственно примыкающие к рудным зонам (гор. 2365 м), характеризуются субвертикальным расположением оси сжатия σ_3 . Ось растяжения σ_1 имеет субгоризонтальную ориентировку, совпадающую с северо-западным простиранием основных рудных зон, а форма эллипсоида напряжения характеризует плоское напряженное состояние, т.е. когда величина промежуточной оси σ_2 остается постоянной. Аналогичную характеристику имеют точки наблюдения в центральной рудной зоне в лежащем крыле зоны смятия (гор. 2315-2415 м), где вдоль рудных зон наблюдаются будинированные дайки основных пород. Большая часть рудных тел характеризуется чередованием напряженного состояния с устойчивой вертикальной ориентировкой σ_1 , и напряженного состояния с поясовым распределением σ_1 и с выраженной субгоризонтальной ориентировкой σ_3 , характеризующим одноосное растяжение вдоль вертикали при общем сдвиговом напряженном состоянии (гор. 2315-2415 м). Анализ отдельных ориентировок осей напряжения по группам позволил выделить две группы с субширотной и субмеридиональной (и вертикальной) ориентировками σ_3 , подкрепляющими кинематические построения по анализу смещения рудных тел и даек в зонах сдвига.

Эволюция поля тектонических напряжений западной части Сайлагского массива, включающего Конёвинское месторождение, по результатам структурно-кинематического анализа нами представляется следующим образом:

1. Вертикальная ориентировка оси сжатия и субгоризонтальное растяжение юго-юго-западного простираения. Формирование крупных сдвиго-раздвиговых депрессий, ограниченных сбросами северо-западного и восток-северо-восточных простираций. Формирование дайковых поясов в Сайлагском массиве и вмещающей карбонатной раме, в депрессиях накапливаются маломощные основные и ультраосновные эффузивные породы, конгломераты и туфы. Дайки внедряются в уже существующие вертикальные трещины отдельности массива (снятия нагрузки) параллельно или под очень острым углом к ним, что подтверждается коленообразными изгибами и резкими обрывами даек по простираению.
2. Вертикальная ориентировка оси сжатия преобладает, рассматриваемый участок Сайлагского массива находится висячем крыле крупного разрывного нарушения, оперяющие трещины к которому (как наиболее открытые) являются вмещающими современных рудных зон. Формирование оперяющих структур также происходит вдоль нарушений сплошности среды, в данном случае даек. В депрессии накапливаются вулканогенно-осадочная толща кислого состава. Деструкция самого массива не происходит, деформируются только дайковые тела внутри рудных зон.
3. Ориентировка оси сжатия субгоризонтальная, с левосторонней сдвиговой кинематикой вдоль рудных тел и субвертикальной ориентировкой оси сжатия. В рудных телах формируются пережимы и раздувы. Вдоль дайкового пояса северо-восточного простираения формируется взбросо-надвиговые хрупко-пластичные зоны смятия с пластичными деформациями в центральной части и хрупкими на периферии. Взаимоотношение одновременных правых и левых сдвигов характеризуют структурный парагенезис с субширотной осью сжатия.

1. Геологическая карта СССР, 1:200000, серия Восточно-Саянская, N-47-XXVIII.- М., 1975.
2. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984. №1.
3. Angelier, J., and P. Mechler, Sur une mthode graphique de recherche des contraintes principales galment utilisable en tectonique et en seismologie: La mthode des didres droits, Bulletin Socit Gologique de France, 19, 1309-1318, 1977.
4. Lisle, R. J., Principal stress orientations from faults: an additional constraint, Annales Tectonic, 1, 155-158, 1987.

ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Б.Б. Дамдинов

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

Саяно-Байкальская складчатая область (СБСО) представляет собой юго-восточное обрамление Сибирской платформы и сложена различными структурно-вещественными комплексами (террейнами) – островодужными, океаническими, континентальными, совмещенными в результате аккреционно-коллизийных процессов и прорванными гранитоидами гигантского Ангаро-Витимского батолита.

Сведения о наличии платиноидной минерализации в пределах СБСО существуют с конца XIX – начала XX в [1]. В основном платиновые минералы обнаруживались при отработке золотоносных россыпей. Проведенные в последние годы исследования позволили выявить целый ряд платиновых минералов в золотоносных россыпях [7]. Выделено 4 типа минеральных ассоциаций: рутениридосминовая, осмиридиевая, ферроплатиновая и сперрилитовая, с широким спектром вторичных минералов ЭПГ: сульфидов, сульфоарсенидов, сульфоантимонидов, Cu-Pt сплавов, присутствующих, как правило в виде включений и оторочек в главных минералах ЭПГ. В пространственном отношении, находки платиноидов в россыпях приурочены преимущественно к водотокам, дренирующим породы ультрабазитового и базитового составов.

Что касается коренного платиноидного оруденения, то в первую очередь следует упомянуть породы расслоенных ультрабазит-базитовых массивов, развитых в пределах северной части СБСО. Наиболее перспективным (и наиболее изученным) является оруденение связанное с Йоко-Довыренским дунит-троктолит-габбровым массивом.

Йоко-Довыренский массив является наиболее крупным и полно дифференцированным из группы массивов довыренского комплекса [4, 9]. Он представляет собой силлоподобное тело, залегающее субсогласно со структурой вмещающих позднепротерозойских карбонатно-терригенных отложений осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Возраст массива определен Rb-Sr и Sm-Nd методами и имеет значения в 700 – 740 млн лет [4, 9]. Наиболее богатое платиноидное оруденение связано с малосульфидным критическим горизонтом, расположенным на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и габброидной зон. В рудах выявлено значительное количество минералов ЭПГ, преимущественно теллуридов и висмута-теллуридов Pt и Pd, менее распространены сплавы Pt-Fe и редко отмечаются соединения ЭПГ с Sn, Sb, Pb, As. Сульфидные Cu-Ni руды массива характеризуются меньшим видовым составом минералов ЭПГ, которые представлены преимущественно сперрилитом и антимонидами Pd. Формирование благороднометалльного оруденения происходило на поздних стадиях кристаллизации расплава при высокой активности летучих компонентов, в составе которых преобладали восстановленные газы и хлор.

Офиолитовые массивы ультрабазитов, широко распространенные в пределах СБСО также содержат проявления платиноидной минерализации. Офиолиты являются реликтами океанической коры Восточно-Саянского и Байкало-Витимского океанических бассейнов, существовавших в пределах 1100 – 650 млн лет назад. Выходы офиолитов трассируются в общем северо-восточном направлении от юго-авосточной части Восточного Саяна, через Джидинскую палеоокеаническую зону до Муйской зоны Северного Забайкалья [2, 10]. Наиболее изучена платиноносность офиолитов Восточного Саяна, где они образуют две прерывистых ветви (Ильчирскую и Боксон-Харанурскую), обрамляющие с трех сторон образования Гарганской глыбы. На пересечении Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов расположен Оспинско-Китойский гипербазитовый массив, представляющий собой участок офиолитового покрова, расчлененный на несколько пластин, подстилаемых зонами серпентинитового меланжа. Кроме указанных ветвей, в северной части региона некоторыми исследователями выделяется Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс [8].

В хромититах из реститовых ультрабазитов установлена преимущественно Ru-Ir-Os минерализация. Наиболее распространенными являются гексагональные твердые растворы Ru-Ir-Os, по современной классификации отвечающие осмию, рутению, иридию, рутениридосмину. В виде оторочек и включений в первичных минералах ЭПГ установлены сульфоарсениды и сульфиды, такие как осарсит, ирарсит, лаурит, эрликманит. Кроме минералов ЭПГ, в хромититх

установлены самородное золото и минералы Ni – аварунит, шендит, орселит, хизлевудит [3]. Проявления хромититов или хромитовых руд в пределах гипербазитов слагают отдельные жилы мощностью до 2 м и протяженностью до 10-15 м, жильные зоны размером 400 на 20 м и участки шлировой хромитовой минерализации.

Кроме хромититов, платиноидная минерализация установлена также в апогипербазитовых метасоматитах. Прежде всего, следует отметить углеродистые метасоматиты по гипербазитам, распространенные в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова). Они представляют собой жильно-прожилковые зоны и зоны рассеянной вкрапленности УВ среди гипербазитов, серпентинитов, базитов, вплоть до средне-кислых разностей и их метасоматитов. Размеры этих зон довольно значительные, так штокверкоподобная (прожилковая) углеродизация формирует целые поля углеродистых метасоматитов размером до 800 м, а отдельные жильные тела прослеживаются на расстояние более 1 км. Платиноидная минерализация в углеродистых метасоматитах представлена большей частью соединениями Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd ($PdPt_{0.1}$) до палладистой платины ($PtPd_{1.1}$) с примесями Sn, Pb, Bi. Содержания Pt достигают 1.6 г/т, золота – 2.4 г/т. Концентрация ЭПГ происходит в УВ, где повышены содержания Pt (до 11.5 г/т) и Ru (до 0.13 г/т), а также Au (1.4 г/т) и Ag (до 89 г/т).

Наряду с породами, содержащими платиновые минералы, установлены также образования, имеющие повышенные концентрации ЭПГ, что позволяет считать их потенциально платиноносными. В первую очередь это участки обогащения платиноидами апогипербазитовых метасоматитов: лиственитов и серпентинитов. Серпентинитовый тип оруденения представляет собой зоны сульфидной Ni-минерализации в антигоритовых серпентинитах, где сульфидные минералы представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, редко галенитом. Из ЭПГ в серпентинитах преобладает платина, содержание которой достигает 0,34 г/т, содержания остальных платиноидов незначительны, за исключением участков, содержащих шлировые обособления хромитов, где повышены концентрации Ru, Ir, Os. В лиственитах повышенные содержания благородных металлов приурочены к зонам кварц-талк-карбонатных и кварц-фуксит (Сг-фенгит)-карбонатных разностей. Концентрации Благородных металлов в лиственитах достигают: Au до 0.4 г/т, Ag – до 172 г/т и Pt – 0.09 г/т. Повышенные концентрации Pt и Pd известны в сульфидизированных метабазах. Такие участки пространственно совмещены с проявлениями Ni-Со минерализации в породах кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. В частности, в метасоматически измененных и сульфидизированных габброидах и габбро-пироксенитах (Pt до 0,011 г/т и Pd до 0,078 г/т). Есть сведения о повышенных концентрациях ЭПГ в приконтактовых частях гранитоидных массивов.

Образования вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации Восточного Саяна, представлены отложениями преимущественно зеленосланцевого и черносланцевого состава и отнесены к ильчирской толще. Повышенная платиноносность установлена преимущественно в сульфидизированных черных сланцах, местами переходящих в сплошные сульфидные руды. Содержания благородных металлов достигают 1.2 (до 150) г/т Pt, 0.5 г/т Au. Известно, что черносланцевые отложения часто несут платиноидную минерализацию, что установлено их исследованиями в пределах Воронежского кристаллического массива, КМА, Урала, Байкало-патомского нагорья и др. Концентрация ЭПГ происходит как в сульфидах, так и непосредственно в УВ.

Ещё одним типом минерализации ЭПГ является оруденение, локализованное в глаукофансодержащих метабазах Окинской структурно-формационной зоны, интерпретируемой как образования аккреционной призмы [5]. Первичные ультрабазит-базиты, слагающие многочисленные будинообразные тела разного размера, изменены до родингитов и магнетитизированных, хлоритизированных амфиболитов, местами с сульфидами (пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов). Минерализованные родингиты слагают линзовидные тела мощностью до 3 м. Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты представляют собой протяженные (до 900 м) зоны пирит-магнетитовой минерализации в глаукофансодержащих ортоамфиболитах. Содержания ЭПГ в рудах достигают 0.65 г/т с отчетливой Pt-Pd геохимической специализацией, золота – до 1.5 г/т и Ag – до 60 г/т. Минеральные фазы благородных металлов представлены медистым, ртутистым и оловосодержащим золотом разной пробы и сперритом.

К сожалению данных, об уровнях концентрации ЭПГ в офиолитах Северного Забайкалья недостаточно, чтобы делать однозначные выводы. Однако наличие платиноидов в россыпных проявлениях региона предполагают и возможность обнаружения коренной платиноидной минерализации.

Повышенные концентрации ЭПГ фиксируются и в многочисленных золоторудных месторождениях и проявлениях, пространственно, а возможно и генетически связанных с породами офиолитовой ассоциации. Во многих из них установлены аномально высокие концентрации ЭПГ, хотя минеральных фаз платиноидов не обнаружено. К таким объектам можно отнести в частности – Зун-Холбинское, Таинское, Каменное месторождения, где содержания платины достигают первых десятков г/т [6].

Таким образом, СБСО содержит многочисленные рудно-породные комплексы благоприятные для накопления ЭПГ. К ним можно отнести породы офиолитовой ассоциации, дифференцированные ультрабазит-базитовые массивы, метаморфиты глаукофансланцевой фации и золоторудные месторождения связанные с палеоокеаническими и палеоостроводужными комплексами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00012.

1. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. – Л.: Изд-во АН СССР, 1933. – 243 с.
2. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Складчиков Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 34–58.
3. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). – Новосибирск: изд-во Гео, 2008. – 304 с.
4. Кислов Е.В. Йоко-довыренский расслоенный массив. – Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 1998. – 265 с.
5. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел-2000, 2004. – 192 с.
6. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М., Митькин В.Н., Дамдинов Б.Б., Заякина С.Б. 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.
7. Орсов Д.А., Очиров Ю.Ч., Миронов А.Г., Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М. Минералы платиновых металлов и типы их ассоциаций в россыпях Байкальской платиноносной провинции. // Геология и геофизика, 2004. Т.45. №3. – С. 335–346.
8. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Ехэшигинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна. // Отечественная геология, 2002. №1. – С. 45–51.
9. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 194 с.
10. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВА РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ РАЗНОТИПНУЮ ШТОКВЕРКОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ ПЕРВОМАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Л.Б. Дамдинова

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

В целях изучения физико-химических факторов рудообразования в пределах штокверкового Мо месторождения (Джидинское рудное поле) были изучены строение и минеральный состав вмещающих пород и рудоносных молибденит-кварцевых (1 тип), и кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип). Породы, вмещающие оруденение, представлены порфировидными гранитами, которые имеют относительно выдержанный состав. Мелкозернистая основная масса этих пород сложена КППШ (до 30–40%), кварцем (30–35%), плагиоклазом (20–25%), а также биотитом и мусковитом, количество которых в разных шлифах варьирует от 5 до 10%. Кроме того, отмечается редкая вкрапленность (1–2%) пирита, флюорита и апатита (< 1%). Вкрапленники,

равномерно распределенные в основной массе, достигают в размерах 5 мм и представлены кварцем, КПШ и реже плагиоклазом.

Таблица. 1

**Среднее содержание главных (мас.%) и ряда примесных (г/т) элементов
в гранитах Первомайского массива (верхние строки)
и стандартное отклонение (нижние строки) по четырем пробам.**

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	F	п.п.п	Сумма
73.18	0.17	13.63	0.75	1.07	0.26	0.03	0.83	4.02	4.61	0.05	0.47	0.37	1.36	100.53
1.08	0.03	0.30	0.31	0.58	0.04	0.01	0.15	0.37	0.40	0.02	0.24	0.08	0.46	0.29
Cu	Zn	Mo	Sn	Ta	W	Pb	Th	U	Rb	Sr	Ba	Be	Zr	Nb
107.2	53.8	17.2	7.7	1.9	15.0	35.5	30.2	14.3	533.7	129.1	308.1	7.1	156.5	25.7
6.5	6.0	15.6	3.4	0.7	3.1	2.7	0.1	6.8	40.6	39.7	42.0	8.3	10.6	6.6

Примечание. Силикатный анализ гранитов выполнен в лаборатории ГИН СО РАН, аналитики: Иванова В.А., Гусева Н.Л., Боржонова И.В., Цыренова А.А. Примеси – в ИГХ СО РАН, методом ICP-MS, аналитик: Смирнова Е.В.

Молибденит-кварцевые прожилки на 80–90% сложены изометричными зернами кварца, участками отмечаются шестоватые зерна, растущие перпендикулярно стенкам прожилка. Это свидетельствует о том, что прожилки вероятнее всего формировались путем выполнения трещин. Мощность прожилков варьирует от 0.2 до 1.5 см, границы с вмещающими породами четкие, в большинстве случаев ровные. Молибденит образует скопления чешуек, иногда радиально-лучистые агрегаты, количество его в среднем варьирует от 5 до 10%. Распределение молибденита неравномерное, в одних случаях он приурочен к центральной части, в других к зальбандам прожилков или рассеян во всем объеме жильного кварца. Гораздо реже чешуйки молибденита выходят за пределы прожилка во вмещающие породы.

Основными минералами кварц-гюбнеритовых прожилков являются кварц (80-90%) и гюбнерит (до 10%), изредка в них отмечается берилл (до 1%), часто эти прожилки имеют зональное строение, обусловленное наличием в зальбандах агрегата кристаллов мусковита и гюбнерита, иногда берилла, ориентированных головками к центральной существенно кварцевой части прожилков. В большинстве прожилков преобладающее количество кристаллов гюбнерита реже берилла располагается корневой частью в контакте с вмещающей породой.

Направленные от зальбандов навстречу друг другу агрегаты кристаллов гюбнерита или берилла свидетельствуют об образовании прожилков в результате заполнения полостей трещин минеральным веществом.

По результатам химического анализа закономерное изменение состава вмещающих гранитов фиксируется в узких (1–3 см) зонах, примыкающих к рудным прожилкам, что свидетельствует о диффузионно-метасоматической природе этих оторочек. Среди петрогенных компонентов только TiO₂, FeO, MnO, MgO не обнаруживают значимых отклонений от фоновых значений, характерных для неизмененных гранитов. По поведению других макроэлементов молибденит-кварцевые прожилки также можно разделить на подтипы, которые заметно различаются. Первый подтип сопровождается оторочками с фоновым содержанием F, которые резко обеднены SiO₂ и Na₂O, обогащены K₂O, иногда Al₂O₃, Fe₂O₃ и S. Для прожилков второго подтипа десиликация гранитов и увеличение K₂O в этих оторочках не характерны, а их обеднение Na₂O и Al₂O₃ проявляется в случаях повышенного содержания флюорита в жильном материале. Для околопрожилковых оторочек этой группы характерна обогащенность F и S.

Поскольку штокверк локализован в однородных по составу гранитах (таблица 1), выявленные различия предполагают образование прожилков первого подтипа высококалийными растворами повышенной щелочности, а второго – околонеутральными растворами с более высокой концентрацией S и F.

Содержание Mo в молибденит-кварцевых прожилках первого подтипа (0.0n–0.1%), как правило, десятикратно ниже, чем во втором (0.n–n%). Околорудные метасоматиты первого подтипа обычно обогащены Mo, W, Sn, Li, обеднены Zn, а для околопрожилковых оторочек

второго подтипа повышенные содержания Мо и Sn менее характерны, изменения содержаний Pb знакопеременны.

По поведению большинства макроэлементов в визуально неразличимых околопрожилковых оторочках вблизи кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип) значимых отклонений не обнаружено. Характерно небольшое увеличение содержания K_2O , также около них отмечается обеднение Be, W, Sn и выявлено повышение содержаний Мо, Sn и Li.

Данные о составе рудообразующих растворов и условиях формирования прожилковой минерализации двух типов получены в результате изучения кристаллов кварца, флюидные включения (ФВ) в котором имеют довольно крупные размеры и подходят для изучения методами термометрии и криометрии. В других минералах включения, пригодные для изучения, не обнаружены. Наряду с доминирующими вторичными включениями, которые в большинстве случаев образуют шлейфы, в кварце обнаружены первичные относительно крупные ФВ от 20 мкм и выше, удаленные от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений. Визуально эти ФВ в разных прожилках практически однотипны, как правило, для них характерно отсутствие кристалликов и наличие газового пузыря без видимой каемки жидкой CO_2 . Такие включения относятся к ФВ гомогенного захвата, достоверных признаков гетерогенизации не обнаружено.

Микроаналитическое изучение относительно крупных ФВ методом лазерно-спектрального анализа [Ишков и др., 1990; Reyf, 1997] показало, что по содержанию металлов растворы, сформировавшие прожилковую минерализацию двух типов, заметно отличаются по содержанию рудных компонентов.

Результаты изучения ФВ сведены в таблице 2, где видно, что интервалы температур эвтектики и температур гомогенизации для обоих типов прожилковой минерализации перекрываются, соленость рудообразующих растворов также находится приблизительно в одном интервале. Тогда как по содержанию рудных компонентов для ФВ из кварц-молибденитовых прожилков характерны высокие содержания Мо (0.4-9.2 г/кг) в растворах, а также Cu, Zn и Ag. Тогда как для второго типа прожилков характерны только высокие содержания W (0.3-8.3 г/кг) и Ag.

Таблица 2

	Температура, °C		Состав ФВ						
	$T_{эвт}$	T_g	CO_2 , мас. %	экв. NaCl, мас. %	Мо, г/кг	W, г/кг	Cu, г/кг	Zn, г/кг	Ag, г/кг
1	-27... – 29.7	239–314	н.п.о.	10.5–14.5	0.4- 9.2	<5.5	0.03- 2	0.2-0.3	1.1-5.4
2	- 28... – 31.2	215 –296	н.п.о.	9.3–16.8	<2.5	0.3- 8.3	0.00 3-1.8	-	0.01- 4.5

Таким образом, можно сделать следующие выводы, что формирование разнотипной минерализации в пределах Джидинского рудного поля не зависело от температурного фактора, солёности рудообразующих растворов и от литологии вмещающих пород. Эффективность переноса и концентрированного отложения Мо и W зависела от щёлочности/кислотности растворов, а также активности K, F, S. Наиболее богатая минерализация Мо и W формируется из околонефтральных растворов с более высокой концентрацией S и F. Одним из главных условий образования промышленной штокверковой Мо-W минерализации является наличие рудообразующих растворов с высокими концентрациями профилирующих металлов.

Работа выполнена при поддержке Лаврентьевского гранта СО РАН.

1. Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука. 1990. 93 с.

2. Reyf F.G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia // Mineral. Depos. 1997. V. 32. P. 475–490.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ НАХОЖДЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.Б. Данзанов

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия,
vitalii-danz@mail.ru

По оценкам экспертов МАГАТЭ Россия полностью отработает разведанные запасы урана в недрах уже к 2025г. В настоящее время практически единственной базой добычи уранового сырья в Российской Федерации являются месторождения Стрельцовского рудного района.

Стрельцовское урановорудный район расположен на юго-востоке Забайкальского края в пределах Краснокаменского района и приурочен к одноимённой вулкано-тектонической кальдере, сформировавшейся конечные этапы позднемезозойской тектономагматической активизации. Кальдера сложена покровными фациями эффузивов базальт-дацитовый, базальт-риалитовой формаций. Покровы стратифицированы и разделены обычно маломощными горизонтами осадочных пород озерных и русловых фаций, содержащих многочисленные органические остатки.

Урановорудный район включает 19 молибден-урановых месторождений, из которых два крупнейших локализованы в породах фундамента – гранитоидах С-Р возраста и известняках раннего протерозоя, 17 — в юрских вулканогенно-осадочных образованиях кальдеры, из них 13 месторождений — в стратифицированных покровных вулканитов; 4 — в вулканитах жерловых фаций. В неоген – четвертичных озёрно-болотных отложениях известно месторождение Полевое (рис.1), [1].

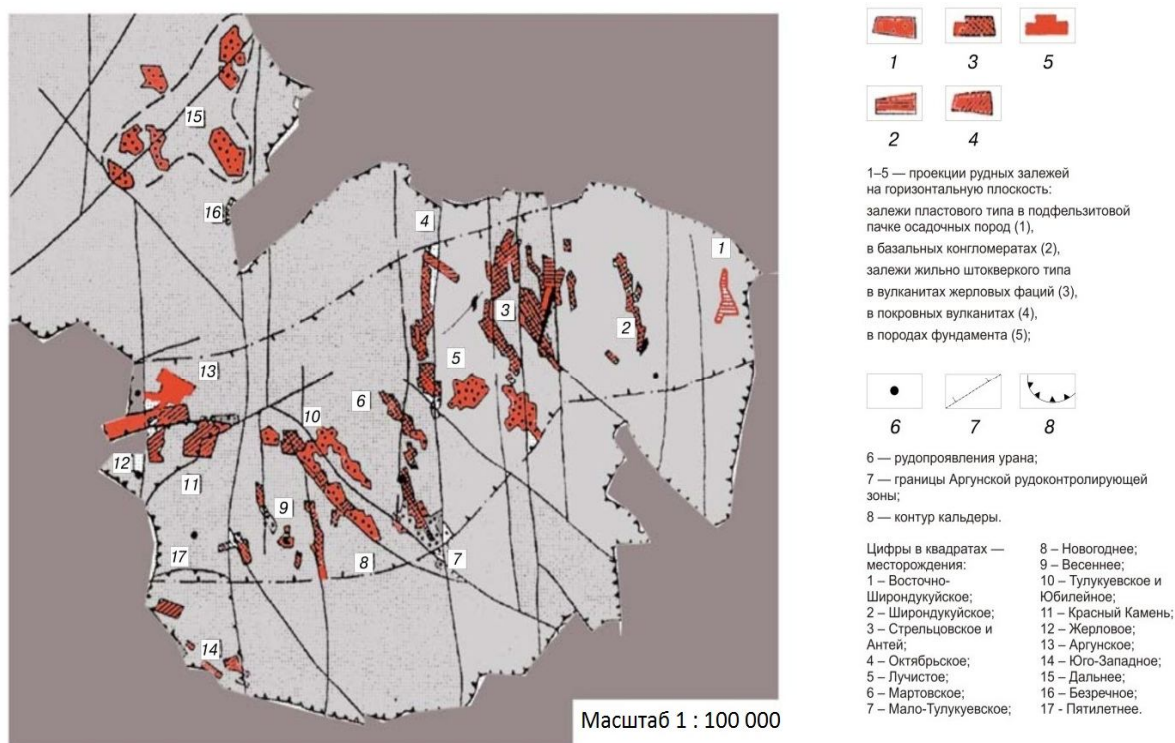


Рис.1. Основные урановые месторождения Стрельцовского рудного района, составлено по материалам Л.П. Ишуковой, 2007.

Рассматривая геологоструктурную позицию, условия формирования Стрельцовского рудного района автором, вслед за Л.П. Ишуковой выделяется два генетических и пять структурно-морфологических типов месторождений.

Ведущими промышленно-генетическими типами урановых месторождений района являются:

- флюидогенные (низкотемпературные гидротермальные) месторождения вулканогенного андезитоидного ряда по В.И. Старостину. К ним относится основная масса месторождений кальдеры;
- осадочные хемогенные месторождения с единственным представителем – месторождением Полевым.

■

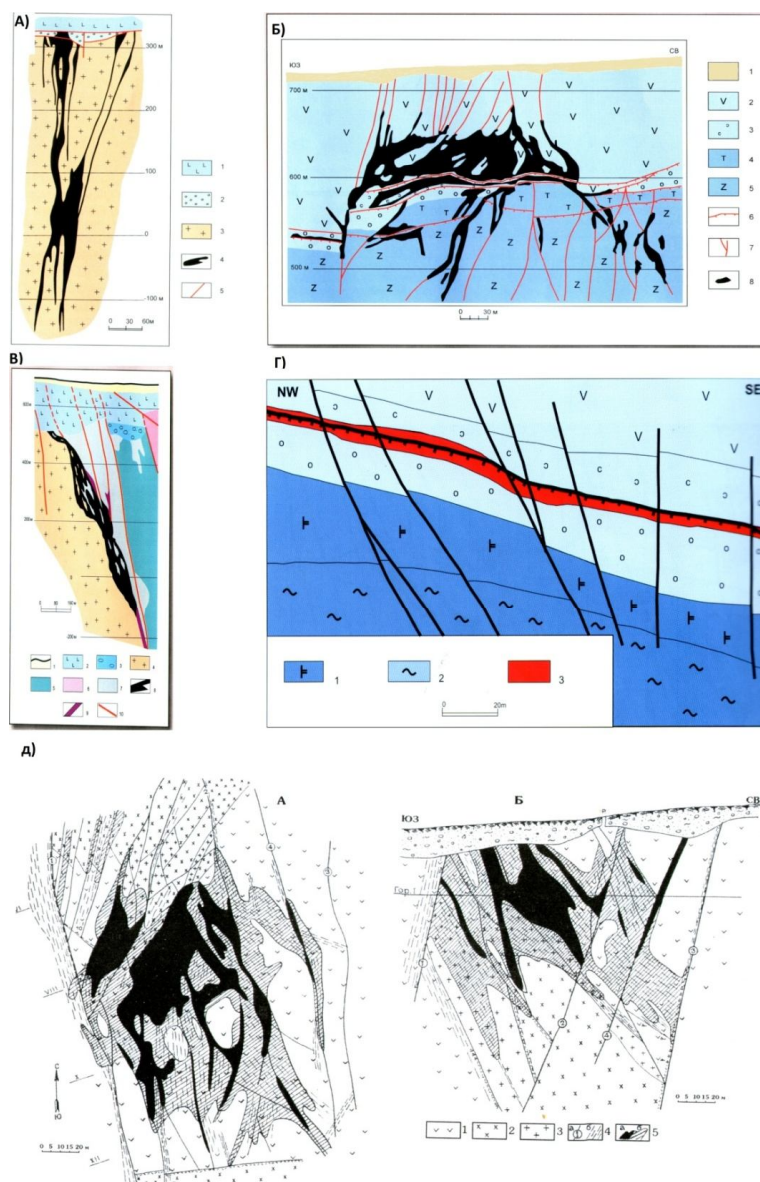


Рис.2. Структурно-морфологические типы месторождений.

(А – месторождение Антей: 1 – базальты; 2 – конгломераты; 3 – граниты; 4 – урановые руды; 5 – разломы. Б – месторождение Тулукуевское: 1 – наносы; 2 – фельзиты; 3 – туфы; 4 – трахибазальты; 5 – трахидациты; 6 – субгоризонтальные разломы; 7 – крутопадающие разломы; 8 – рудные тела. В – месторождение Аргунское: 1 – наносы; 2 – базальты; 3 – конгломераты; 4 – граниты; 5 – амфиболиты; 6 – гнейсы; 7 – известняки; 8 – урановые руды; 9 – молибденовые руды; 10 – разломы. Г – месторождение Дальнее: 1 – базальты; 2 – алевролиты; 3 – урановые руды. Д – месторождение Красный камень. Геологический план горизонта I (А), и разрез по линии VIII (Б): 1 – фельзиты; 2 – сиенит-порфиры; 3 – мелкокрупнолиповые липариты; 4 – разломы и их номера (а), трещиноватость (б); 5 – рудные тела с кондиционным (а) и забалансовым (б) содержанием урана).

По структурно-морфологическому признаку нами выделяются:

- месторождения залегающие в породах фундамента, в которых оруденение приурочено к разрывным нарушениям и представлено крупными жильообразными телами большой вертикальной протяженностью и часто значительной мощности (Антей), (рис.2, А);
- месторождения штокверкообразной формы, руды основной залежи развиваются почти исключительно по известнякам, что является для рудного района уникальным (Аргунское месторождение), (рис.2, В). Для руд характерна исключительно высокая сплошность промышленного оруденения, при высоком качестве руд;
- месторождения проницаемых осадочно-вулканогенных пород мезозойского чехла (месторождения Стрельцовское, Восточно-Широндукуйское, Широндукуйское, Тулукуевское, Мало-Тулукуевское, Октябрьское, Лучистое, Мартовское, Юбилейное, Весеннее, Новогоднее, Безречное, Дальнее), (рис.2, Б, Г);
- месторождения жерловых фаций (Красный Камень, Жерловое, Пятилетнее и Юго-Западное), (рис.2, Д). Рудные залежи месторождений локализованы в сложных субвулканических интрузивах, заполняющих разрывные структуры кальдеры. Интрузивы пересекаются разрывами, породы интенсивно трещиноваты. В западной части кальдеры развиты жерловые фации кислых вулканитов и экструзивные дайкообразные тела риалитов и сиенит-порфиров.

Отложение урана и его элементов-спутников происходило, как правило, на геохимических барьерах, представленных экранирующими поверхностями осадочных образований тургинской свиты, содержащих многочисленные органические остатки и даже пропластки угля. Для месторождений жерловых фаций характерны магмы пониженные содержания урана и молибдена, большое количество серы, меди, железа. Уран, поступающий с термальными водами, образованными в результате поствулканической деятельности, сорбировался многочисленными органическими остатками. Поступающие горячие термы углефицировали органическое вещество и превращали его в «свежеобразованный» активный биосорбент.

- месторождения в скоплениях остаточного-наносных песчано-глинистых отложений выветрелых пород четвертичного возраста (месторождение Полевое).

Формирование рудных залежей происходило при поступлении восходящих грунтовых вод, размывающих нижележащие ураносодержащие толщи. Уран сорбировался на органическом веществе в проницаемых осадках неоген-четвертичного времени.

Анализ геологических условий, составление генетических моделей и в особенности выделение структурно-морфологических типов рудообразования является основой прогнозирования и стратегии прогнозирования поисков месторождений урана в сходных геологических обстановках.

Для восполнения и оптимизации сырьевой базы ОАО "ППГХО" необходимо активизировать работы по разведке флангов и глубоких горизонтов месторождений Стрельцовского рудного поля и по поискам новых урановых месторождений в Южном Приаргунье. Результаты проведенных ранее геолого-разведочных и научно-исследовательских работ свидетельствуют о благоприятных предпосылках для наращивания запасов.

На сегодняшний день в достаточной степени опойскаваны и разведаны приповерхностные части Стрельцовского рудного поля. В то же время существуют геологические предпосылки, позволяющие считать, что перспективы глубоких частей рудного поля, в первую очередь зоны несогласия между гранитоидным фундаментом и эффузивно-осадочной толщей, контролирующей крупное с богатыми рудами месторождение Антей и Аргунское, еще полностью не реализованы.

1. Геолого-промышленные типы урановых месторождений стран СНГ – М.: ВИМС, 2008. – 72с.
2. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: типография «Глазковская», 2007. – 260с.
3. Хоментовский Б.Н., Овсейчук В.А., Шукин С.И., Суханов Р.А., Хамидуллин С.Х. Рудничные геолого-геофизические работы при эксплуатации урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. Краснокаменск: АОТ «ППГХО», 2002. – 210 с.

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Л. Елбаев

Геологический институт СО РАН, elbaev@mail.ru

Одной из важнейших проблем петрологии является выяснение причин и условий формирования гранитоидов различных геохимических типов в сложных геодинамических обстановках складчатых областей. На территории Юго-Западного Забайкалья широко распространены гранитоидные образования различного возраста и состава. Нами были исследованы гранитоиды слагающие Дархинтуйский, Барунгольский и Верхнебарунгольский массивы Джидинской зоны палеозойд (рис.1). По результатам U-Pb и Ar-Ar [3, 6] исследований установлено, что становление изученных массивов произошло в позднекембрийско-раннеордовикскую эпоху в интервале 490 ± 2 -476 млн лет.

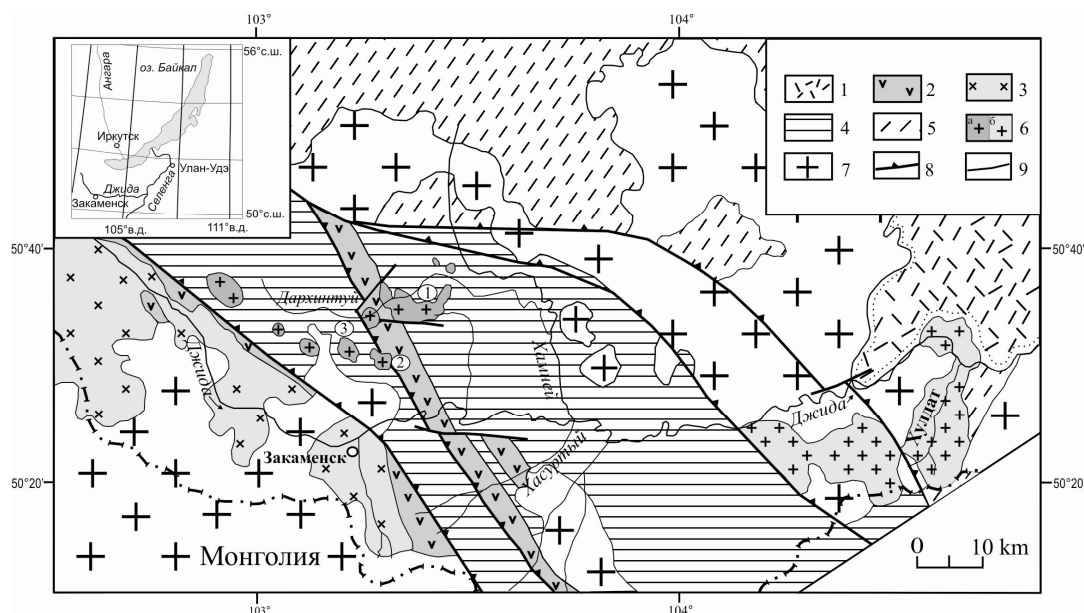


Рис 1. Схема расположения раннепалеозойских тоналитовых массивов в структурах Джидинской зоны палеозойд (Юго-Западное Забайкалье).

1 - юрские осадочно-вулканогенные отложения; 2-4 - Джидинская островодужная система (V-Є₁): 2 - офиолитовый и островодужный вулканогенный (N-MORB, E-MORB, OIB и др.) комплексы нерасчлененные; 3 - джидинский островодужный габбро-диоритовый комплекс; 4 - флишеидный комплекс задугового палеобассейна (PZ_{1d}); 5 - комплекс отложений Хамардабанского метаморфического террейна (R₃-PZ₁); 6 - раннепалеозойские массивы: а - тоналитового состава, б-монцитонитовидного состава; 7 - дабанский внутриплитный сиенит-граносиенитовый комплекс (уе PZ₂₋₃); 8 - разломно-сдвиговые и надвиговые зоны; 9 - другие разломы. Массивы гранитоидов (цифры в кружках): 1 - Дархинтуйский; 2 - Барунгольский; 3 - Верхнебарунгольский.

Краткая геологическая характеристика строения массивов.

Дархинтуйский массив (см. рис. 1) расположен в бассейне среднего течения руч. Дархинтуй, правого притока р. Хамней (левый приток р. Джиды) и имеет площадь около 50км². На современном эрозионном срезе этот массив имеет сложную «амёбообразную» форму. Он сложен главным образом равномернозернистыми амфибол-биотитовыми тоналитами; в подчиненном количестве (2-3%) встречаются кварцевые диориты, приуроченные к эндоконтактной зоне. Минеральный состав тоналитов: Pl-50-55%, Qtz-25-30%, Bt-5-10%, Amph -5-10%, Kfs - единичные зерна. Акцессорные минералы представлены Zrn, Ap, Ttn, Mgt, иногда ортитом (здесь и далее использованы индексы минералов, по [11]). Иногда в тоналитах наблюдаются меланократовые включения, которые представляют собой небольшие (5-25см) шаровидные и овальные обособления кварцево-диоритового состава. Подобные включения интерпретируются как инъекции более основной магмы в гранитоидный резервуар, либо как дезинтегрированные фрагменты ранних выплавок, округлая форма и отсутствие зон закалки указывают на их

длительную транспортировку и эрозию. Такой состав ксенолитов и отсутствие слюдистых верхнекоровых включений свидетельствует о глубинных условиях выплавления тоналитов [2]. Подобные включения встречаются и в остальных массивах этого типа. Дархинтуйский массив прорывает базит-гипербазитовый и базальтовый комплексы Джидотского палеогайота ($V-C_1$), а также терригенно-карбонатные флишеидные отложения джидинской свиты (Pz_{1d}). Контактное воздействие на вмещающие породы проявлены в мраморизации карбонатных пород, образовании разнообразных роговиков, породы базит-гипербазитового комплекса превращены в апобазитовые роговики.

Барунгольский массив (см. рис. 1) находится в бассейне нижнего течения руч. Барун-Гол (левый приток р. Джиды), севернее г. Закаменск и имеет овальную в плане форму. Площадь массива составляет около 30 км^2 . Барунгольский массив, также как и Дархинтуйский, прорывает базит-гипербазитовые и базальтовые комплексы океанического палеогайота ($V-C_1$) и терригенно-карбонатные отложения джидинской свиты (Pz_{1d}). Он представляет собой однофазную интрузию, сложенную светло-серыми среднезернистыми, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми тоналитами. Пороодообразующие минералы тоналитов представлены: Pl -65%, Qtz-15-20%, Bt-12%, Amph-8%, Kfs - единичные зерна, а акцессорные: Ap, Ttn, Zrn. В эндоконтактовой части массива распространены мелкозернистые слабопорфировидные амфиболовые тоналиты. В его апикальной части наблюдается большое количество ксенолитов вмещающих пород и апофиз гранитоидов во флишеидные отложения джидинской свиты, что указывает на сравнительно небольшой эрозионный срез данного массива.

Верхнебарунгольский массив (см. рис. 1) расположен в верховьях рч. Бол. Шара-Азарги (левый приток р. Джиды), а также в верховьях рч. Барун-Гол. Массив имеет овальную форму и площадь около 15 км^2 . Вмещающей рамой служат породы джидинской свиты (Pz_1). Породы слагающие большую часть площади массива, представлены средне-, реже мелкозернистыми, часто слабопорфировидными тоналитами. Это породы, состоящие из 55-60 % Pl, 20-25% Qtz и 5-15% Bt и Amph. По составу и строению Верхнебарунгольский массив аналогичен Барунгольскому. По существу, это единый массив, разделенный ксенолитами кровли, которая представлена флишеидными отложениями джидинской свиты (Pz_{1d}).

Петро- и геохимическая характеристика. По химическому составу гранитоиды Дархинтуйского, Барунгольского и Верхнебарунгольского массивов однотипны и относятся к низкокалиевой известково-щелочной серии, о чем свидетельствует низкая сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (6.11-6.87 мас.% и 5.82-6.24 мас.% соответственно) и высокие $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношения (3.17-3.52 и 3.23-3.37). На классификационной диаграмме Ab-An-Or точки состава гранитоидов этих массивов располагаются в поле тоналитов. Для гранитоидов характерно низкое Sr/V отношение (~ 0.24) и пониженное содержание большинства литофильных и редких элементов (K, Rb, Y, Nb, PЗЭ). Тоналиты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})\text{N}=15.49-31.63$), и отсутствием аномалии по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)\text{N}=0.82-1.14$). По химическому составу и геохимическим характеристикам тоналиты Дархинтуйского и Барунгольского массивов, для которых характерны повышенные содержания CaO и Sr и пониженные - K_2O и Rb, относятся к породам известково-щелочной серии I типа [9]. По содержанию Al_2O_3 (16.0-16.9 мас. %), Yb (0.47-0.94 г/т) и отношениям Sr/Y , $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ они отвечают всем признакам гранитоидов высокоглиноземистой серии [4].

Петрогенезис гранитоидов и возможные источники расплавов. В современной литературе наиболее активно обсуждаются три модели формирования тоналит-плагиогранитных магм: кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы, плавление более древних плагиогранитов и частичное плавление метабазитовых субстратов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Особенность распределения РЗЭ противоречит модели происхождения гранитоидов из расплава основного состава, поскольку с обеднение тяжелых РЗЭ следовало бы ожидать появления существенных европиевых аномалий за счет фракционирования плагиоклаза. Более вероятной представляется модель парциального плавления исходного базитового субстрата. Достаточно низкие ISr (0.7045) (тоналит Дархинтуйского массива) позволяют заключить, что субстратом для выплавления этого расплава должны быть породы базитового ряда, парциальное плавление которых дает расплавы тоналитового состава. При сопоставлении изученных гранитоидов с экспериментальными данными [7, 11] по дегидратационному плавлению различных коровых пород (рис 2), также позволяет предполагать ортоамфиболитовый

(метабазитовый) источник исходных магм. Экспериментальные исследования петрогенезиса плагиигранитоидов, обобщены в работе [4], показали возможность образования тоналит-плагиигранитовых магм при дегидратационном плавлении метабазитов в диапазоне $P=3-27$ кбар, $T=900-1100^{\circ}\text{C}$. При этом высокоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3>15\%$) формируются в равновесии с гранатсодержащим реститом, нижняя граница устойчивости которого при плавлении метабазитов соответствует давлению более 10-12 кбар. Образование высокоглиноземистых плагиигранитоидных магм в результате утолщения и разогрева континентальной коры в аккреционно-коллизиионных обстановках доказана работами [5, 8].

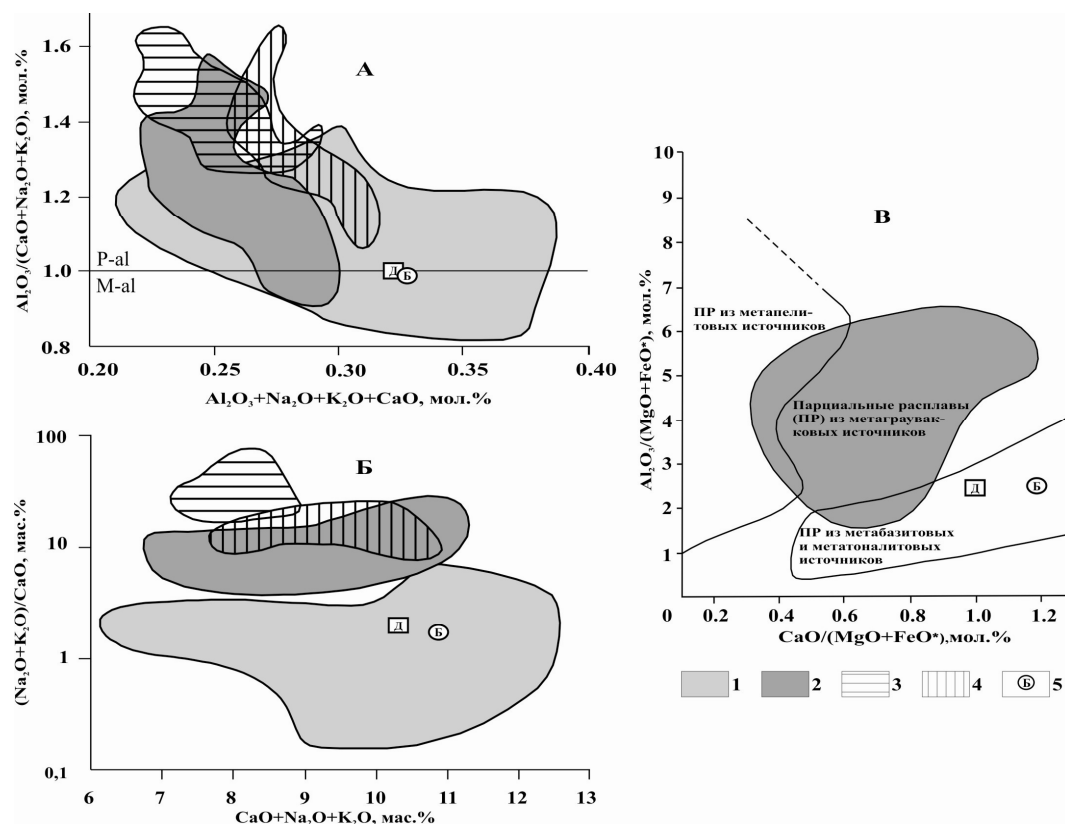


Рис. 2. Сопоставление изученных гранитоидов с экспериментальными данными, полученными при дегидратационном плавлении различных коровых пород. А, Б - расплавы полученные при плавлении: 1 - амфиболитов, 2 - метаграувакк, 3 - фельзических метапелитов, 4 - мафических метапелитов по [11]; 5 - средний состав пород слагающих рассматриваемые массивы: Д - Дархинтуйский, Б - Барунгольский. P-al и M-al – пер- и металюминивые гранитоиды соответственно. В - поля парциальных расплавов, по [7].

Таким образом, формирование раннепалеозойских высокоглиноземистых гранитоидов Джидинской зоны произошло за счет плавления метабазитов в основании утолщенной в ходе коллизии коры ($>35-40$ км) в зоне тектонического скучивания венд-раннекембрийских океанических, островодужных и окраинно-морских комплексов. Этот этап характеризуется интенсивными аккреционно-коллизиионными процессами, которые охватили не только Джидинскую зону палеозойда, но проявились по всему складчатому обрамлению Сибирской платформы.

1. Арт Дж. Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 99-105.
2. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. – 192 с.
3. Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна – новые геохронологические и Nd изотопные данные //

- Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т.2. С. 77-80.
4. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000. № 7. – С. 704-717.
 5. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005. Т.13. №1. – С. 41-55.
 6. Хромова Е.А., Елбаев А.Л. Островодужные и коллизионные гранитоиды джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск: Новосиб. Гос. Ун-т, 2004. – С. 190-191.
 7. Altherr R., Holl F., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos, 2000. V. 50. – P. 51-73.
 8. Barnes C.G., Petersen S.W., Kisler R.W. et. al. Source and tectonic implication of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // Contrib. Mineral. Petrol., 1996. V. 123. – P. 40-60.
 9. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1989. V.30. – P. 885-923.
 10. Kretz R. Symbols for rock forming minerals // Amer. Miner., 1983. V. 68. – P. 277-279.
 11. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? / Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques (Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. Eds.). Geological Society Special Publications. 1999. Vol. 168. – P. 55-75.

ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ – ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

В.С. Изыжеев, Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец

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

Современная природно-климатическая обстановка на побережье озера Байкал, для которого характерен максимум осадков в летний период и сплошное распространение растительного покрова, неблагоприятна для развития эоловых процессов. Вместе с тем, сохранившиеся древние эоловые формы рельефа в дельте Селенги и на озерных террасах восточного побережья (устье Турки) указывают на то, что в геологическом прошлом этой территории были периоды активизации эоловой деятельности.

В Усть-Селенгинской впадине ветровой эрозии подвержены речные и озерно-речные террасовые комплексы (рис. 1). Древние эоловые формы рельефа позднеплейстоценового возраста распространены на левобережье Селенги на поверхности высокой озерно-речной террасы, в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Значительно большие площади они занимают на правобережье Селенги, восточнее сел Шергино, Кудара и Оймур, где эоловым процессам подверглись поверхности высоких озерно-речных уровней и даже низкогогорья. Современные эоловые процессы были изучены в центральной части дельты. Нами был детально исследован песчаный массив, протягивающийся по левобережью Селенги от устья Кабаньей до устья Шумихи, в полосе шириной 4-5 км. На правобережье Селенги современными дефляционными процессами охвачены как низкие, так и более высокие террасовые уровни. В районе с. Шергино, в береговом уступе протоки Харауз высотой до 8 м ниже современного почвенно-растительного горизонта вскрыта погребенная почва, представленная серым тонкозернистым песком с повышенным содержанием гумуса. Ниже ее наблюдаются следы перерывов в осадконакоплении (от 2 до 4), в приконтактных зонах которых лежат прослойки коричневого мелкозернистого песка мощностью до 7-8 см, слабо проработанного процессами ожелезнения. На поверхности рассматриваемой 8-10-метровой террасы, вблизи ее бровки залегают бугры навевания высотой до 1-1,5 м, сформировавшиеся в результате раздува уступа террасы.

Идентичные эоловые аккумулятивные формы рельефа развиты на поверхности 17-18-метровой озерно-речной террасы вблизи с. Кудары. Здесь отмечается интенсивный ветровой раздув склона террасы и наблюдается зависимость линейных размеров эоловых мезоформ рельефа от экспозиции склона относительно господствующих ветров. Высота бугров навевания здесь варьирует от 2-4 до 9-10 м, а ширина – от 20-30 до 150-300 м.

Наряду с активно развивающимися дефляционными котловинами и буграми навевания, слабо закрепленными травянистой и кустарниковой растительностью, встречаются и более древние эоловые мезоформы рельефа, закрепленные древесной растительностью. Особенно показательно в этом плане урочище «Кучугуры», расположенное в 3,5-4 км к востоку от с. Шергино. Здесь поверхность 45-50-метровой озерно-речной террасы моделирована эоловыми процессами: ширина дефляционных котловин колеблется от 20 до 150 м, а высота кучевых бугров достигает 10-15 м. Эти древние эоловые формы рельефа закреплены древесной растительностью, что способствовало «консервации» этих мезоформ рельефа.

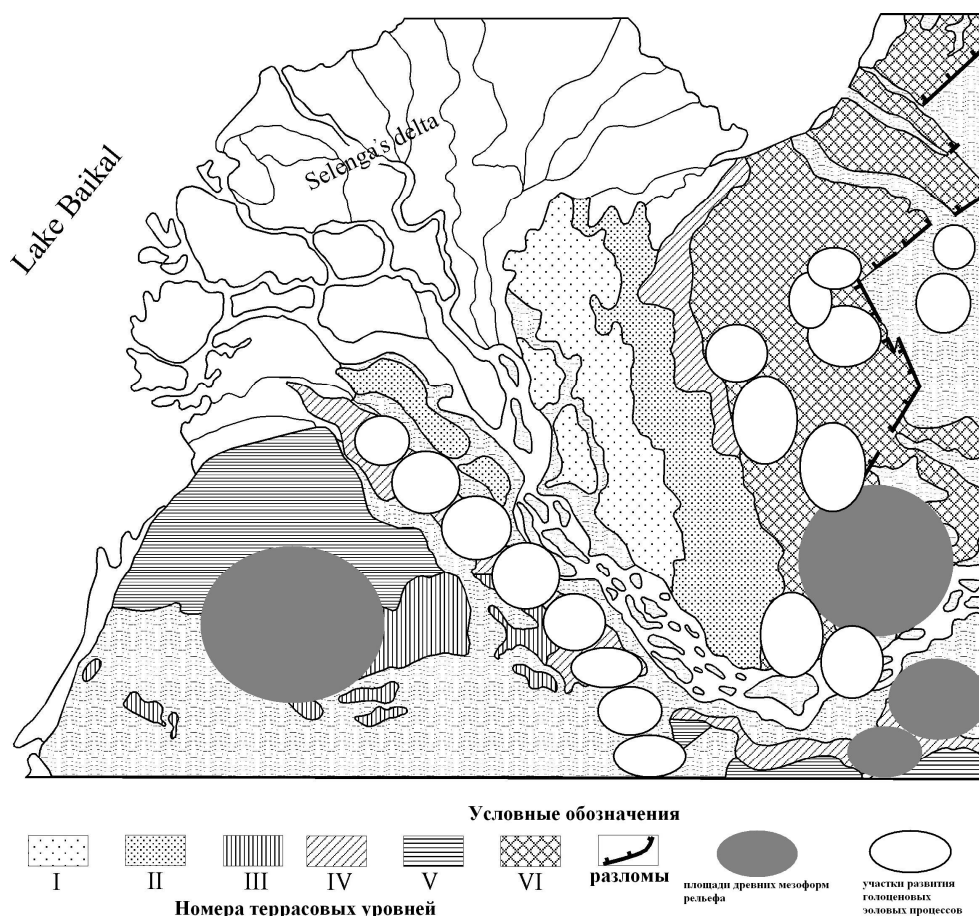


Рис. 1. Площади распространения поздненеоплейстоценовых и голоценовых эоловых отложений.

В шурфе, заложенном в дефляционной котловине, был вскрыт светло-коричневый мелкозернистый неслоистый промытый песок (рис. 2, а). Бугор навевания сложен светло-коричневым мелко-тонкозернистым песком, отдельные слои которого обогащены темноцветами (рис. 2, б). Слоистость в песках субгоризонтальная и наклонная, с падением слоистости на северо-восток под углами от 20 до 34 градусов. Древние эоловые формы рельефа отмечаются также на высокой террасе между протокой Харауз и урочищем «Кучугуры», в степной зоне. Аккумулятивные формы рельефа представлены здесь невысокими грядами с пологими склонами высотой до 2-3 м, вытянутыми в западном направлении.

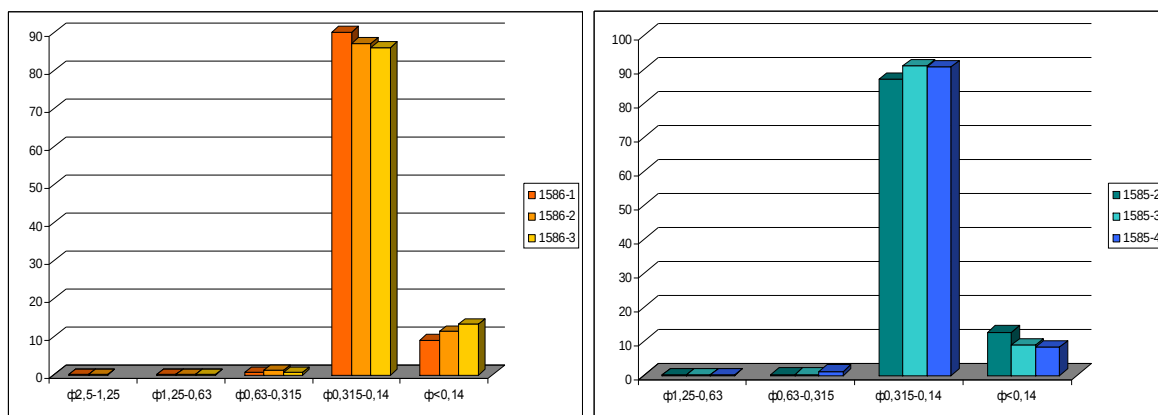


Рис. 2. Гранулометрический состав осадков дефляционной котловины (а – левая диаграмма) и бугров навевания (б – правая диаграмма). Ось Y – процентное содержание фракций; ось X – размер фракций, мм и частный в % остаток на ситах.

Древние эоловые формы рельефа позднелепистоценового возраста распространены на левобережье Селенги, на поверхности высокой озерно-речной террасы в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Эоловый мезорельеф здесь представлен преимущественно аккумулятивными формами – высота кучевых бугров не превышает 8-10 м, а склоны их выположены и закреплены древесной растительностью. 35-40-метровая байкальская терраса, по данным предшественников, имеет среднепалеоценовый возраст [1]. Однако, из осадков, слагающих верхнюю часть террасы, нами получены термолюминесцентные даты: 21000 ± 2000 л.н.; 22000 ± 2000 л.н.; 23000 ± 7000 л.н. Это может свидетельствовать об изменении климатических условий на рубеже каргинского и сартанского времени, т.е. на начальных этапах второго позднелепистоценового оледенения региона, и активизации эоловых процессов.

На левобережье Селенги, вдоль юго-западного края современной дельты распространены первая и вторая надпойменные террасы, расчлененные старицами и моделированные эоловыми процессами. Эоловые мезоформы рельефа представлены дефляционными котловинами шириной 50-70 м и длиной до 80-100 м, а также дюнами высотой до 10-12 м. Установлено, что эоловый рельеф, развитый на второй надпойменной террасе, закреплен древесно-кустарниковой растительностью (с.с. Ранжурово, Творогово). На более низкой террасе преобладают степные ландшафты с редким кустарником, здесь распространены дефляционные котловины и дюны с угнетенной травянистой растительностью, иногда даже с оголенными склонами (с.с. Степной Дворец, Ньюки).

В приустьевой части Кабаньей распространены дюны высотой 8-9 м, осложняющие поверхности низких террас Селенги. Здесь же было установлено, что первую надпойменную террасу Кабаньей перекрывают дюны высотой 3,5-4 м. В одной из дюн встречена погребенная почва, развитая на поверхности более древнего бугра навевания, что свидетельствует о двух этапах аридизации и увлажнения климата после формирования низкой террасы. Дюны сложены мелкозернистыми песками с субгоризонтальной и наклонной слоистостью, в отдельных разрезах которых отмечаются до 3-4 горизонтов погребенных почв.

Из погребенной почвы одной из дюн, развитых на поверхности первой надпойменной террасы в районе с. Степной Дворец, нами была получена радиоуглеродная дата 855 ± 65 л.н. (СОАН-7676). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует окончание Средневекового теплого периода (1600-900 л.н.). Затем произошел этап похолодания (Малый ледниковый период, 880-350 л.н.), с которым, вероятно, связан следующий этап активизации эоловых процессов исследованного района.

Из погребенных почв в устье Кабаньей получены радиоуглеродные даты 780 ± 60 л.н. (СОАН-8113) и 300 ± 50 л.н. (СОАН-8112). Они подтверждают данные о почвообразовании в Средневековом теплом периоде и наступившим позднее этапе аридизации климата. Вторая дата свидетельствует о кратковременности холодного периода, сменившегося периодом потепления и увлажнения, что способствовало почвообразованию и формированию самого верхнего погребенного почвенного горизонта. В начале XVIII века климатические условия района вновь

изменились – стало значительно холоднее и суше, вновь активизировались дефляционные процессы.

Как известно, эоловые отложения являются индикаторами относительно сухого климата или усиления ветров в прибрежной зоне озер и крупных речных долин, они являются критериями распознавания динамических состояний рельефа, а их вещественный состав – показателем интенсивности процессов выветривания [2]. В Усть-Селенгинской впадине достаточно широкое распространение получили формы рельефа ветрового генезиса, развитые, главным образом, по поверхностям террасового комплекса Селенги. Моделирование поверхности высокой озерной террасы эоловыми процессами в эпоху позднеоплейстоценового оледенения свидетельствует о снижении уровня озерных вод после среднеоплейстоценовой ингрессии. Позднеоплейстоценовые эоловые мезоформы рельефа занимали большие площади депрессии, нежели современные. Климатические условия юга Восточной Сибири в современное время благоприятствуют затуханию эоловых процессов и самозаращению движущихся песков. Развитие эоловых процессов на последнем этапе голоцена определяется, по-видимому, деятельностью человека – пожарами, перевыпасом скота и нерациональной хозяйственной деятельностью.

1. Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. – Новосибирск: Наука, 1987. – 151 с.
2. Литология и геохимия озерных отложений гумидной зоны (на примере озера Ханка). – М.: Наука, 1979. – 124 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

П.В. Исаев

ООО «Геоконтроль-Восток», г. Иркутск, Россия, isaev_peter@mail.ru

Баргузинская впадина давно привлекала внимание геологов, как перспективный объект для поисков месторождений нефти и газа. В начале 50-х годов прошлого века здесь были проведены геофизические работы, колонковое (22 скважины) и глубокое (одна скважина) бурение. С тех пор никакие нефтегазопромысловые работы в этой впадине не проводились вплоть до начала 21 столетия.

В 2002 г. Иркутский университет начинает проведение геохимической съёмки на всей территории Баргузинской впадины (до 2005г.). Использовались газовый, битумный, гидрогеохимический и физико-химический методы. В результате этих работ была построена серия геохимических карт и выделены перспективные объекты в местах присутствия геохимических аномалий (рис. 1).

В 2006-2008 гг. проводится комплекс детальных поисковых работ на Баргузинском лицензионном участке (южная часть Баргузинской впадины). Проведены следующие виды и объёмы полевых работ:

- комплексный проект геологического изучения лицензионного участка,
- детальная геохимическая съёмка в масштабе 1:100 000 (136 км²) до постановки геофизических работ (143 комплексные пробы),
- геофизические работы:
- сейсморазведка МОГТ-2D – 67 пог. км (5 профилей),
- электроразведка ДНМЭ – 123 пог. км (10 профилей);
- колонковое бурение четырёх скважин – 434 м;
- геохимическое опробование промывочной жидкости и шлама из колонковых скважин (21 комплексная проба);
- откачки свободного газа из шпуров при производстве ДНМЭ.

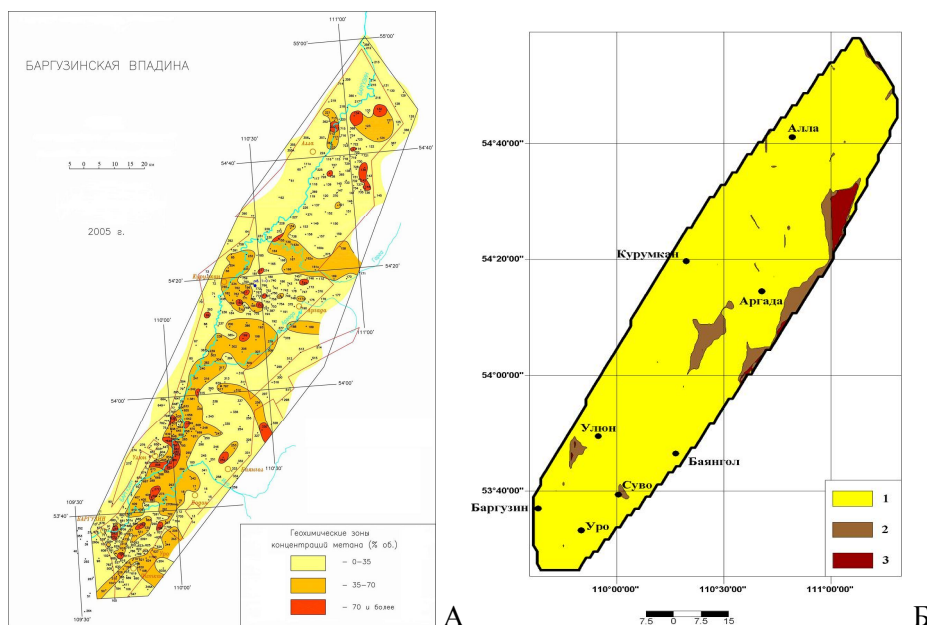


Рис. 1. Примеры геохимических карт: А – по метану, Б – по гелию

Результаты геохимической съёмки представлены в виде серии геохимических карт по свободному и водорастворённому газу, битуминозности грунтов, гидрохимическому составу поверхностных вод, pH и Eh. Заключительным результатом работ явилось районирование участка по степени перспективности на нефть и газ по геохимическим данным (рис. 2).

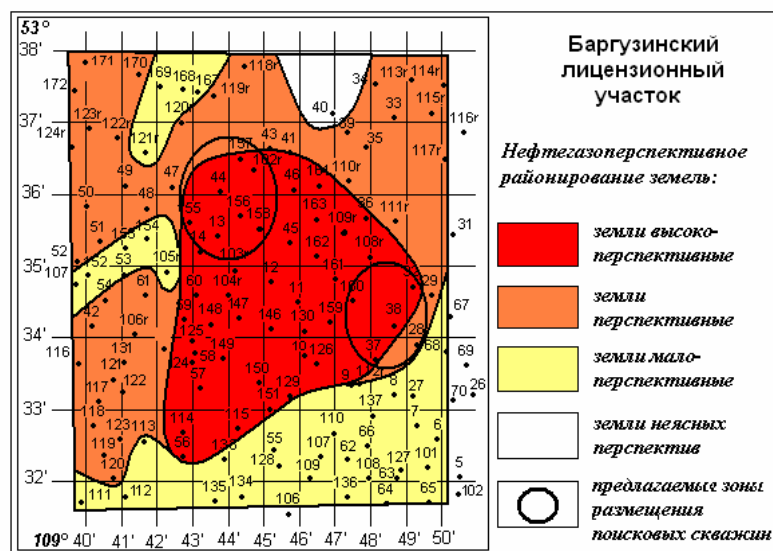


Рис. 2. Карта районирования перспектив нефтегазоносности Баргузинского участка по геохимическим данным

Результаты сейсморазведки МОГТ-2D

Профильные сейсмические наблюдения (методом ОГТ-2D), с 60-ти кратной системой наблюдений (расстояние между пунктами взрыва (ПВ) 50м, пунктами приёма (ПП) 50м, максимальным удалением ПВ-ПП-3000 м) выполнены в объёме 67 погонных км по 5 профилям Баргузинского участка. Интерпретация полевых материалов произведена В. Д. Клыковой.

В результате обработки исходных материалов получены временные разрезы ОГТ в нескольких модификациях, а именно: стандартный, разрез эффективных коэффициентов отражения, относительного акустического импеданса, мгновенных амплитуд и спектрального разложения частот. Это позволило провести увязку отражений на площади, построить

структурные карты по 5-ти опорным отражениям и выполнить сеймостратиграфический анализ для целей восстановления условий осадконакопления в пределах исследуемой территории.

Учитывая низкую степень геолого-геофизической изученности участка работ и отсутствие априорной скважинной информации, необходимо было создать модель геологического строения осадочного чехла, выделить зоны фациальных замещений, стратиграфических несогласий, литологического выклинивания, наметить наиболее благоприятные зоны и интервалы возможных скоплений углеводородов (УВ) с учётом экранирования УВ разломами, непроницаемыми покрывками и т.д. В итоге предполагалось наметить места для заложения скважин параметрического и поискового бурения.

Для стратиграфической привязки отражений временных разрезов обычно используются результаты моделирования, исходными данными для которого является комплекс ГИС, выполненный в скважинах глубокого бурения. Поскольку на Баргузинском участке глубоких скважин не было и сейсмические параметры отсутствуют, то корреляция и стратиграфическая привязка носит несколько условный характер и базируется на общей геологической информации и сопоставлении формы записи и структурно-тектонического разделения разреза по другим площадям. В данной работе в качестве основных геологических позиций принята и использована следующая информация: этапы кайнозойского осадконакопления по Н.А. Логачёву, результаты проекта «Байкал-бурение» с разделением осадочного комплекса Байкальской впадины на 4 структурно-тектонических комплекса, литературные источники по проблемам рифтовых зон Земли, и конкретно Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

Особенности волновой картины полученных временных разрезов подтверждают асимметричное строение исследуемого участка Баргузинской впадины, ось прогиба смещена в сторону Баргузинского хребта (рис. 3,4).

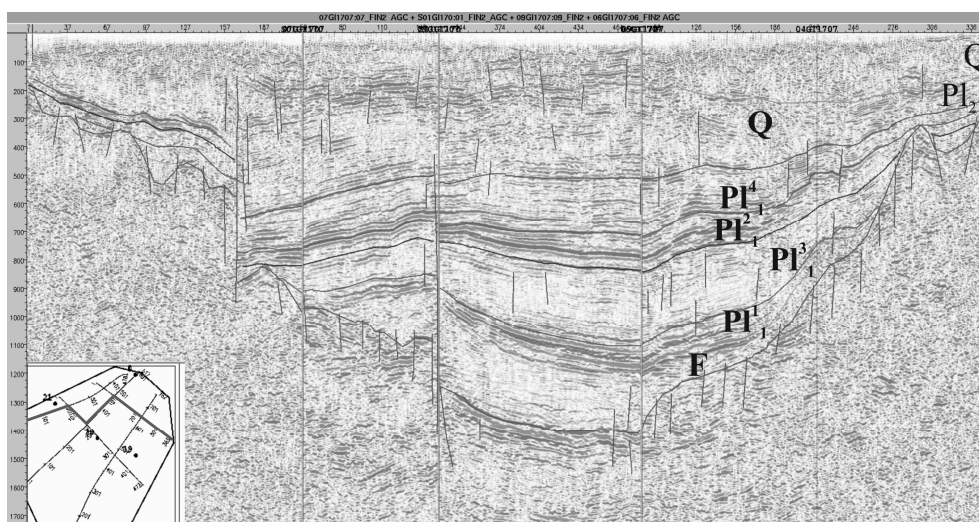


Рис. 3. Временной разрез по линии профилей PP 01GI1707, 04GI1707, 06GI1707, 07GI1707, 09GI1707

В пределах профилей выделяется большое количество разрывных нарушений (односторонних и двусторонних грабенов) локальных и глубинного заложения. Предполагается наличие диапиров. Несколько разломов в северной и северо-западной части площади протрассировано по площади и с их учётом выполнены структурные построения. В результате корреляции, привязки и сеймостратиграфического анализа волнового поля временных разрезов выделено несколько опорных отражений (Ф, Pl₁₋₁, Pl₂₋₁, Pl₂₋₂, Pl₂₋₃, Pl₃, Q), которые характеризуют три сеймокомплекса и фундамент.

Настоящий фундамент в этой впадине должен быть представлен гранитами, гнейсами или кристаллическими сланцами с сейсмическими скоростями до 5 км/с. Но на исходных сейсмограммах по времени отражения Ф выделяются невыдержанные по площади фрагменты годографов отражённых волн. Поэтому предполагается, что выделенное сложное, многофазное отражение на Баргузинском участке является донеогеновым основанием и условно названо нами фундаментом (Ф).

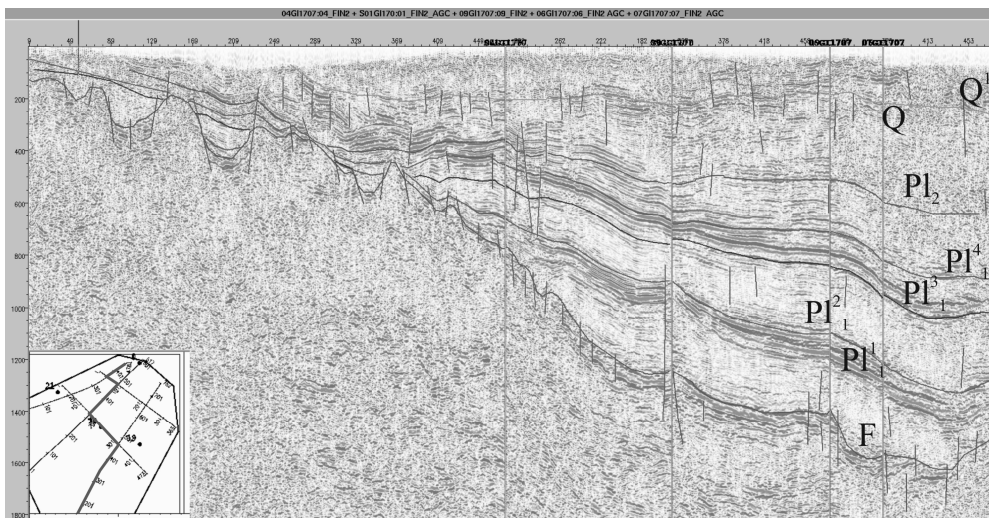


Рис. 4. Временной разрез через Баргузинский участок в направлении с юга на север

В основании осадочной толщи, на условном фундаменте залегает сейсмокомплекс 3 (Pl_{1-1}), предположительно миоцен-нижнеплиоценового возраста (угленосная свита), заполняющий понижения палеорельефа фундамена и его склоны с несогласным прилеганием - толщиной до 300 м. Нижняя часть комплекса, около 200 м, представлена песчаниками, которые могут быть прекрасным коллектором, насыщенным газом. Рельеф областей сноса осадков был низким и слаборасчленённым, впадина представлялась в виде депрессии с небольшими озёрными бассейнами.

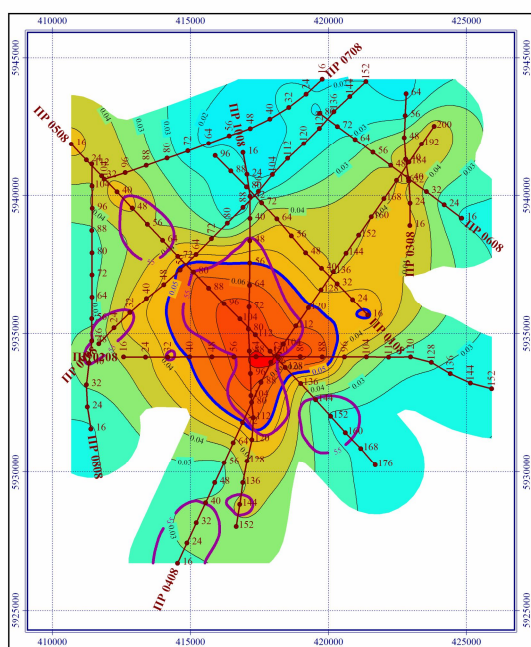
Сейсмокомплекс 2 (Pl_{2-1} , Pl_{2-2} , Pl_{2-3} , Pl_3), средне-верхнеплиоценового возраста (возможно, «охристая свита» по Логачёву), характеризуется слоисто-прерывистой волновой записью и залегает на нижнем комплексе с угловым несогласием. Имеет толщину до 1000 м. В его пределах выделяется несколько пачек, имеющих разные характеристики, обусловленные началом нового этапа рифтогенеза с усилившимся поднятием Прибайкалья и опусканием в пределах впадины. В направлении Икатского хребта происходит уменьшение толщины комплекса и появление клиноформ (ПР 01GI1707, 06GI1707), которые являются показателем формирования дельтовых отложений. Транспорт осадков осуществлялся с юго-востока на северо-запад, так как наблюдается появление на разрезах слоистой толщи (чередование осей синфазности), формирование которой связано с поступлением осадочного материала из палеорек в пределы палеоозера.

Сейсмокомплекс 1 (Q), четвертичного и современного возраста, выделяется по угловому несогласию между неогеновыми и четвертичными отложениями. Имеет толщину до 400 м. Эта граница фиксируется и в суходольных впадинах вокруг Байкала (Приольхонье, Хамар-Дабан, Прибайкалье).

По выделенным отражениям (горизонтам), проведён расчёт спектров интервальных скоростей и выполнены структурные построения. В пакете интерпретации построены карты прослеженных времён целевых отражений и с использованием средних скоростей вычислена глубина горизонтов с последующим пересчётом на абсолютный уровень моря.

Результаты электроразведочных работ

На Баргузинском лицензионном участке в зимний период 2008 г. проводились



- Условные обозначения:
- Контуры аномалии ВП, выделенной по полю интегральной поляризуемости IPint
 - Контуры аномалии ВП, выделенных по коэффициенту поляризуемости

Карта сопоставления поляризационных параметров

электроразведочные работы ДНМЭ в объеме 124.8 пог.км. Полевые работы были выполнены с хорошим качеством, получен кондиционный материал, пригодный для дальнейшей обработки и интерпретации. В камеральный период все данные были обработаны и промоделированы. Модель для решения обратной задачи была выбрана на основе геоэлектрической модели, построенной в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, и в соответствии с данными сейсморазведки. В результате моделирования были получены разрезы удельного электрического сопротивления и поляризационных параметров по профилям, построены карты распределения этих параметров. При анализе полученной информации по поляризационным параметрам были выделены несколько аномальных участков.

В настоящее время проводится изучение возможной связи этих участков с ореолами рассеяния над залежами углеводородов. С большой долей уверенности можно предполагать, что аномальный объект, расположенный в центральной части площади работ на пересечении профилей 0208, 0408, 0508 и 1008, может быть связан с залежью УВ. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что на этом участке наблюдаются наиболее высокие значения поляризационных параметров (коэффициента поляризуемости η и поля интегральной поляризуемости P_{int}), которые хорошо коррелируются между собой. В данный момент изучаются корреляционные связи между коэффициентом поляризуемости и удельным электрическим сопротивлением для всех аномальных участков, которые могут помочь в разбраковке аномалий ВП.

Выводы и предложения.

- 1) В пределах Баргузинского участка выделен целый ряд объектов, которые могут быть перспективны на обнаружение залежей УВ.
- 2) Результаты сейсмостратиграфического прогнозирования основаны только на общетеоретических положениях интерпретации волновых полей и, к сожалению, не подтверждаются скважинными данными, которые могли бы составить надёжную основу для интерпретации сейсморазведочных данных.
- 3) Плотность сети полученных сейсмических данных не позволяет уверенно провести пространственное выделение перспективных объектов.
- 4) Для продолжения нефтегазопосковых работ в Баргузинской впадине необходимо пробурить хотя бы одну параметрическую скважину, глубиной 3,0-3,5 км, с целью моделирования волновых полей, изучения литолого-фациальных особенностей разреза, выявления нефтегазоматеринских толщ и нефтегазонасыщенных горизонтов.

МОРФОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ХААК-САИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Р.В. Кужугет¹, А.А. Монгуш¹, И.Ю. Мелекесцева², В.А. Котляров²,

¹ *Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, rkuzhuget@mail.ru*

² *Институт минералогии УрО РАН, г. Муасс, melekestseva-irina@yandex.ru*

Хаак-Саирское месторождение находится на западном фланге Алдан-Маадырского золоторудного узла в междуречье Ак-Суг-Алаш. Район сложен силурийскими и ордовикскими отложениями, смятыми в линейные изоклинальные складки субширотного простирания [2]. Эта структура рассматривается как Аржанская горст-антиклиналь, в ядре которой находятся тектонические клинья венд-кембрийских отложений, гипербазитов и лиственитов, т.е. основной тектонической структурой является узкая антиклинальная складка субширотного простирания, осложненная на крыльях, в результате чего образовалась переходная структура, горст-антиклиналь. К ней приурочено оруденение.

Впервые золото на Хаак-Саире обнаружено в 1952 г. В.М. Бондаревым. В этом же году поисковая партия Дальней экспедиции ВСЕГЕИ провела поисковые работы с горными работами. Геолого-минералогические исследования на данной территории проводились в 1952-1976 гг. В.М. Бондаревым, Г.М. Владимирским, В.А. Исаковым, М.И. Ермошиным, В.В. Зайковым, С.С. Куликовым, Е.В. Онуфриевой (Е.В. Зайковой), В.И. Забелиным, В.И. Лебедевым, Б.Д. Васильевым и др.

На месторождении выделено пять участков развития золото-кварцевых жил среди лиственитов, эффузивов, песчаников и конгломератов нижнего кембрия. В формировании оруденения Б.Д. Васильевым [4] выделено несколько этапов: лиственитовый, пирит-кварцевый, кварц-анкерит-сульфосольный, кварц-турмалин-аксинитовый. Рудные минералы в лиственитах, кварцитах и кварцевых жилах представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, самородным золотом, электрумом, ртутьсодержащим кюстелитом, серебром, аргентитом, галенитом, тетраэдритом, арсенопиритом, фрейбергитом, борнитом, энаргитом, бурнонитом, тетрадимитом, висмутином, герсдорфитом, пентландитом, никелином, кобальтином, никельскуттерудитом, рутилом, шеелитом.

Акцессорные и гипергенные минералы представлены цирконом, шеелитом, рутилом, касситеритом, халькозином, ковеллином, купритом, самородной медью, церусситом, скородитом, эритрином, аннабергитом, непуитом, скородитом, гетитом, гидрогетитом, малахитом, азурином.

На Хаак-Саирском месторождении самородное золото встречается в окварцованных сульфидизированных лиственитах, кварцитах, и кварцевых жилах. Авторами исследовано золото из окварцованных сульфидизированных лиственитов, золотокварцевых жил № 1, 5, 6 и развалов кварцевой жилы № 7.

Самородное золото в кварцевых жилах встречается в виде следующих разновидностей: 1) свободное и в виде сростков с сульфидами, сульфосолями; 2) тонкокрапленое в кварце; 3) тонкокрапленое в блеклых рудах, и в виде единичных зерен; 4) в виде сростков с рудными минералами в кварц-турмалиновых прожилках. Содержание золота в руде положительно коррелируется с содержаниями As, B, Pb, Sb и Zn [3].

Форма золотинок в кварцевых жилах уплощенная, комковидная, проволоочная, крючковатая, встречаются единичные в виде октаэдра и кубооктаэдры. По морфологическим признакам преобладающей формой самородного золота являются изометричные образования при подчиненном роли уплощенных и вытянутых. Изометричные золотины представлены комковато-угловатыми и комковато-гнездовыми, амёбовидными и ксеноморфными агрегатами. Поверхность золотинок преимущественно шагреневая и мелкоямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная. Под микроскопом наблюдаются тонкие (1–2 мкм) прожилки и ксеноморфные агрегаты размером до 100 мкм в длину в интерстициях между нерудными минералами. Ксеноморфные агрегаты сложены субизометричными, удлиненными и почковидными зернами, а также зернами с ровными границами за счет кристаллографических очертаний ранее образованных карбонатов.

Гранулометрический состав самородного золота из кварцевых жил колеблется незначительно: количественно преобладает фракция 0,25-0,1 и <0,1 мм (в среднем, 40% и 50% соответственно), в весовом – зерна 0,25-0,1 мм и <1 мм (в среднем, 71,8% и 24,4% соответственно).

Состав золота из кварцевых жил неоднородный (табл. 1). Для группировки золота по пробностям взяты данные составы золота в промилле:

весьма высокопробное	999-951
высокопробное	950-900
средней пробности	899-800
низкопробное золото	799-700
электрум	699-301
кюстелит	300-100
самородное серебро	<100.

По данным микрозондовых исследований золота Хаак-Саирского месторождения выделено десять групп золота на основе их пробности и их элементов примесей.

- 1) весьма высокопробное золото с примесью Cu 0.00-0.11 мас. %;
- 2) весьма высокопробное золото с содержаниями Ag до 5 мас. %, Cu 0.00-0.78 мас. %;
- 3) высокопробное золото с содержаниями серебра до 10 мас. %, Cu 0.00-1.08 мас. %;
- 4) высокопробное золото с содержаниями серебра до 10 мас. %, Fe до 0.65 мас. %;
- 5) среднепробное золото с содержаниями серебра до 20 мас. %, Cu 0.00-2.44 мас. %;
- 6) низкопробное золото с примесью серебра до 23 мас. %, Cu 0.00-3.93 мас. %;
- 7) низкопробное золото Ag до 20 масс. %, Cu 0.00-0.09 мас. %, Fe 1.34-2.17 мас. %;

- 8) электрум с содержанием Au до 45 мас. %, серебра до 51.38 мас. %, Cu 0.00-0.56 мас. %;
- 9) ртутистый электрум с примесью Au 31.24-44.14 мас. %, Hg 4.35-9.41 мас. %, Cu 0.00-0.80 мас. %;
- 10) ртутистый кюстелит (Ag 60.48-72.76 мас. %, Au 11.81-28.62 мас. %, Hg 8.74-16.82 мас. %, Cu 0.02-1.31 мас. %);

В некоторых золотилах в ассоциации с блеклыми рудами отмечены каемки с примесью Cu до 3 мас. %, и еще обнаружены золотины с содержаниями Cu до 3,93 мас. %, а так же анализ зональности блеклых руд показал наличия в каемке Cu фаз блеклых руд, это говорит о постепенном повышении окислительных условий по крайней мере кварц-анкерит-сульфосольном этапе т.к. увеличение Cu^{2+} показатель повышении окислительных условий. Блеклые руды Хаак-Саирского месторождения слабо зональные. Наблюдается обычный тренд при снижении температуры от теннантита к тетраэдриту ($\text{As}\downarrow \text{Sb}\uparrow$), ($\text{Zn}\downarrow$). От Fe-теннантит $\rightarrow$ Fe-теннантит-тетраэдрит $\rightarrow$ Cu-теннантит-тетраэдрит $\rightarrow$ Cu-тетраэдрит. От Fe-тетраэдрит $\rightarrow$ Cu-тетраэдриту ($\text{As}\downarrow \text{Sb}\uparrow$), ($\text{Zn}\downarrow$, $\text{Fe}\downarrow$, $\text{Cu}^{2+}\uparrow$). Отмечено содержание серебра в блеклых рудах до 0,51 мас. %.

Таблица 1

Химический состав золота из кварцевых жил №5 и №7 Хаак-Саирского месторождения

Минерал	Элементы в масс. %					Сумма	Кристаллохимическая формула
	Au	Ag	Hg	Cu	Fe		
Весьма высокопробное Au	99.04-99.55	0.00	0.00	0.00-0.11	0.00	99.15-99.50	$\text{Au}_{1.00}$
	94.64-99.87	0.02-4.97	0.00	0.00	0.00	99.13-100	$(\text{Au}_{0.91-1.00}\text{Ag}_{0.00-0.09})_{1.00}$
	95.08-97.91	1.37-4.46	0.00	0.04-0.78	0.00	99.22-100	$(\text{Au}_{0.91-0.97}\text{Ag}_{0.02-0.08}\text{Cu}_{0.00-0.02})_{1.00}$
Высокопробное Au	92.99-94.92	5.08-6.60	0.00	0.00	0.00	99.35-100	$(\text{Au}_{0.89-0.91}\text{Ag}_{0.09-0.11})_{1.00}$
	89.20-94.69	4.63-9.21	0.00	0.01-0.86	0.00	99.10-100	$(\text{Au}_{0.82-0.91}\text{Ag}_{0.08-0.16}\text{Cu}_{0.00-0.03})_{1.00}$
	90.24	8.73	0.00	1.08	0.00	100	$(\text{Au}_{0.82}\text{Ag}_{0.15}\text{Cu}_{0.03})_{1.00}$
	90.23	9.12	0.00	0.00	0.65	100	$(\text{Au}_{0.83}\text{Ag}_{0.15}\text{Fe}_{0.02})_{1.00}$
Au с средней пробности	80.47	19.53	0.00	0.00	0.00	100	$(\text{Au}_{0.69}\text{Ag}_{0.31})_{1.00}$
	80.73-89.01	10.28-18.65	0.00	0.16-0.62	0.00	99.19-100	$(\text{Au}_{0.69-0.82}\text{Ag}_{0.17-0.29}\text{Cu}_{0.00-0.02})_{1.00}$
	82.25-87.83	11.02-15.17	0.00	1.05-2.44	0.00	99.86-99.90	$(\text{Au}_{0.70-0.79}\text{Ag}_{0.24-0.26}\text{Cu}_{0.03-0.06})_{1.00}$
Низкопробное Au	75.55-78.32	17.45-22.64	0.00	1.17-3.93	0.00	99.35-100	$(\text{Au}_{0.62-0.66}\text{Ag}_{0.26-0.34}\text{Cu}_{0.03-0.10})_{1.00}$
	77.99-79.35	19.22-19.84	0.00	0.00-0.09	1.34-2.17	100	$(\text{Au}_{0.64-0.67}\text{Ag}_{0.29-0.30}\text{Fe}_{0.04-0.06})_{1.00}$
Электрум	48.60-55.88	43.77-51.38	0.00	0.00	0.00	99.65-99.98	$(\text{Ag}_{0.59-0.66}\text{Au}_{0.34-0.41})_{1.00}$
	53.00-65.07	34.37-46.77	0.00	0.08-0.56	0.00	99.53-100	$(\text{Ag}_{0.39-0.62}\text{Au}_{0.38-0.61}\text{Cu}_{0.00-0.01})_{1.00}$
Hg электрум	38.83	55.44	5.55	0.00	0.00	99.82	$(\text{Ag}_{0.70}\text{Au}_{0.27}\text{Hg}_{0.04})_{1.00}$
	31.24-44.14	50.28-60.25	4.35-9.41	0.17-0.80	0.00	99.06-100	$(\text{Ag}_{0.65-0.75}\text{Au}_{0.16-0.31}\text{Hg}_{0.03-0.08}\text{Cu}_{0.00-0.08})_{1.00}$
Hg кюстелит	14,07	69,05	15,25	1.31	0.00	99.68	$(\text{Ag}_{0.79}\text{Au}_{0.09}\text{Hg}_{0.09}\text{Cu}_{0.03})_{1.00}$
	12.65-28.62	60.48-72.76	8.74-16.82	0.02-0.97	0.00	99.54-100	$(\text{Ag}_{0.74-0.83}\text{Au}_{0.08-0.19}\text{Hg}_{0.06-0.10}\text{Cu}_{0.00-0.02})_{1.00}$
	11.81	70.9	16.18	0.93	0.00	99.82	$(\text{Ag}_{0.81}\text{Au}_{0.07}\text{Hg}_{0.10}\text{Cu}_{0.02})_{1.00}$

Примечание. Здесь и в табл. 2 состав минералов определялся в Институте минералогии УрО РАН на электронном микроскопе РЭММА-202МВ с энергодисперсионной приставкой (аналитик В. А. Котляров) и рентгеновском микроанализаторе JEOL-733 (аналитик Е.И. Чуринов). Кристаллохимическая формула минералов рассчитана по сумме металлов, равной 1.

В кварцевых жилах золото образует сростания с Fe-тетраэдритом, а также встречается в виде тонкой вкрапленности в нем. В обоих случаях встречается золото только Au-Ag-Cu состава.

Au-Ag-Hg фазы золота нарастают на более раннее высокопробное Au. Наблюдается еще постепенный переход от высокопробного золота через серебристое золото, электрум, ртутистый электрум до ртутистого кюстелита.

Самородное золото в окварцованных сульфидизированных лиственитах представлено преимущественно каплевидными, комковидными, комковидно-ветвистыми, удлинёнными, уплощенными формами, в единичных случаях – в виде октаэдра и кубооктаэдра. В количественном отношении преобладают золотины фракций 0,25-0,1 и тонкое золото < 0,1 мм.

Состав золота из лиственитов также не однороден (табл. 2).

По данным микрозондовых исследований золота из лиственитов Хаак-Саирского месторождения выделено шесть групп составов:

- 1) весьма высокопробное золото с примесью Ag до 0.00-0.57 мас. %;
- 2) высокопробное золото с содержаниями серебра до 10 мас. %, с примесью Cu 0.00-0.61 мас. %;
- 3) среднепробное золото с содержаниями серебра до 16 мас. %, с примесью меди 0.00 до 0.65 мас. %;
- 4) низкопробное золото с содержаниями серебра до 25 мас. %, Hg до 7 мас. %;
- 5) ртутистый электрум с содержаниями серебра до 35 мас. %, с примесью Hg до 10.61 мас. %;
- 6) ртутистый кюстелит с примесью Hg до 5.92 мас. %.

Таблица 2

Химический состав золота из лиственитов Хаак-Саирского месторождения

Минерал	Элементы в масс. %					Сумма	Кристаллохимическая формула
	Au	Ag	Hg	Cu	Fe		
Весьма высокопробное Au	99.30-99.80	0.00-0.57	0.00	0.00	0.00	99.80-99.90	(Au _{0.99-1.00} Ag _{0.00-0.01}) _{1.00}
Высокопробное Au	90.27-94.09	5.61-9.64	0.00	0.00	0.00	99.70-100	(Au _{0.84-0.90} Ag _{0.10-0.16}) _{1.00}
	90.37-92.55	6.86-8.60	0.00	0.03-0.61	0.00	99.58-99.98	(Au _{0.84-0.87} Ag _{0.12-0.14} Cu _{0.00-0.02}) _{1.00}
Au с средней пробности	84.36-88.56	11.27-15.40	0.00	0.00	0.00	99.62-99.83	(Au _{0.75-0.81} Ag _{0.19-0.25}) _{1.00}
	86.71	12.59	0.00	0.65	0.00	99.95	(Au _{0.78} Ag _{0.20} Cu _{0.02}) _{1.00}
Hg низкопробное Au	69.91-77.49	15.91-24.13	5.36-6.49	0.00	0.00	99.40-99.93	(Au _{0.59-0.68} Ag _{0.26-0.37} Hg _{0.04-0.06}) _{1.00}
Hg электрум	56.63-66.93	25.22-34.99	7.26-10.61	0.00	0.00	99.50-100	(Ag _{0.38-0.50} Au _{0.44-0.56} Hg _{0.06-0.08}) _{1.00}
Hg кюстелит	22.23	71.45	5.92	0.00	0.00	99.60	(Ag _{0.82} Au _{0.14} Hg _{0.04}) _{1.00}

Таким образом, результаты микрозондовых анализов золота Хаак-Саирского месторождения показывают широкие вариации их составов, что свидетельствует о длительности процессов рудообразования, полистадийном характере рудообразования подтверждает и отсутствие Hg в блеклых рудах. Золотосеребряные фазы Хаак-Саирского месторождения представляют собой практически полный изоморфный ряд – от весьма высокопробного самородного золота до золотистого серебра (кюстелита).

На Хаак-Саирском месторождении наблюдается два тренда рудообразования:

Первый тренд рудообразование золото - серебряных фаз: Au → Au, Ag (Cu) → Ag, Au (Cu) → Ag.

Второй тренд рудообразование Au-Ag-Hg фаз: Au → Au, Ag → Au, Ag, Hg(Cu) → Ag, Au, Hg(Cu) → Ag(Hg).

Более раннее золото Au-Ag(Cu) состава отлагалось в пирит-кварцевом, кварц-анкерит-сульфосольном и кварц-турмалин-аксинитовом этапах. Позже отлагалось золото Au-Ag-Hg состава.

Геологические условия и типоморфные особенности самородного золота Хаак-Саирского месторождения предполагают перспективность оруденения от 300 метров до несколько сот метров на глубину.

Авторы благодарны В.В. Зайкову за консультации в ходе работ. Исследования поддержаны грантом Председателя Правительства Республики Тыва для поддержки молодых ученых Республики Тыва.

1. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов, 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. – С. 123-127.
2. Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. – Кызыл: 1969. – С. 72-76.
3. Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Лебедев В.И., Петрова Л.И. Типоморфизм самородного золота Хаак-Саирского месторождения (Западная Тува) // Тезисы V Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2010.
4. Рудные формации Тувы. – Новосибирск: Наука, 1981. – 201 с.
5. Самородное золоторудных и россыпных месторождений России. – М.: ЦНИГРИ / Под ред. А. И. Кривцова, 2003. – 184 с.
6. Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Ankusheva N.N., Mongush A.A., Kuzhuget R.V. The Aldan-Maadyr gold-bearing zone in Hg-listvenites and tourmaline altered rocks, Republic of Tuva: mineralogy, forming conditions and resources. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. – Novosibirsk: Sibprint, 2009. – P.414-417.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛОВ В ПОРОДАХ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА

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

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

Ошурковское месторождение апатита в настоящее время является единственным массивом базитов Юго-Западного Забайкалья, имеющим раннемеловой возраст, связанный с позднемезозойским этапом рифтогенеза. Массив расположен в 20 км от города Улан-Удэ, имеет площадь 14 км² и сложен на 70-80% габброидами, 10-15% его приходится на сиениты. В массиве выделяются три главные фазы его формирования – на раннем этапе кристаллизовались габброиды, затем сиениты и завершающем – дайки базитов, включая лампрофиры (спессартиты, вогезиты, керсантиты). В массиве установлено несколько жил карбонатитов, он сечется многочисленными дайками аплитовых гранитов и гранитных пегматитов.

Во всех породах массива в различных количествах присутствуют амфиболы. В габброидах и дайках базитов он относится к породообразующим и содержится в количествах до 20-50 об.%. В остальных породах (сиениты, шонкиниты, карбонатиты, гранитные пегматиты) содержание амфибола достигает 1-2 %.

Предшествующими исследователями [1, 2, 3, 4, 5, 9] амфиболы были диагностированы как обыкновенная роговая обманка. Позднее [6, 7] по результатам микрозондовых исследований они были отнесены к паргаситу и гастингситу. Ими было отмечено повышенное содержание титана, приближающее амфиболы к керсутитам.

В полнокристаллических габброидах и дайках базитов амфибол представлен двумя генерациями. Первая из них слагает идиоморфные зерна, выделившиеся после пироксена и апатита ранней генерации. Он является более ранним по отношению к биотиту и полевым шпатам. По составу это высокоглиноземистая роговая обманка (до 13 масс.% Al₂O₃), обогащенная магнием (fmг 0,60-0,65) и титаном. Более высокое содержание трехвалентного железа относительно алюминия в октаэдрической позиции позволяет отнести этот амфибол к гастингситу. Содержание титана варьирует в основном от 2 до 4 масс.% TiO₂, достигая значений характерных для керсутита. В зернах отчетливо фиксируется зональность, центральная часть их резко обогащена титаном, краевые зоны обеднены. Часто в центральных частях фиксируются выделения рутила, ильменита, титанита, зерна, которых имеют четкую ориентировку (рис. 1) подобную структурам распада твердого раствора. Особенностью гастингсита является повышенное содержание в них щелочей (0,5-1,2 ф.е.) с высокой ролью калия (0,35-0,41 ф.е.).

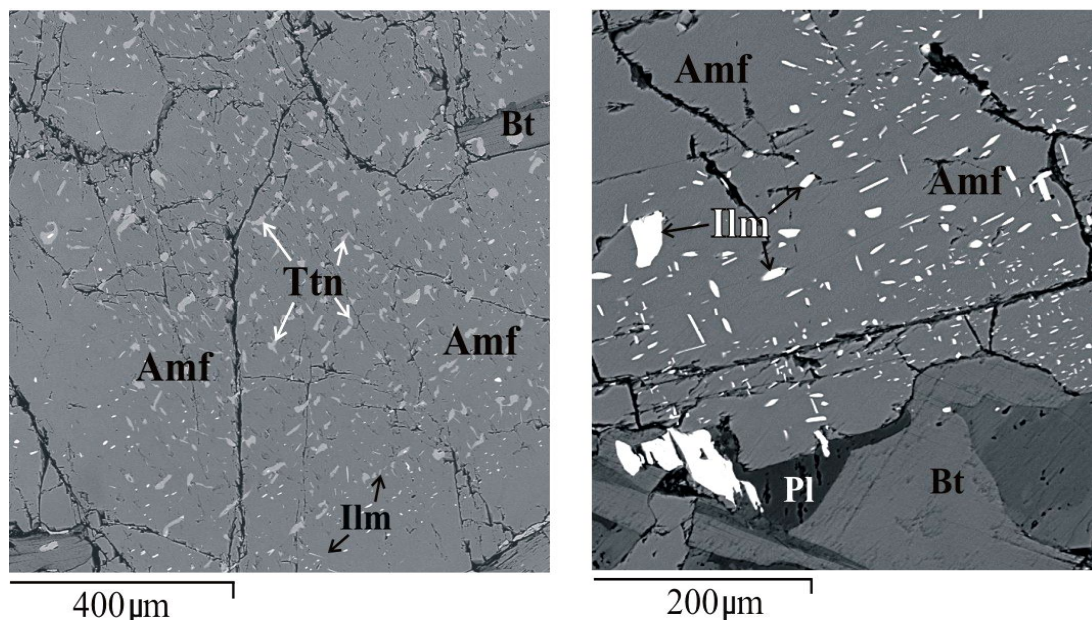


Рис. 1. Выделение титанита (Ttn) и ильменита (Ilm) в гастингсита (Amf) из монцо-габбро Ошурковского массива.

Согласно минеральному геотермометру по [8] из монцогаббро и базитовых даек температуры образования гастингсита составляют 900 – 950° при давлении 3,5 – 4,5 кбар.

Вторая генерация амфибола относится к обыкновенной роговой обманке имеющей состав идентичный эдениту (рис. 2). Она является вторичной и образовалась в результате замещения клинопироксена и гастингсита (рис. 3). С ней ассоциируют новообразования хлорита, кальцита, титанита, иногда эпидота. Минерал характеризуется неоднородностью состава, обеднен титаном, щелочами и глиноземом. Эденит из даек базитов в сравнении с габброидами заметно более железистый (рис. 2).

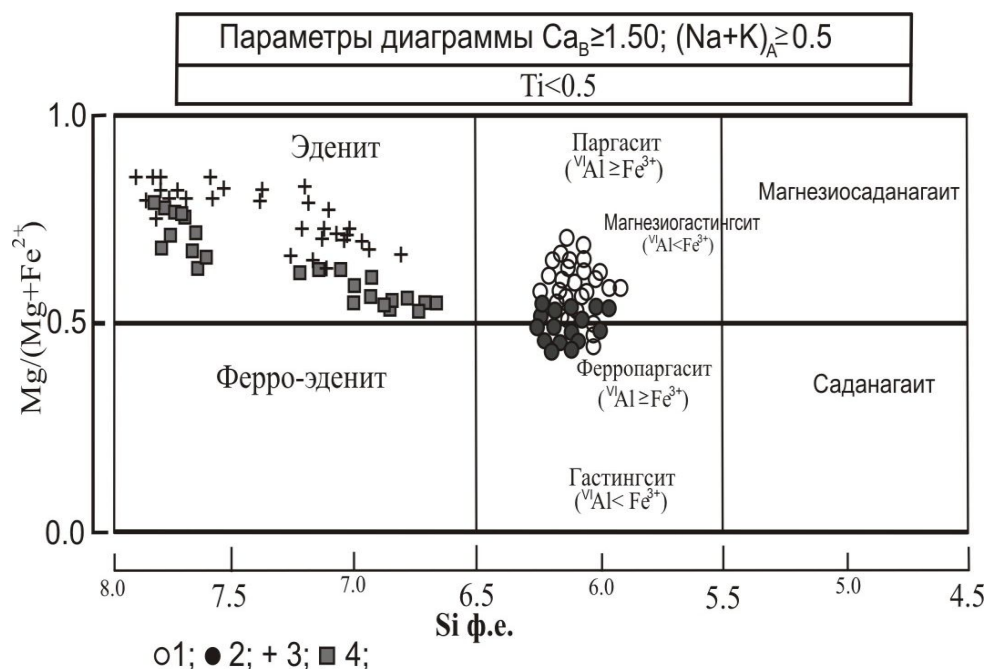


Рис. 2. Диаграмма составов амфиболов по [10] из габброидов Ошурковского массива. Гастингсит: 1 - из габбро, 2 - из даек базитов; эденит: 3 - из габбро, 4 - из даек базитов.

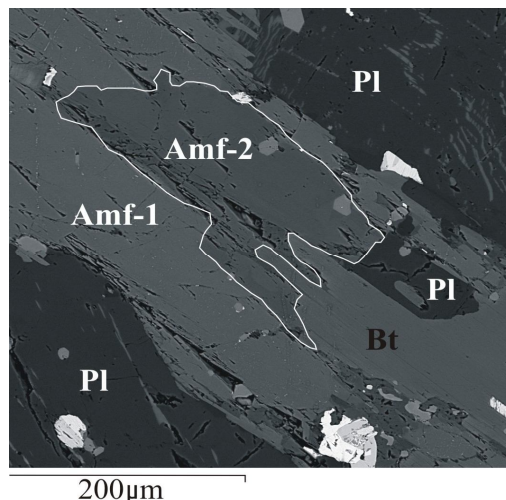


Рис. 3. Образование вторичного амфибола эденита (Amf-2) по гастингситу (Amf-1). Монцо-габбро Ошурковского массива.

Эденит, образовавшийся по пироксену, встречается также в шонкинитах, габбро-сиенитах, сиенитовых пегматитах. Как и в случае с вышеописанными он характеризуется низкими концентрациями титана, алюминия и щелочей. В шонкинитах содержание глинозема от 0,62 до 5,88 мас.% Al_2O_3 , отсутствует титан (единичные анализы до 0,59 масс.% TiO_2) и фтор. Содержание натрия варьирует от 1,37 до 3,05 масс.% Na_2O и калия от 0,22 до 0,72 масс.% K_2O .

Иной состав имеет амфибол, присутствующий в щелочно-полевошпатовом сиените. Этот сиенит в виде полосы шириной до 1 км с юга окаймляет Ошурковский массив. Амфибол образует рассеянную вкрапленность в полевошпатовой матрице, слагает кристаллы в миароловых пустотах. Он нередко замещается биотитом. Минерал характеризуется низкими концентрациями щелочей, сумма которых не превышает 2,5 масс.%, глинозема (от 1,41 до 4,03 масс.% Al_2O_3), титана (до 0,45 масс.% TiO_2) и фтора до 0,7 масс.% F. По составу он близок к актинолитовой роговой обманке (рис. 4).

Выделенные группы амфиболов дистанцируются друг от друга по содержанию главных компонентов, что отчетливо видно на рисунке 4.

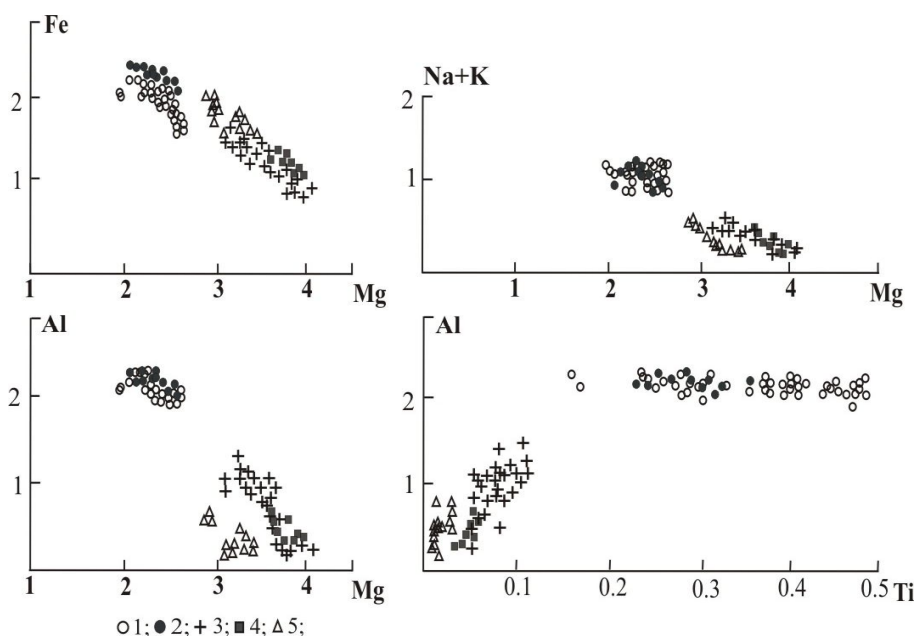


Рис. 4. Диаграммы составов (ф.е.) амфиболов Ошурковского массива. Гастингсит из габброидов (1) и из даек базитов (2), эденит из габброидов (3), даек базитов и шонкинитов (4), актинолитовая роговая обманка из щелочно-полевошпатовых сиенитов (5).

1. Андреев Г.В. Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. – М.: Наука, 1968. – С. 300-304.
2. Вишнякова Т.Ф., Дамбуева З.А., Андреев Г.В. Биотиты и роговые обманки диоритов Ошурковского апатитового месторождения // Магматические комплексы и рудные месторождения Забайкалья. Улан-Удэ.: БФ СО РАН СССР, 1986. – С. 183-193.
3. Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. – Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. – С. 119-129.
4. Костромина Л.И. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения. – В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971, Труды СНИИГИМС. Вып. 108. – С. 93-101.
5. Кузнецов А.А. Особенности состава и условия образования амфиболов из апатитовых диоритов Юго-Западного Забайкалья // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Вып. 4. Улан-Удэ, 1972. – С. 80-85.
6. Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Сб. научных трудов. Т. 11. Новосибирск, 1995. – С. 81-96.
7. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. №6. – С. 38-52.
8. Мишкин М.А. Амфиболовый геобарометр для метабазитов // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312. №4. – С. 944-946.
9. Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986. №7. – С. 47-55.
10. Leake B.E., Woolley A.R., Arps Charles E.S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The nomenclature of minerals: a complication of IMA reports. 1998. – P. 49-77.

РЯБИНОВСКОЕ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ И ЕГО МЕСТО В СОВРЕМЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

С.В. Лукашенко, Г.Н. Пилипенко

*Российский Государственный Геологоразведочный Университет имени Серго Орджоникидзе,
Москва, Россия, skylove111@mail.ru*

Месторождения, относимые к порфировому типу, обладают рядом характерных особенностей, позволяющих выделять их в отдельную группу. В связи с тем, что к этой группе принадлежат ряд крупнейших месторождений мира, прежде всего-меди и молибдена, содержащие попутное золото, отнесение к ней иных месторождений представляет большой интерес. Среди последних присутствуют месторождения Рябиновского типа, выявленные в Центральном-Алданском рудном районе.



Рис. 1. Приуроченность порфировых месторождений к вулcano-плутоническим поясам земли.

- Их приуроченность к крупным вулкано-плутоническим поясам земли (Тихоокеанскому, Среднеземноморскому, Казахстано-Монгольскому).
- Основными промышленными компонентами руд, этих месторождений являются медь и молибден. Золото в них является попутным компонентом.
- Большие размеры этих месторождений и их рудных тел связаны с прожилково-вкрапленным характером их «крупнообъемного» оруденения, не имеющего видимых границ и оконтуриваемого по содержаниям основных компонентов комплексных руд.
- Характерным является выдержанность их оруденения на большие глубины.
- Присутствует четкая связь оруденения с близповерхностными многофазными порфировыми интрузивами гранитоидного и андезитоидного рядов.
- Характерным является локализация оруденения внутри этих интрузивных массивов.
- В составе оруденения присутствует кварц, серицит, ортоклаз, биотит, а так же карбонаты, сульфиды, глинистые минералы, цеолиты. Причем в их распределении наблюдается определенная зональность, оруденение является прожилково-вкрапленным – штокверковым.
- Характерно наличие среди рудовмещающих магматических пород эруптивных брекчий, свидетельствующих о близком присутствии малоглубинных магматических очагов.

[illegible]

89

Основными элементами этой модели являются: многофазный порфировый гранитоидный шток, включающий дорудные, синрудные и пострудные фазы; пострудные неки, трубки диатремовых брекчий, пострудный массив равнотермических гранитоидов; вмещающие вулканы; рудное тело: штокер халькопирит+магнетит+энргит+борнит-хлорит-кварцевых прожилков с более поздними сульфидами полиметаллов и золотом, участки развития гидротермальных брекчий; метасоматические ореолы: подрудный – «кварцевое ядро» и зоны натриевого метасоматоза, обогащенные магнетитом; среднерудный – область калиевого метасоматоза; верхнерудный (в некоторых случаях - околорудный) – серицит-кварцевые новообразования, а на удалении от рудных тел – площадные пропилитовые (хлоритизация) изменения; надрудный – обогащенные пиритом вторичные кварциты.

Рябиновское рудное поле, расположенное в Центрально-Алданском районе Южной Якутии, включает Рябиновое и Новое месторождения и несколько рудопроявлений золота (Рябчик, Аналогичное и др.) [1], которые образовались в эпоху мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита. Алданский щит находится в юго-восточном «углу» Сибирской платформы, обрамляясь с востока и юго-запада трансконтинентальными Тихоокеанским и Средиземноморским поясами, чем, по мнению В.Е. Хаина (1977), обусловлена повышенная тектоническая активность щита на протяжении всей его истории, включая мезозойский цикл, с которым связана основная промышленная металлоносность.

Для этих месторождений характерен позднеюрско-раннемеловой магматизм монзонит-сиенитовой формации, породы активно подвергались процессам калиевого метасоматоза, оруденение локализуется непосредственно в интрузивах близко к поверхности (0,5-1км), вмещающими породами являются фенитизированные гранито-гнейсы архея, выходящие на поверхность (Эльконский горст). Структурное положение золоторудного поля определяется его приуроченностью к узлу пересечения разноориентированных долгоживущих глубинных разломов – Якокутского меридионального, Томмотского северо-восточного и Юхухтинского северо-Западного. Тектонические нарушения более высокого порядка, установленные в пределах рудного поля, в основном соответствуют этим направлениям.

На месторождении присутствует дайка поздних пикритов, образующих шток эруптивных брекчий. Эта дайка выполняет рудоконтролирующую роль, образование залежей происходит в ее экзоконтактах. Состав руд практически монометальный, содержания меди, серебра и молибдена не значительные. Но принадлежность данного месторождения к ранее известному порфировому геолого-промышленному типу остается неясной. Изучая классификацию рудно-формационных и геолого-промышленных типов золоторудных месторождений (Константинов и др.) можно рассматривать только один тип как наиболее близкий к Рябиновскому: золото-медно-молибден-порфировый [6].

Проведем сопоставление проявления на изучаемых нами на Центральном Алдане месторождениях Рябиновского типа вышеперечисленных признаков, характерных для известных месторождений порфирового типа (табл. 1).

По двум признакам наблюдается существенное различие сравниваемых месторождений. Алданские месторождения находятся в пределах одноименного щита и приурочены к Центрально-Алданскому центру сравнительно локального проявления на нем процессов мезозойской тектоно-магматической активизации. Единственным промышленным компонентом руд является золото (с серебром), содержания меди и молибдена в рудных телах не превышают первых 0,0n%. По следующим трем признакам в сравниваемых месторождениях есть черты сходства и различия. Сходство заключается в «крупнообъемном» типе их оруденения, не имеющего видимых границ, но относящегося не к прожилково-вкрапленному, а к метасоматически вкрапленному типу. Роль золото-сульфидной прожилковой минерализации – не значительная. Отнесение его к штокерковому типу невозможно.

Месторождения Алдана так же тесно связаны с близповерхностными многофазными, в том числе четко порфировыми интрузиями, которые, однако, относятся к субшелочному комплексу этапа активизации щита. В минералогическом составе оруденения сравниваемых групп есть черты сходства, но оно является монометальным, собственно золоторудным. Зональность минерализации не выявлена. Наконец последний признак – присутствие эруптивных брекчий – проявлен четко: в составе обломков этих брекчий обнаруживаются как мезозойские интрузивные

породы более ранних фаз внедрения, так и вмещающих интрузии фенитизированные архейские породы субстрата.

Таблица 1

Золото-медно-молибден-порфировый тип	Рябиновский тип
Эти месторождения находятся в областях завершённой складчатости и тяготеют к вулканоплутоническим поясам.	Алданские месторождения находятся в пределах одноименного щита и приурочены району локального проявления на щите процессов мезозойской ТМА.
В данных месторождениях основными компонентами руд являются медь и молибден, а золото является попутным компонентом.	Единственным промышленным компонентом руд является золото (с серебром), содержания меди и молибдена в рудных телах не превышают первых 0,0п%. Монометальный состав руд.
Тип оруденения прожилково-вкрапленный (штокверковый).	Тип оруденения метасоматически-вкрапленный.
Магматизм гранитной и андезитовой формации.	Магматизм монзонит-сиенитовой формации.
Сходство заключается в крупнообъемном типе оруденения, выдержанность оруденения на глубину, локализация оруденения внутри интрузивных массивов и наличии эруптивных брекчий.	

Рудоносные серицит-микроклиновые метасоматиты Центрально-Алданской щелочной провинции сходны по возрасту и вещественному составу с калишпатизированными и серицитизированными сиенитами, вмещающими порфировые месторождения с благороднометальной минерализацией в мезозойских массивах Северо-Американских Кордильер [3] (Аллард Шток, Копер-Маунтин-Ингербелл, Геолор Крик, Шескет Крик, Гус Лейк, Пирамид).

На основе этих данных можно заключить, что описываемые золоторудные месторождения Алдана принадлежат к порфировому семейству, но не относятся к его золото-медно-молибденовой группе, а являются одним из первых представителей особой собственно золото-порфировой группы, которая имеет свои прогнозно-поисковые признаки. Рябиновский тип золоторудных месторождений является особым и не соответствует ни одному геолого-промышленному типу в современной классификации и, следовательно, может быть выделен отдельно.

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н. А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. – М.: НИИ-Природа, 1999. – 219 с.
2. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля. (Алданский щит) // Литосфера, 2009. №2.
3. Дворник Г.П. Элементы вертикальной зональности в распределении золото-порфирового оруденения в вулканоплутонических комплексах Центрально-Алданского района // Литосфера, 2009. №4. – С. 104-107.
4. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006. Т 47. №7. – С. 850-864.
5. Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В., Злобина Т.М., Чаплыгин И.В. Актуальные проблемы металлогении золота // Геология и геофизика, 2007. Т.48. №12. – С. 1257-1275.
6. Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А., Наталенко М.В., Обушков А.В. Открытие месторождений золота тихоокеанского рудного пояса. – М.: Научный мир, 2008. – С. 12-16, 192-194.
7. Sillitoe R.H. Gold-rach porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // In: Hagemann S.G., Brown P.E., eds. Gold in 2000: Reviews in Economic Geology, 2000. V.13. – P. 315-345.
8. Sillitoe R.H., Thompson J. F. H. Changes in mineral exploration practice Consequences for discovery // Society of Economic Geologists Special Publication, 2006. №12. – P. 193-219.

НОВЫЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫМ КОМПЛЕКСАМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕТЕШИХИНСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ)

А.В.Малышев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Waylander6@mail.ru

Расслоенные плутоны основных-ультраосновных пород представляют из себя интереснейшие природные объекты. Им посвящено множество работ, однако до сих пор остается много вопросов, связанных с процессами их формирования, и их дальнейшее изучение позволит приблизиться к решению важнейших петрологических проблем, таких как становление интрузивных тел, формирование внутренней структуры как отражение особенностей процесса их затвердевания, конкретные механизмы дифференциации расплавов в магматических камерах и тп. Вместе с тем расслоенные плутоны представляют и огромный практический интерес приуроченностью к ним сульфидами меди и никеля, хромитами и титанмагнетитами. По этим причинам актуальным является комплексное изучение подобных интрузивов с целью выявления особенностей протекания в них рудообразующих процессов. Особый интерес в этом плане представляют собой позднепротерозойские интрузивы западного Забайкалья (район нижнего течения реки Селенги), где выделяется ряд основных-ультраосновных массивов объединяемых в «Метешихинскую группу», наиболее крупными из них являются Метешихинский, Оймурский, Острая Сопка и др., более мелкие. Такого рода интрузивы являются единственными индикаторами геодинамических режимов, отражающих ранние стадии развития палеоазиатского океана. Это связано с тем, что палеозойские гранитоиды практически полностью преобразовали и уничтожили породы вулканогенно-осадочного комплекса, в то время как интрузивные образования слабо изменены и в виде останцов присутствуют в крупных гранитных массивах.

Согласно данным [1] Метешихинская островодужная система 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 Метешихинский, Острая Сопка, как наиболее сохранившихся плутонов данной структуры [2].

Метешихинский массив Размером 8х2,5 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 [3]. 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 амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные 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 ($Eu/Eu^*=1,9$). Плагิโอграниты 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 Sr 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 по первичной роговой обманке из габбро Ag-Ag методом для массива выполнены геохронологические исследования. 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 перфой 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 клинопироксенсодержащих 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 плагиоклазсодержащих 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 $R_{общ}$ 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 амфиболизированными и циозитизированными 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 масс.%, сумма щелочей – 0,43-5 масс. %), и характеризуются высокой глиноземистостью (7,14-30 масс. % Al_2O_3), низкой титанистостью (0,1-1 масс.% TiO_2), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) (табл. 2.2.7, рис. 2.2.7). Магнезиальность пород колеблется от $\text{Mg\#}=60$ в перидотитах до $\text{Mg\#}=14$ в лейко-габбро. На вариационных диаграммах MgO -элемент составы пород плутона образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO – 14,5 масс.%) до наиболее лейкократовых (MgO – 0,4 масс.%). 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 масс.% в оливковом габбро до 30 масс.% 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.

По петро- и геохимическим особенностям породы массива близки к породам высокоглиноземистых перидотит-габбровых массивов, широко распространенных в структурах Алтае-Саянской складчатой области и в 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 содержаний 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 он составляет 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. Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Малышев А.В. Островодужные перидотит-габбровые комплексы Ольхонского террейна на примере Метешихинской группы массивов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матер. науч. совещ. Вып.4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. В 2-х томах. Т. 2. С. 73-76.
3. Малышев А.В. Петрохимические особенности метешихинского ультрабазитового массива (юго-восточное прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр. Томск: ТПУ, 2006. С. 88-90

МАГНИЙСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВОВ “МЕТЕШИХИНСКОЙ” ГРУППЫ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

А.В. Малышев, Е.В. Кислов.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Waylander6@mail.ru

В период интенсивного развития экономики в хозяйственный оборот стремительно вовлекается все большее количество природных ресурсов. Однако степень рационального природопользования остается крайне низкой. При добыче минерального сырья извлекается большое количество вскрышных и вмещающих пород, которые практически не используются, а складируются в отвалы, ухудшая состояние окружающей среды за счет сокращения количества земель, пригодных для сельскохозяйственного использования, загрязнения почвенного покрова, поверхностных и подземных вод, атмосферы, а, следовательно, и условий жизни людей на прилегающих территориях. Эффективное решение проблемы использования отходов горнодобывающих предприятий - внедрение безотходных технологий. Эта проблема уже рассматривалась на примере Северо-Байкальского рудного района [1, 4]. В представленной работе мы сравнили магнийсиликатные горные породы (дуниты, перидотиты, троктолиты, оливиновые габбро) Йоко-Довыренского плутона, для которых уже показана возможность использования для получения новых строительных материалов, со сходными по петро-геохимическим данным породами массивов, располагающихся в более выгодных экономико-географических условиях. В качестве примера рассмотрены интрузивы Метешиха и Острая сопка, располагающиеся в пределах юго-западного Прибайкалья (Прибайкальский, Кабанский районы Республики Бурятия).

Метешихинский перидотит-пироксенит-габбровый массив размером 8х2,5 км расположен на хребте Урлак на водоразделе рек Метешиха и Большая. Вмещающие породы - граниты 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. 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 амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения (до анортозитов) и пегматоидного облика [2]. Ультрамафиты массива представлены дунитами и перидотитами (лерцолитами, верлитами).

Дуниты визуально выглядят как темно-коричневые до черного полнокристаллические мелкозернистые породы. Содержание оливина в породе около 89-96%, структурно он представлен мозаикой субизометрических зерен, что определяет панидиоморфную структуру породы. Более крупные зерна оливина имеют лучшие кристаллографические очертания. В центре тел породы довольно свежие. К контактам с мафитовой частью можно наблюдать развитие серпентинизации, вплоть до появления петельчатых структур. Пироксены имеют ксеноморфные очертания и расположены в шлифах крайне неравномерно. Акцессорные минералы представлены хромшпинелью до 1-2%, сульфиды встречаются эпизодически.

Перидотитам характерна полнокристаллическая средне-, мелкозернистая структура. В шлифах четко видно, что это неравномерно-зернистые минеральные агрегаты, где отличаются своим повышенным идиоморфизмом кристаллы оливина. По отношению к ним все остальные минералы занимают цементирующее положение, часто отмечается пойкилитовая структура.

Характерно неравномерное, кучное распределение цветных минералов. Вторичные изменения проявлены умеренно, но очень неравномерно. Перидотиты на 60-65% сложены минералами группы оливина, до 30% клинопироксена, до 15% ортопироксена, часто встречается магматическая роговая обманка до 5-10%. Акцессории представлены пиритом, халькопиритом, пентландитом, хромшпинелью, магнетитом, их распределение в породах довольно неравномерно.

Составы 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 клинопироксеносодержащих 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.

Массив 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. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона, слагают 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 [3].

В среднем перидотиты на 75-80% сложены минералами группы оливина. 15-20% - плагиоклаз и клинопироксен, 3-5% - роговая обманка. Состав минералов ультрамафитов варьирует в относительно небольших пределах. Оливин представлен хризолитом ($f=17-22,6\%$), плагиоклаз – битовнитом, реже анортитом, клинопироксен - авгитом ($f=13-23\%$), ортопироксен – бронзитом ($f=16,2\%$), амфибол - низкотитанистой роговой обманкой.

По химическому составу породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам низкотитанистого, низкощелочного, низкофосфорного уклонов. Породы недосыщены кремнеземом.

Рассмотренные данные свидетельствуют о сходстве петрографических минералогических и геохимических параметров ультрамафитов Метешихинской группы с породами Йоко-Довыренского плутона, на примере которого показана возможность использования отвальных магнезиальносиликатных пород при производстве новых видов строительных материалов [1, 4]. При этом экономико-географическое положение рассмотренных объектов гораздо более благоприятно. Они отличаются наличием дорожной и энергетической инфраструктуры, выгодным положением относительно крупных потребителей сырья: п. Каменск с Тимлюйским цементным заводом находится в 50 км, г. Улан-Удэ с 30 предприятиями строительной индустрии (ОАО "Полистройдеталь", ОАО "Завод Железобетон", МУП "Улан-Удэнский домостроительный завод", ОАО "Восточный завод строительных материалов", ОАО "Силикатный завод", ОАО "Завод бетонных блоков", ОАО "Загорск", ООО "Экодом") расположен в 100 км. Так же необходимо отметить, что, кроме двух описанных выше объектов, в пределах 10 км от них находится ряд более мелких плутонов, сходных с ними по петро-геохимическим параметрам: Рассошинский, Оймурский, Большереченский массивы, перспективы которых еще предстоит оценить.

Значительные ресурсы магнезиальносиликатных горных пород, удобное экономико-географическое положение и физико-географические условия позволяют рекомендовать дальнейшее изучение ультраосновных пород массивов Метешиха и Острая сопка для возможного использования в качестве сырья для производства строительных материалов. Необходимо проведение лабораторных испытаний укрупненных проб.

Таблица 1

Представительные химические составы дунитов массивов Метешиха и Острая сопка

	МТ-10-03	МТ-3/5-06	МТ-9/1-03	МТ-6/2-03	ОС-2/1-06	МТ-9-03	МТ-104/1-06	ОС-1/3-06
	Дуниты		Перидотиты					
SiO ₂	36,30	38,10	44,70	41,10	42,10	35,60	40,50	38,70
TiO ₂	0,05	0,11	0,08	0,61	0,31	0,13	0,42	0,32
Al ₂ O ₃	4,30	4,10	2,50	8,00	6,60	7,70	7,05	8,00
Fe ₂ O ₃	3,29	3,61	1,18	1,07	2,55	3,44	2,88	2,84
FeO	9,70	10,54	11,88	12,18	9,00	10,72	10,89	12,70
MnO	0,13	0,17	0,25	0,20	0,17	0,20	0,19	0,20
MgO	35,96	31,82	33,86	28,30	24,07	33,40	28,00	28,33
CaO	2,19	4,37	1,17	5,56	11,68	3,26	6,43	5,75
Na ₂ O	0,15	0,08	0,10	0,80	0,27	0,17	0,68	0,74
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,07	0,05
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
ппп	7,30	6,71	4,52	2,01	3,72	3,31	2,77	1,87
Сумма	99,37	99,61	100,24	99,94	100,47	97,93	99,88	99,50

1. Худякова Л.И., Войлошников О.В., Котова И.Ю. Отходы горнодобывающих предприятий как сырье для получения строительных материалов // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2010. № 1. С. 81-84.
2. Малышев А.В. Петрохимические особенности Метешихинского ультрабазитового массива (Юго-Восточное Прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр: труды Десятого международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых. Томск: ТПУ, 2006. С. 88-90.
3. Э.Л. Прудовский и др. Геологическое строение и никеленосность Метешихинской группы массивов базит-гипербазитовых пород // Отчет Оймурского отряда. г. Улан-Удэ. 1967.
4. Кислов Е.В., Худякова Л.И., Войлошников О.В. Дуниты Йоко-Довыренского массива и возможности их использования // Минеральное сырье Урала. 2009. № 6. С. 17-23.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ СУЛЬФИДНЫХ РУД ЖЕЛОССКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

С.Е. Мезенцев

*Национальный исследовательский иркутский государственный технический университет,
Иркутск, Россия sergmezenc@mail.ru*

В настоящее время на северо-западе Желоского массива известно одноименное рудопоявление платиноидно-медно-никелевых руд. Они впервые были описаны в работе Мехоношина и др. [1]. Новые данные, полученные в результате детальных работ 2010-2011 расширили круг представления о генезисе руд.

Этот массив расположен в южной части Бирюсинского блока, который относится к области архейско-протерозойского прогиба, характеризуется длительным развитием и сложным складчато-блоковым строением.

В геологическом строении принимают участие гнейсы, мраморы и амфиболиты, относимые к алхадырской свите. Они смяты в складки различной амплитуды, часто опрокинутые и несут тела ультраосновного состава, представляющие собой сближенные силлообразные тела.

Состав ультрабазитов этого массива меняется от лерцолитового до оливин-пироксенитового с включениями хромшпинелидов (рис.1). На эти породы были наложены процессы метаморфизма, проявленные в амфиболитизации, серпентинизации.

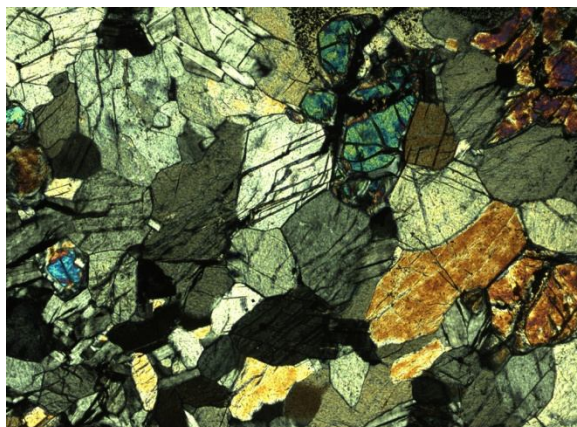


Рис.1. Амфиболизированный верлит. Прозрачный шлиф, X30, +

Оруденение представлено в основном вкрапленной халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализацией. Реже встречаются сидеронитовые руды. Сульфидный агрегат состоит из пирротина и пентландита с преобладанием пентландита.

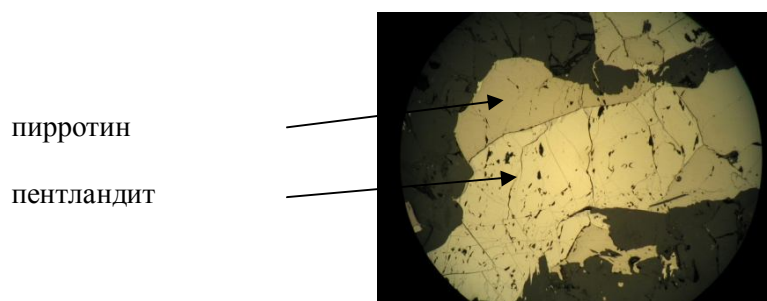


Рис.2 Сульфидный пентландит, пирротинный агрегат, полир. шлиф.

Во вкрапленных (вкрапленно-гнездовых) рудах содержание сульфидов составляет 5-30 %, размеры зерен обычно до 1 мм, реже имеются каплевидные и линзовидные выделения размером до 5 мм, уплощенные и неправильные желваки сливных руд размером 5-20 мм, часто с оторочкой из зерен магнетита.

В редко встречающихся сидеронитовых рудах количество сульфидов достигает 60-80 %. Сульфидная матрица содержит идиоморфные зерна оливина, иногда замещенного серпентином. Иногда внутри агрегатов пентландита наблюдаются округлые зерна ярких минералов (предположительно минералов платиновой группы) размером от 0,005 до 0,05 мм.

Минералы платиновой группы присутствуют в обоих типах руд, представлены тремя минералами: омейитом (Os, Ru) As, сперрилитом (Ir, Pt) As₂ и майченеритом (Pd, Pt) BiTe (Мехоношин, 2007) [2].

Кроме известных магматических руд, появились находки густовкрапленных и массивных руд за пределами тел перидотитов, во вмещающих амфиболитах.

Это явно переотложенные руды. В них преобладает пирротин, меньше пентландит и халькопирит. Пентландит большей частью замещен виолоритом. Впервые был обнаружен никелин в сочетании с пирротином и пентландитом.

Эти руды переотлагались в процессе наложенного метаморфизма.

Таким образом, обнаружение переотложенных руд расширяет круг поисковых работ, за пределами перидотитовых тел.

1. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Павлова Л.А. Первая находка минералов элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кушерского прогиба (юг Сибири). – Иркутск, 2008.
2. Мехоношин А.С., Колотилена Т.Б. Геохимия и рудообразование радиоактивных и благородных металлов в эндогенных и экзогенных процессах. – Улан-Удэ, 2007. – С. 54-57.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

А.В. Мельников

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

Платинометаллы минералы Верхнего Приамурья обнаружены, главным образом, внутри контуров золотоносных районов, что, кстати, характерно для россыпей Южной и Экваториальной Африки, Австралии, Калифорнии, Невады, юго-восточной части о. Борнео в Индонезии, Аляски, Скандинавии. Это наводит на мысль о наличии тесной взаимосвязи золотого и платинометалльного оруденения. Территория Верхнего Приамурья по геолого-минерагеническим данным является весьма перспективной для обнаружения промышленных россыпных и коренных месторождений платиноидов [1].

В пределах Верхнего Приамурья отмечается широкий спектр потенциально платиноносных формаций базит-ультрабазитовых пород: дунит-клинопироксенит-габбровая щелочная (Веселкинский массив), дунит-гарцбургитовая (Усть-Депский, Гарьский массивы), перидотит-пироксенит-габбро-норитовая (Лукиндинский, Лучанский, Кун-Маньенский массивы), габбро-анортозитовая (Каларский, Тас-Юряхский массивы) горнблендит-кортландитовой, габбро-норитовой (расслоенный тип) и дунит-гарцбургитовой [2, 3, 5].

Коренные источники платиноидов Верхнего Приамурья принадлежат минеральным типам магмогенной и магмогенно-метаморфогенной формационных групп:

- платинометалльно-хромитовый (уральский) тип;
- сульфидный платинометалльно-медно-никелевый (норильский) тип;
- платинометалльный апатит-ильменит-магнетитовый (бушвельдский) тип;
- сульфидный золото-платинометалльный (стиллуотерский) тип;
- медистый «медисто-песчаниковый» (удоканский) тип.

Магмогенная группа формаций.

Платинометалльно-хромитовый (уральский) тип проявляется в связи с массивами перидотитовых коматиитов и более поздних интрузивов ультраосновных (дунит-гарцбургитовых) хромитовых пород, образующих мелкие, обычно линзовидные в плане тела с концентрически зональным строением, приуроченные к кольцевым и линейным разломам; реже с массивами серпентинитов (аподунит-гарцбургитов). В пределах Депско-Гарьского золотоносного района платиновые минералы представлены сплавами твердых растворов Pt-Fe (группа самородной платины), Ir-Os-Ru (группа осмириды – иридосмина), реже сперрилитом.

На рудопроявлении Усть-Депском в среднем течении руч. Золотого в серпентинитах прослеживается зона дробления и гидротермальных изменений мощностью 20-60 м. Породы зоны превращены в кварц-карбонатный, пятнисто окрашенный окислами железа агрегат и, представляют собой серпентиниты. Pt установлена в 9 штуфных пробах в количестве 0,005-0,3 г/т, Pd – до 0,006 г/т. Pt сопровождается Ni (0,08-0,1%), Co (0,008-0,01%), Cu (до 0,01%), Zn (до 0,01%) и V (0,03-0,06%). В амфиболизированных и серпентинизированных габбро и серпентинитах (6 проб) установлена Pt с содержанием 0,006-0,2 г/т.

На рудопроявлении Гарь-2 в сколовых пробах из серпентинитов установлены содержания Pt – 0,001-0,1 г/т и Pd – 0,005-0,08 г/т. В шлихах из делювия установлен осмистый иридий, в виде оловянно-белых шестиугольной формы зёрен размерами до 0,1-0,2 мм.

Сульфидный платинометалльно-медно-никелевый (норильский) тип в Верхнем Приамурье связан с породами габбро-норитовой, горнблендит-кортландитовой, габбро-диабазовой (трапповой) и коматиитовой формации. В Дамбукинском рудном районе в Cu-Ni рудах обнаружены котульскит, в протолочковых и шлиховых пробах отмечаются сперрилит, самородная платина и иридосмины.

На Никелевом рудопроявлении сульфидная минерализация представлена массивными, гнездовыми, прожилково-вкрапленными и вкрапленными агрегатами пирротина, халькопирита, пентландита и пирита. Из минералов платиновой группы (МПГ) в них обнаружен сперрит, котульскит (теллурид палладия). Минералообразование начинается с выделения пирротина, затем основной массы сульфидов, в том числе Ni и Cu-содержащих и платиноидов, заканчивается минералообразование отложением пирита. Руды отличаются высоким содержанием Ni (до 2,95-6,55 %), Cu (до 0,25-2,88 %), Co (до 0,13-0,24 %) и платиноидов. Среди последних преобладают Pt (1,38-8,29 г/т) и Pd (2,25-4,52 г/т). Содержание Pt и Pd в горных породах соответственно следующее (г/т): горнблендиты – 0,46 и 0,12, габбро – 0,25 и 0,008, пироксениты – 0,018 и 0,021, кортландиты – 0,46 и 0,05.

На Лучанском дунит-пироксенит-габбровом массиве породы повсеместно содержат вкрапленную пирит-пирротин-халькопиритовую минерализацию. Отмечаются гнезда и прожилки сульфидов. Содержание их не превышает 1-2 %. Платиноносные (0,075 г/т платины и 0,069 г/т палладия) оливиновые пироксениты образуют в краевой части массива линзовидные и трубообразные тела мощностью 10-20 м. В пироксените с вершины г. Луча сперрит обнаружен в аншлифах в ассоциации с халькопиритом. Присутствует пирротин, пентландит и марказит. В этой же породе установлены Ni (от 0,02-0,03 до 0,2-0,3%), Co, Cu и Cr в количестве сотых долей %. Pt и Pd обнаружены в 5 сколовых пробах из 55 отобранных. Платиноносны габбро (0,006 г/т), габбро-норит (0,01 г/т), троктолит (0,01 г/т). Pd в количестве 0,006 г/т установлен в габбро-норите и амфиболите.

В пределах Лукиндинского массива установлено рудное поле Сульфидное, где в теле оливинового габбро на 160 м прослежена канавами зона вкрапленного Cu-Ni сульфидного оруденения мощностью до 20 м. Кроме того, широко развиты гидротермальные образования: жилы кварца, жилы и прожилки кварц-карбонатного, карбонатного состава и их брекчии. Проведенными работами на рудном поле установлены многочисленные проявления и точки сульфидной медно-никелевой, хромитовой, магнетитовой (титано-магнетитовой), урановой минерализации, а также геохимические аномалии Au, Hg, As, Pt. Максимальные содержания достигают: Ni – 0,5 %, Cu – 0,35 %, Co – 0,02 %, Pt – до 3-5 г/т.

На гидравлическом полигоне золотоносной россыпи руч. Черемушный (бассейн р. Пикан) среди штока ультраосновных пород на площади 50x75 м установлена пластовая (силлообразная) приповерхностная интрузия габбро-диабазов и диабазов, претерпевшая зеленокаменное перерождение совместно с вмещающими их образованиями гармаканской свиты в зеленосланцевой фации. В последних отмечаются маломощные линзы диабазов, ориентированные согласно сланцеватости. В приконтактных и центральных частях интрузии выделяются сульфидизированные участки (зоны) площадью от первых см до десятков м², в пределах которых вкрапленность сульфидов распределена очень неравномерно, достигая часто от 1-5 до 10-25% объемных. Выделения сульфидных минералов, имеющие форму гнезд, а также овальных и круглых «капель» размером 0,5-3,5 см, сложены пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, малахит, блеклыми рудами. Содержание халькофильных элементов в сульфидных рудах: Ni – 0,025-1,2%, Cu – 0,07-3,2%, Co – 0,0025-0,015%, S – 0,22-2,3%. Концентрации благородных металлов в сульфидных рудах следующие (г/т): Pd – 0,01-0,17, Pt – 0,22-1,65, Au – 0,05-0,56, Rh – 0,007-0,015, Os – 0,009-0,12, Ru – 0,010-0,018, Ir – 0,004-0,06, Ag – 1,1-2,7 г/т.

Платинометалльный апатит-магнетит-ильменитовый / титаномангнетитовый (бушвельдский) тип проявлен в апатит-ильменит-титаномангнетитовых рудах, связанных с анортзитовой и габбро-сиенитовой формациями основных и ультраосновных пород (массивы Каларский, Иманграканский, Тас-Юряхский и др.), а также в железистых кварцитах с ильменитом (Хорогочинский массив).

На месторождении Бол. Сэйим в магнетит-ильменитовых рудах содержание Pt – 0,5-1,0 г/т; Pd – 0,01-0,015 г/т, Au – 0,05 г/т, на Куранахском месторождении содержание Pt – 0,1-0,5 г/т.

Хорогочинское железорудное – приурочено к выходам одноименного базит-гипербазитового массива. Среди диафторитов по основным кристаллосланцам иманграканской свиты установлено 20 рудных тел (рудных пачек-серий близлежащих тел с общей мощностью не менее 10 м), при содержании железа 10-32%. Рудные тела имеют пластообразную, линзовидную форму и представлены магнетитовыми, куммингтонит-магнетитовыми, роговообманко-

куммингтонит-магнетитовыми кварцитами, клинопироксен-роговообманково-магнетитовыми и магнетитсодержащими кристаллосланцами. Падение рудных тел на СВ под углами 50-70°; протяженность по падению более 300 м. Текстуры руд пятнисто-полосчатые, вкрапленно-пятнистые, вкрапленные с содержанием рудных минералов до 60%. Основной рудный минерал - магнетит (15-50%), реже встречаются титаномagnetит, ильменит (1-2%), гематит (до 2-3%), изредка отмечается вкрапленность сульфидов: пирита, пирротина, халькопирита, марказита, пентландита, ковеллина. В железистых кварцитах железорудного месторождения содержание Pt до 0.5 г/т, Pd до 0.09 г/т, Au до 45.4 г/т.

В пределах Гетканского и Уркминского базит-гипербазитовых массивов в горизонтах сульфидизированных магнетитовых кварцитов химико-спектральным методом установлены содержания платиноидов до 0.01-0.03 г/т, Au до 0.35 г/т. Сульфидная минерализация представлена, в основном, пиритом, менее распространены пирротин и халькопирит.

На территории Дамбукинского рудного района в бассейне рек Джалта и Ульдегит среди графитовых, графит-биотитовых, биотитовых гнейсов камрайской свиты раннего архея были установлены маломощные (до 30-40 м) горизонты магнетит-амфиболовых кварцитов с редкой вкрапленностью сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит). По данным магниторазведочных работ и геологических маршрутов горизонты кварцитов прослеживаются по простиранию на 1.5-2 км. Определение золотоносности и платиноносности железистых кварцитов проводилось в 15 штучных пробах химико-спектральным анализом в ПГО «Севморгеология» ВНИИ «Океангеология». Содержание Pt достигает 0.112 г/т, Pd – 0.045 г/т, Au – 0.57 г/т. В аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих метаморфические породы, установлены самородная платина, сперилит и осмистый иридий.

Плутоногенно – метаморфогенная группа рудных формаций характерна для гранулитовых комплексов, породы которых слагают архейскую супракrustальную зону в северной части Верхнего Приамурья (Дамбукинский и Сугдjarский рудные районы). В состав гранулитов входят наиболее древние породы планеты – архейские кристаллические сланцы, эклогитоподобные породы, плагиогнейсы, метабазиты и метакматииты основного и ультраосновного состава, а также мелкие тела основных и ультраосновных пород аподунит-гарцбургитовой, горнблендит – кортландитовой, габбро-диабазовой (сульфидоносной) и других формаций. Сульфидная минерализация представлена пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Ультраосновные породы представлены серпентинитами, горнблендитами, кортландитами, пироксенитами, дунитами и перидотитами.

На Гарганском рудопроявлении Сугдjarского рудного района, сложенном горнблендитами, габбро-амфиболитами, основными кристаллическими сланцами и гранитами установлены содержания Pd до 0.02 г/т, Ti - >1.0%, Fe - >10%, Ni - >0.02%, Cr - до 0.03%, Zn - до 0.01%. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, ильменитом, реже пирротинном и пиритом.

Сульфидный золото-платинометалльный тип (стиллуотерский) приурочен к районам развития древних коматиитов и расслоенных базитовых и гипербазитовых интрузий (Дамбукинский, Сугдjarский, Депско-Гарьский рудные районы). Основными типоморфными минералами её являются сперилит, Cu-Fe-Ni- содержащая самородная платина, куперит, железистая платина, эрликманит-лаурит, ирарсит, Au-Pt-Ag фаза и золото с Pt, Pd и Ag. Реже отличаются осмириды. Самородное золото из области развития сульфидной золото-платинометалльной формации, по данным Г.И. Неронского (1998), почти всегда обогащено платиной и палладием [4]. В самородном золоте из россыпей, расположенных в пределах расслоенного габброидного массива содержание Pt – 6-28 г/т, Pd – до 210 г/т; в россыпях, расположенных в пределах развития кристаллических сланцев гранулитового комплекса, содержание Pt – 56-800 г/т, Pd – 15-220 г/т.

Медистый (медисто-песчаниковый) золото-платинометалльный тип (удоканский) известен в пределах Гонжинского рудного района. На водоразделе рек Буринда и Талали известны проявления меди. Медная минерализация (малахит, азурит, хризоколлa, ковеллин, борнит, самородная медь) приурочена к интенсивно ороговикованным и брекчированным песчаникам. Сульфидная и оксидная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа распределена в пределах оруденелых зон неравномерно.

Буриндинское рудопоявление сложено слабо окварцованными гранодиоритами буриндинского комплекса, прорванных субвулканическими дайками пропилитизированных андезитов, дацитов и риодацитов талданского комплекса. Проявление находится в зоне дробления северо-восточного простираия. По данным спектрального анализа, содержание Cu в штуфных пробах до 0.6%, Ag – до 5.8 г/т. Атомно-абсорбционным методом установлены содержания Pt – до 0.28 г/т, Pd – 0.56 г/т, Au – 0.82 г/т, Ag – 3,5 г/т. Рудная минерализация представлена халькопиритом, малахитом.

На Талалинском проявлении гидротермальный генезис оруденения приурочен к кварц-халькопиритовой жильной формации, и связан, вероятно, с раннемеловыми дайками гранодиорит-порфир-диорит-порфирового комплекса. В штуфных пробах спектральным анализом установлены Cu - 0,1-1,0%, As - 0,01-0,1%, Pb - 0,002-0,2%, Zn - 0,04-0,15%, Ag - до 10 г/т. Атомно-абсорбционным методом установлены содержания Pt – до 0.17 г/т, Pd – 0.47 г/т, Au – 0.53 г/т, Ag – до 5,5 г/т. Рудная минерализация представлена халькопиритом, малахитом, галенитом, сфалеритом.

Подобные выходы «медистых песчаников» известны в Уруша-Ольдойском рудном районе.

Таким образом, выделенные минералогические типы золото-платинометальных формаций: платинометально-хромитовый; сульфидный платинометально-медно-никелевый; платинометальный апатит-ильменит-магнетитовый (титаномagnetитовый); сульфидный золото-платинометальный; медистый («медисто-песчаниковый») золото-платинометальный являются наиболее перспективными на обнаружение крупных и средних по запасам платинометальных месторождений.

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцквич Б.А. Платинометальные месторождения России. – СПб: Наука, 2000. – 755 с.
2. Зимин С.С. Формации никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1973. – 90 с.
3. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 176 с.
4. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. – Благовещенск: АНЦ АмурКНИИ, 1998. – 320 с.
5. Степанов В.А., Рогулина Л.И., Мельников А.В., Юсупов Д.В. Самородное золото в пироксенит-кортландитовых интрузиях с медно-никелевым оруденением и в россыпях Дамбукинского золотоносного узла Приамурья. // Записки РМО, 2006. № 4. – С. 31-38.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

А.В. Мельников

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

Современные данные о платиновых месторождениях, полученные в последние годы благодаря выполнению работ по программе «Платина России» [1, 2, 4 и многие другие] позволяют выделить в различных группах платинометальных формаций Верхнего Приамурья значительный спектр геохимических типов.

Платинометальная рудная формация в связи с перидотит-ортопироксенит-норитовыми расслоенными интрузиями. Геохимические типы:

1. платиноидно-медно-никелевый (тип рифа Меренского Бушвельда и рифа Хауланд Стиллиутера) в расслоенных перидотит-ортопироксенит-норитовых интрузиях. Рудные объекты – массивы Лучанский, Лукинда, Тас-Юряхская металлогеническая зона. Сопутствующие элементы – Au, Ag, Co, графит, магнетит, биотит. В пределах Лучанского массива содержание Ni до 0.2-0.3%, Co, Cu и Cr – сотые доли %, Pd – до 0.069 г/т, Pt – до 0.075 г/т. Оруденение представлено вкрапленной, гнездовой и прожилковой пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией, содержание сульфидов не превышает 1-2 %. Породы Лукиндинского массива характеризуются максимальными содержаниями Ni – до 0.5 %, Cu – до 0.35 %, Co – до 0.02 %, Pt – до 3-5 г/т. Оруденение представлено вкрапленной и

прожилково-вкрапленной пирротин-халькопирит-хромит-магнетитовой минерализацией, содержание сульфидов не превышает 1-5 %.

Сульфидная медно-никелевая (палладий-платиносодержащая) рудная формация зон тектоно-магматической активизации древних платформ. Геохимические типы:

1. никелево-медный в оливинит-габбровых интрузиях (Норильск, Инсизва – ЮАР). Рудные объекты – Алдано-Становой щит, сопровождаются ореолами Au, Ag, Co, Bi, As, Te
2. медно-никелевый в гарцбургит-лерцолит-бронзитит-норит-габбронорит-дунит-диоритовых интрузиях (Мончегорское – Россия, Садбери – Канада). Рудные объекты – Алдано-Становой щит, массивы Лукинда, Луча, развиты ореолы Cu, Co, Ni, Au, As, Ti;
3. медно-никелевый в габбро-верлитовых интрузиях (Печенга – Россия, Унгава – Канада). Объекты – Алдано-Становой щит, Желтулакская металлогеническая зона.
4. медно-никелевый в серпентинизированных перидотит-пироксенитовых интрузиях (Аллареченское в обрамлении Печенгского прогиба, Томпсон – Канада), превращенных на эндоконтакте в актинолит-тремолитовые и хлорит-талковые сланцы. Объекты – Алдано-Становой щит, массивы Лукинда, Весёлкинский, проявление Радостное [3].
5. медно-никелевый и медный в габбро-норит-анортозитовых интрузиях (Коларо-Удоканская зона – Россия, Рамблер – США). Вкрапленные пирротин-халькопиритовые руды в краевых частях норитовых массивов или медные руды в метаморфизованных габброидах. Объекты – Алдано-Становой щит, Становая и Коларо-Удоканская метаморфические зоны, массив Кун-Маньё;
6. медно-никелевый в связи с горнблендит-кортландит-габбровыми интрузиями (массивы Дальнего Востока, КНДР). Эпигенетическая сульфидная минерализация. Объекты – Алдано-Становой щит, Становая метаморфическая зона, Джалтинская группа интрузий);
7. сульфидно-никелевый в коматиитах и иридиево-палладиевый (Камбалда – Австралия, Унгава – ЮАР). Оруденение сульфидное, пирротин-пентландит-магнетитового состава. Объекты – Алдано-Становой щит, Олондо-Ханинская метаморфическая зона.

Хромитовая рудная формация платиносодержащая (преимущественно россынеобразующая) древних платформ. Геохимические типы:

1. хромитовый с платиноидами (Pt-Ir-Os) в дунит-перидотит-гарцбургитовых интрузиях (Кемпирсай – Казахстан). Оруденение – хромитовые, сульфидные Cu-Ni и серноколчеданные руды в зонах метаморфизма. Объекты – Амуро-Охотская и Селемджинская геолого-структурная система, Янкано-Тукурингская, Шимановско-Гарьская, Койкойская структурно-формационная зона;
2. хром-платиновый в дунит-клинопироксенит-габбровых интрузиях (Урал, Гудьос – Аляска). Оруденение – гнезда хромитовых руд. Объекты – Деп, Гарь (группа интрузий);
3. хром-платиновый в перидотит-ортопироксенит-норитовых интрузиях (Бушвельд, горизонт Юджин-2 – ЮАР, Стиллуотер, горизонт Мауктин Бьют – США). Оруденение – горизонты хромитовых руд. Объекты – Весёлкинский массив.

Титаномагнетитовая рудная формация. Геохимические типы:

1. титан-железорудный платиносодержащий (Pd-Pt) в дунит-клинопироксенит-габбровых интрузиях (Качканар – Урал, Россия). Оруденение – титаномагнетитовая и ильменит-титаномагнетитовая минерализация. Объекты – Селемджинская геолого-структурная система, Квинтиканская и Какан-Сингучская магнитные аномалии);
2. медно-титаномагнетитовый платиносодержащий (Pd-Pt) в габбро-пироксенитовых интрузиях (Солтчак). Оруденение – медно-сульфидная минерализация. Объекты – Граматухинская металлогеническая зона.

Меднорудная платиносодержащая рудная формация. Геохимический тип:

1. медный в черных сланцах, песчаниках и конгломератах стратиформно-седиментационных месторождений. Оруденение – медные полисульфидные руды. Объекты – Желтулакская, Янкано-Тукурингская и Верхнеселемджинская структурно-формационная зона.
2. медно-молибденовый платиносодержащий в медно-порфировых месторождениях. Оруденение – медно-молибденовые с золотом и платиноидами штокверковые зоны. Объекты – рудопроявление Боргуликан, Аргинское, Иканское, Корячинское.

Платинометальная рудная формация в метаморфогенных платиносодержащих полиметалльных черносланцевых комплексах (сухоложский тип). Геохимические типы:

1. комплексный платиноидно-золотой (Маломыр, Токур, Харгинское, Унгличikan).
2. золото-платиновый (проявления Куликан, Храброе).
3. полиметалльный-золото-платино-палладиево-молибденовый (проявление Бургали).

Формация платиносодержащих колчеданных, полиметаллических месторождений.

Геохимические типы:

1. комплексный платиноидный. Оруденение – колчеданные, медно-колчеданные золотосодержащие, серебросодержащие с золотом халькопирит-галенитовые руды (Колчеданный Утес, Каменушинское, Малахитовое, Кокразовское).

Золото-кварцевая гидротермальная рудная формация. Геохимический тип:

1. золото-платиновый в кварцево-жильных телах золоторудных и золото-серебряных месторождений. Объекты – Колчеданный Утес, Золотая Гора и др.).

Формация россыпепроявлений платиноидов, сформировавшихся за счет разрушения платиносодержащих магматических формаций и ассоциированных с ними магматогенных месторождений (Юджин Бей – Канада, Кондер, Инагли и др. – Россия). Геохимические типы:

1. золото-мышьяк-платиновый, сперритовый (Дамбукинский рудный район).
2. золото-платиновый (Дамбукинский район).
3. осмий-иридий-золото-платиновый (Гарь-2).
4. комплексный платиноидный (Дамбукинский р-н, Сугджарский узел, Гарь-2).
5. золото-алмазно-платиновый (Дамбукинский район).

Формация кор выветривания на платиноидно-медно-никелевых, платиноидно-хромитовых и золоторудных месторождениях. Наиболее изучены линейные коры выветривания медно-никелевых руд на проявлении Стрелка (Дамбукинский рудный район). По данным атомно-абсорбционного анализа, в коре выветривания по зоне разлома содержание Pt – 0.014-0.027 г/т, Pd – 0.022-0.11 г/т, Au – 0.05-0.11 г/т, Ag – 0.2-0.9 г/т.

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – СПб: Наука, 2000. – 755 с.
2. Мельников А.В., Степанов В.А., Мельников В.Д. Платина Амурской области. – Благовещенск: АмГУ, 2006. – 136 с.
3. Мельников А.В., Степанов В.А., Юсупов Д.В. Рудопроявление Радостное - представитель благороднометалльного оруденения формации тремолит-актинолитовых метасоматитов (Верхнее Приамурье) // Вестник АмГУ, 2007. Вып. 37. – С. 116-120.
4. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 176 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРЯТИИ В КОЛЛЕКЦИЯХ МУЗЕЯ БУРЯТСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА СО РАН

А.Е. Мурзинцева

Музей БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия, muzeybsc@yandex.ru

Музей Бурятского научного центра СО РАН в своей деятельности призван отражать исследования и научные интересы сотрудников БНЦ. Основой всей музейной работы служит коллекционный фонд музея. Геологическое собрание Музея насчитывает более 2,5 тысяч единиц хранения. Более половины образцов составляют руды различных месторождений, в первую очередь, - месторождений Бурятии. Собрание формировалось на протяжении длительного периода, начиная с 1969 г. когда при Геологическом отделе БКНИИ СО АН СССР был учрежден Геологический музей, преобразованный в дальнейшем в комплексный Музей БНЦ СО РАН.

В настоящее время в музее активно ведутся работы по каталогизации его коллекций. Каталогизация фондов музея служит инструментом их анализа по тематической широте коллекционных материалов, глубине проработанности отдельных тем. Что, в свою очередь, должно определить концепцию развития музейного собрания, направления собирательской деятельности, перспективу его использования в исследовательских и просветительских целях.

При каталогизации коллекций полезных ископаемых был встречен ряд сложностей. В существующей системе организации фондов основной единицей выступает не географическая локация, а отдельный образец, его минеральный состав. Благодаря этому, например, образец

джеспелитовой руды с Тыйского месторождения кварца отнесен в раздел черных металлов, а кварц-флюоритовая щетка Холтосонского вольфрамового месторождения – в раздел флюоритов. Между тем, для полезных ископаемых основной единицей служит не минерал, но месторождение, коллекция образцов которого должна включать в себя все типы складывающихся его руд, а также вмещающие породы [1, 2]. Однако предметный подход имеет свои преимущества. Примером тому служит коллекция фосфоритов П.В. Осокина, включающая помимо руд месторождений, образцы фосфатсодержащих пород со всей территории Бурятии, на основании которых определялись перспективные площади для поиска месторождений.

Определенную сложность составляет субъективный исторический фактор: место взятия образца в учетной документации музея зафиксировано в том виде, как его назвал автор сбора при передаче в музей. На протяжении последующих десятилетий названия месторождений и других географических объектов менялись. Так при изучении Озерного рудного узла было открыто бедное железорудное проявление Гематитовое, а в 1967 г. его переоткрыли как Назаровское цинковое месторождение. В музейном собрании значатся как образцы гематита Гематитового месторождения, так и сфалерит Назаровского месторождения. Для составления каталога необходимо корректировать названия, привести их к единому образцу, за который берется официальный перечень месторождений Министерства Природы России. Одним из способов разрешения указанных проблем является применение ГИС-технологий [3]. Очевидно, оно должно стать следующим этапом каталогизации геологического собрания.

Существенная характеристика академических музейных коллекций - их авторский характер. Собрание Музея БНЦ формировалось при участии практически всех сотрудников Геологического института. Из авторов наиболее представительных коллекций полезных ископаемых необходимо назвать К.Б. Булнаева (флюориты), П.В. Осокина (фосфориты), Ю.Ч. Очирова (золото- и редкометалльные руды), Д.И. Царева (руды Озернинского рудного узла), А.О. Шаракшинова (Мухальское м-е), Г.А. Феофилактова (разные рудные месторождения), Л.Г. Жамойциной (цеолиты). Отметим, что практически все поступления начального периода существования музея в графе «автор» отмечены именем Г.И. Туговика – организатора музея.

Музейный фонд полезных ископаемых Бурятии подразделяется на следующие группы:

1. Черные металлы: месторождения Арсентьевское, Гурвунур, Магнетитовое, Назаровское, Слюдинское, Солонго, Туркул, Хаильское, Укырское, рудопроявления Олдокское, Хонхолойское, Октябрьское.
2. Цветные металлы: месторождения Озерное, Холоднинское, Жарчихинское, Мухальское, Орекитканское, Боксонское, Булуктаевское, Джидинское, Довыренское, Долон-Модонское, Келянское, Кяхтинское, Назаровское, Холтосонское, проявления Ангокитское, Дархинтуйское, Казачья Поляна, Сайжеконское, Харитоновское, Чайское.
3. Благородные металлы: месторождения Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Ирокиндинское, Пионерское, Кедровское, Гильбери, рудопроявления Каралон, Петропавловское, Торьмское.
4. Редкие металлы: месторождения Ермаковское, Орекитканское, Тамирское, Джидинское, Наранское, проявления Амандакское, Бурпала, Гундуйское, Оротское, Снежное, Уткинское, Халютинское.
5. Неметаллические полезные ископаемые:
 - Ухагольское, Обокольское и Харанурское месторождения фосфоритов;
 - Черемшанское и Тыйское месторождения кварцитов;
 - Боярское, Ботокольское месторождения и Улурское проявление графита;
 - Билютинское и Досчатое месторождения извесняка;
 - Мухор-Талинское, Маргинтуйское, Холинское месторождения перлита и цеолитов;
 - Ошурковское месторождение апатита, боровое месторождение Солонго, Молодежное месторождение асбеста, Тарабукинское месторождение доломита, Калюмное месторождение сыннырита, Селенгинское (соленое) озеро.

Большую группу в этом разделе составляют месторождения и проявления флюорита: Наранское, Эгитинское, Аро-Таширское, Иволгинское, Хурайское, Нижнечикойское; Харасунское, Верхне-Убукунское, Окиноборское, Ключевское, Манятское. Также представлены флюориты месторождений Холтосон, Джидинское, Озерное.

Приведенный перечень носит предварительный характер, требуется его доработка и уточнение. В него не вошли месторождения поделочных камней, которые в музее составляют

отдельный фонд. Тем не менее, можно определенно сказать, что в геологическом собрании Музея БНЦ представлены основные типы руд металлов из недр Бурятии и неметаллических полезных ископаемых. Сравнительно слабо проявлены в нем россыпные месторождения золота. Не так много руд редких металлов (урана), что связано с отсутствием необходимых условий для их хранения и практической невозможностью их экспонирования. Мало образцов месторождений строительного сырья, что, вероятно, связано со слабыми экспонатными свойствами песков и глин, и отсутствием большого внимания к ним у геологов.

Почти полностью в собрании отсутствуют материалы угольных месторождений. Следует отметить, что другое крупное региональное хранилище - Геологический музей (ФГУ ТФИ РФ по РБ) также не обладает коллекциями углей Бурятии. При этом уголь – одно из наиболее востребованных сегодня ископаемых в республике, отработка его месторождений идет нарастающими темпами. В мировой практике большое внимание уделяется сейчас образцам руд отработанных месторождений. Появляющиеся новые исследовательские технологии позволяют при помощи музейных коллекций проводить доисследование исчерпанных геологических объектов. В собрании Музея БНЦ хранятся образцы руд Пионерского месторождения золота и Первомайского месторождения молибдена. Нам хотелось бы призвать геологов обратить внимание на проблему и помочь в увеличении этих особо ценных коллекций.

Музей заинтересован в использовании его собрания не только в просветительских, но и исследовательских целях. Исследования позволяют более полно раскрыть ценность коллекций, актуализировать их значение. Изучение геологических образцов в большинстве случаев предполагает их разрушение, что для музейных предметов, подлежащих «вечному» хранению, крайне не желательно. Ситуация разрешается за счет фонда дублетных материалов, увеличение которого также актуально. Некоторые из современных аналитических методов оперирует малыми дозами вещества, поэтому в определенных случаях музей идет на предоставление для анализов образцов из основного фонда. Появившиеся нетравматические аналитические методы открывают для этого направления исследований интересные перспективы.

Таким образом, можно сделать вывод об основных направлениях дальнейшего развития фонда полезных ископаемых в собрании Музея БНЦ СО РАН. В соответствии с миссией музея, необходимо акцентировать внимание на региональной составляющей фонда. Комплектование новыми материалами предполагает увеличение коллекций по всем месторождениям. В первую очередь – эксплуатируемым, для чего необходимо проводить работу с горнодобывающими компаниями. Еще одним приоритетом определяются месторождения, не представленные в собрании, либо представленные одним-двумя образцами. Решение этих задач позволит увеличить потенциал собрания как базы вещественной базы данных по полезным ископаемым Бурятии.

1. Колбанцев Л.Р., Куприянова И.И., Скоробогатова Н.В., Кузьмин В.И. Совершенствование нормативно-методической базы формирования и использования музейных коллекций каменного материала // Разведка и охрана недр, 2005. №4. – С. 54-58.
2. Методические рекомендации по формированию, учету, хранению и использованию геологических коллекций. – М., 2005. – 55 с.
3. Многоцелевая автоматизированная система представления геологических знаний МАС Черненко В.В., Черкасов С.В. Практическая реализация онтологического подхода на примере создания базы данных по геологии // Актуальные вопросы деятельности академических естественно-научных музеев: Мат-лы междунар. науч. конф. – Новосибирск, 2010. – С. 181-185.

U-Pb и Lu-Hf изотопные системы в цирконах, их связь с метасоматическими процессами (на примере гранитоидных комплексов юго-восточного Забайкалья).

Р.В. Полянский, К.И. Лохов

СПбГУ, г. Санкт – Петербург, Polyanskiy_Rom@mail.ru

Введение. Изучение U-Pb систем в цирконах является одним из главных инструментов датирования разнообразных процессов (магматических, метаморфических и др.). Однако как показывает практика довольно часто помимо первично - магматических цирконов порода может содержать захваченные, унаследованные, метаморфогенные и другие цирконы. Известны работы

отечественных и зарубежных исследователей [6, 8] которым удалось разделить цирконы по генезису изучив помимо U-Pb и Lu-Hf систему в цирконах, а также Sm-Nd систему в породах. Но наука не стоит на месте, появились новые работы [2, 5], в которых указывается на возможность использования изотопной Lu-Hf системы как показателя присутствия метасоматических процессов в исследуемых породах. В данной работе будут рассмотрены U-Pb, Lu-Hf изотопные системы в цирконах, а также когерентная Lu-Hf система Sm-Nd система (при магматической дифференциации) в породах некоторых мезозойских магматических комплексов восточного Забайкалья (Шахтаминский, Кукульбейский)

Материалы и методы. Для изучения U – Pb и Lu - Hf систем были отобраны цирконы из пород Шахтаминского (21 циркон) и Кукульбейского (20 цирконов) магматических комплексов. U – Pb система в цирконах изучалась локальным методом при помощи вторично-ионного высокоразрешающего масс-спектрометра (SIMS) [SHRIMP-II](#), Lu - Hf система в цирконах изучалась при помощи мультиколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Thermo Quest Finnigan [NEPTUNE](#) с системой лазерной абляции DUV-193. Изучение Sm-Nd системы в породе производилось посредством общепринятой методики: химических процедур и последующих измерений при помощи термоионизационного масс-спектрометра (TIMS) ThermoQuest Finnigan Tritone.

Возраст магматических комплексов. Изучив U-Pb изотопную систему в цирконах из пород Шахтаминского (рис.1) и Кукульбейского (рис.2) комплексов мы получили следующее: Для Шахтаминского комплекса результаты U-Pb датирования показывают конкордантный возраст магматических цирконов 165.4 ± 1.9 Ма (все, кроме одного). Точки относятся как к темным высоко урановым краевым частям, Циркон с расчетным возрастом 286.1 ± 4.7 является захваченным. Для Кукульбейского комплекса результат U-Pb датирования показывает конкордантный возраст данной пробы по всем точкам анализа цирконов составляет 148.0 ± 1.5 Ма и по точкам в краевых частях 151.5 ± 2.0 Ма. Таким образом, в пределах ошибки измерений их возраст не различается. В краевых частях кристаллов содержание урана повышено U=670–5693, Th=389–254, (Th/U=0.05–0.17), низкие Th/U характерные для метасоматических цирконов. В центральных частях кристаллов содержание урана ниже U=77–690, Th=36– 83, Th/U=0.24–1.00. Циркон магматический. замечено во введении Sm–Nd и Lu–Hf изотопные системы имеют когерентное поведение при магматической дифференциации, соответственно и корреляция относительных величин, выражающих начальные изотопные отношения: $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Hf}(T)$ очевидна. Данная корреляция названа земной совокупностью terrestrial array (TA). TA имеет сложную структуру и зависит от огромного числа факторов, что выражено в заметной дисперсии этого параметра, поэтому на графике она будет иметь вид не прямой а в виде полосы, имеющей разброс порядка 2 – 4 эpsilon и условие принадлежности параметров $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Hf}(T)$ к TA можно записать в виде: $1,5 \epsilon_{Nd}(T) < \epsilon_{Hf}(T) < 1,5 \epsilon_{Nd}(T) + 6$ [6].

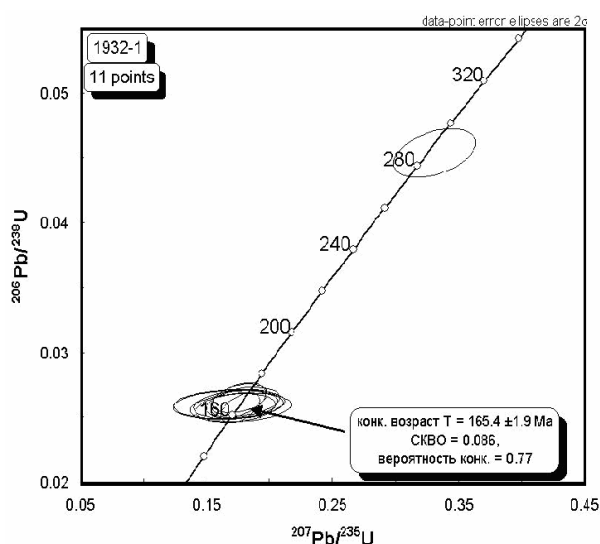


Рис.1 U-Pb изотопная система в цирконах Шахтаминского комплекса (Бугунтуйский массив)

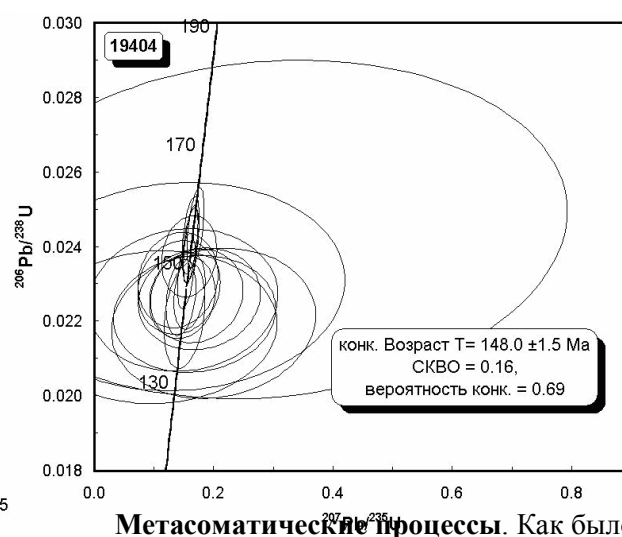


Рис.2. U-Pb изотопная система в цирконах Кукульбейского комплекса (Дурулгуйский массив)

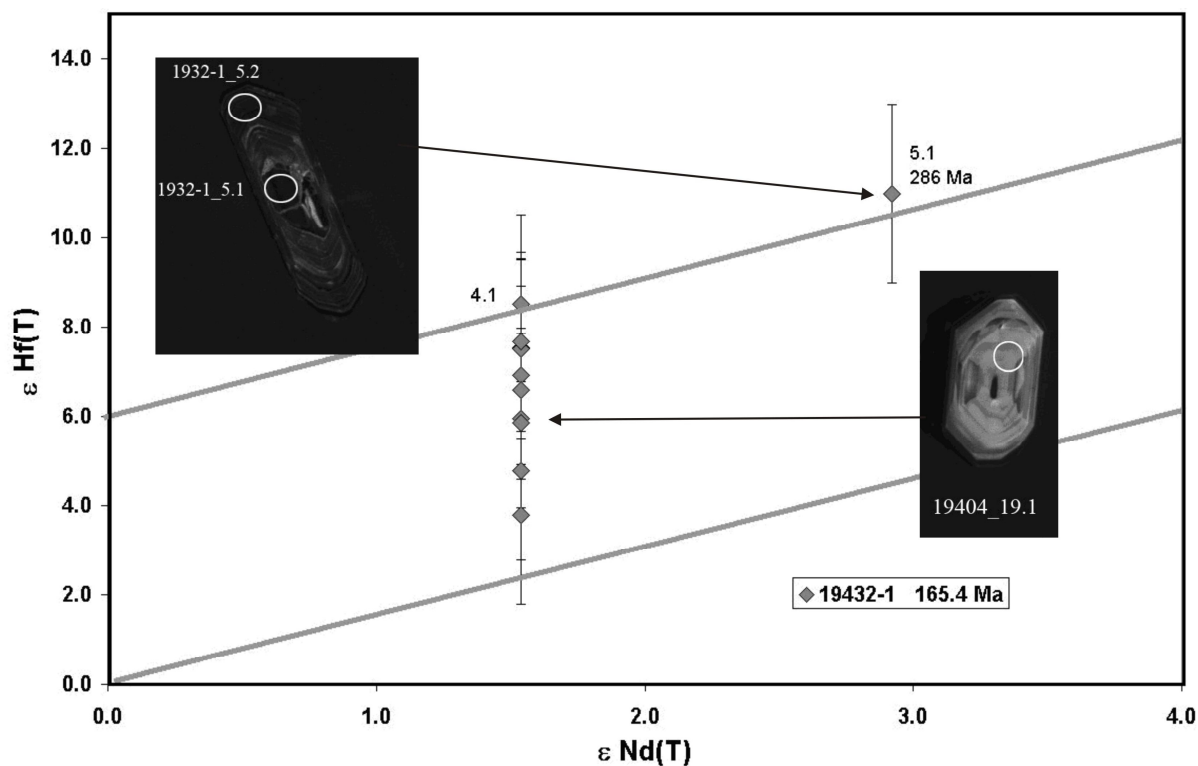


Рис.3. Изотопная Hf-Nd систематика цирконов Шахтаминского комплекса

Изучив Lu-Hf изотопную систему в цирконах и Sm-Nd систему в породах исследуемых комплексов (рис.3 и рис. 4). Мы пришли к следующим выводам:

Результаты изучения гафний-неодимовой систематики пород Шахтаминского комплекса показывают, что все цирконы, относящиеся к конкордантному кластеру магматические, только лишь в зерне 4.1 зафиксированы несущественные избытки радиогенного гафния, возможно за счет небольшой контаминации магмы на позднемагматической стадии кристаллизации. Зерно 5.1 с возрастом 286 млн. лет унаследованное или захваченное. По изотопным данным метасоматических преобразований цирконы не испытывали.

Гафний – неодимовая изотопная систематика показывает, что часть цирконов из Кукульбейского комплекса не могут быть магматическими для «нормальных» магматических пород и содержат различные количества избыточного радиогенного гафния. При этом наибольшие его количества наблюдаются в наиболее темных – соответственно высокоурановых зернах, наибольшие и значимые в зерне 6.1, небольшие избытки в зернах 11.1, 19.1, 7.1 и отчасти приурочены к высокоурановым краевым частям, сформированных на позднемагматической стадии, а наиболее близки к «нормальным» магматическим для данной породы – центральные части цирконов.

Таким образом, на позднемагматической стадии порода испытала метасоматическое воздействие с привнесением урана и радиогенного гафния, источником которого могли быть относительно древние (палеопротерозойские?) породы, содержащие минералы с высоким Lu/Hf отношением – гранат, фосфаты. Некоторыми исследователями [2] было отмечено, что цирконы с избыточным радиогенным гафнием являются индикаторами рудных процессов, приводящих к образованию крупнейших месторождений.

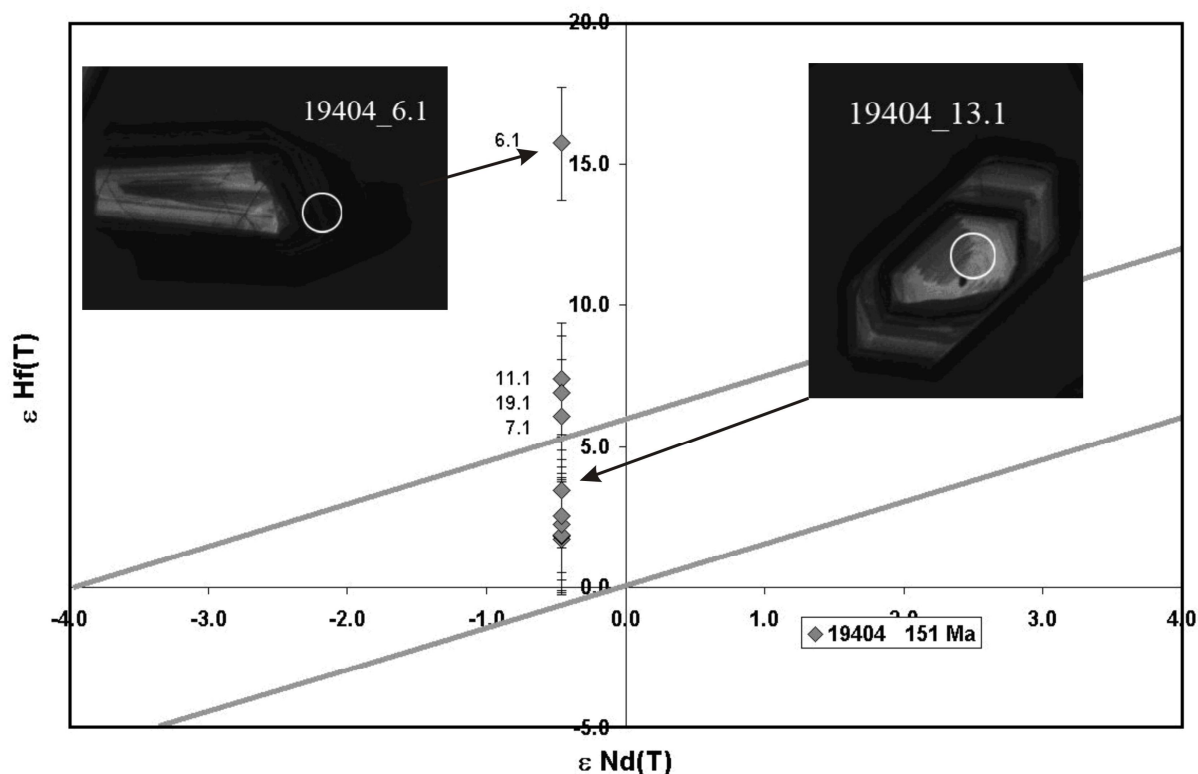


Рис. 4. Изотопная Hf-Nd систематика цирконового Кукульбейского комплекса

Но в данных работах указывается на средне - низкотемпературные процессы. С Кукульбейским комплексом же связаны крупнейшие в России месторождения Nb, Ta (Орловское, Этыкинское). [2, 4, 7]. Их возраст оценен как 142 Ма [4], таким образом, они значимо моложе поздней фазы гранитов, следовательно, не связаны с установленным процессом аутометасоматических преобразований последних. Тем не менее, цирконы с избыточным радиогенным гафнием могут служить одним из критериев на перспективность рудоносности гранитоидов.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю и сердечную благодарность М.Ю. Корешковой за помощь при петрографических исследованиях, А.В. Куриленко за предоставленные образцы и материалы.

1. Беус А. А., и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М., 1962.
2. Гольцин Н. А., и др. Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба. // Региональная геология и металлогения, 2010. № 41.
3. Зарайский Г.П. и др. Проблема образования месторождений тантала в куполах Li-F гранитов с учетом экспериментальных данных // Прикладная геохимия, Т. 7, кн. 2 «Генетические типы месторождений». – М.: Изд. ИМГРЭ, 2005.
4. Костицын Ю.А. и др. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004. № 9. – С. 940–948.
5. Лохов К.И. и др. Избыточный радиогенный гафний в цирконах – индикатор низкотемпературных флюидно-метасоматических и рудных процессов // Тез. Докл. XIX Симпозиума по геохимии изотопов им. Акад. А.П.Виноградова (16-18 ноября 2010 г.) – М., ГЕОХИ, 2010. – С.227-229.
6. Лохов К.И. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента восточно – европейской платформы) // Региональная геология и металлогения, 2009. №38. – С.62-72.
7. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования – Санкт – Петербург, 2010.
8. Valley P. M., e.a., Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite–apatite (“Kiruna-type”) mineralization // Chemical Geology, 275 (2010) – P. 208–220.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М.О. Рампилов, Г.С. Рипп, С.В. Канакин

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

Ошурковский массив расположен в районе падей Уточкина и Ошурково, в 15 км к СЗ от г. Улан-Удэ. По данным геолого-съёмочных, а затем и разведочных работ, массив имеет площадь около 14 км² и отнесён к Халютинскому интрузивному комплексу [1]. В массиве выделяются интрузивные фазы: первая – габбро, вторая – лейкократовых сиенито-диоритов. Габбро представлены мелко-, средне-, крупнозернистыми массивными породами. По соотношению фемических и салических минералов, породы были разделены на меланократовые, мезократовые и лейкократовые.

Массив контактирует с биотитовыми гнейсами возрастом 284 млн. лет (SHRIMP-II, по циркону) и гнейсовидными гранитами возрастом 128-129 млн. лет (SHRIMP-II, по циркону). Он пересечён многочисленными дайками и жилами гранитных пегматитов, аплитов и микрогаббро.

В пределах массива установлено около 30 тел гранитных пегматитов возрастом 121±2 (Rb-Sr) [2]. Пегматиты встречаются также и во вмещающих гранитах и гнейсах. Тела их, в основном, представлены жилами прямолинейной формы. Мощность жил колеблется в основном от 0,2 до 3 м при видимой протяжённости от первых десятков до 400–500 м. Некоторые тела пегматитов имеют апофизы меньшей мощности и длины, которые отходят от основных тел под разными углами, в результате чего они приобретают более сложную форму. В подавляющем большинстве тела пегматитов пологопадающие (углы падения 20–40°), разноориентированные. Контакты с вмещающими породами чёткие, прямолинейные, иногда в пегматитах встречаются ксенолиты вмещающих пород.

Текстурные особенности пегматитов отличаются большим разнообразием. Наиболее распространёнными из них являются графическая, пегматоидная и блоковая. В пегматитах участками развит альбитовый замещающий комплекс с образованием гнёзд, полосовидных скоплений вдоль трещин спайности, цементирующих, разъедающих или пересекающих полевые шпаты. Многие из редкометальных минералов связаны с альбитовым замещающим комплексом.

Минеральный состав пегматитов представлен в таблице 1. Главными породообразующими минералами их являются кварц (20–30 %), калиевый полевой шпат (40–50 %) и альбит (10–30 %). Альбит слагает жилковидные пертитовые вросстки, также встречается как вторичный минерал, образованный при альбитизации пород.

Алланит является наиболее распространённым минералом. Он образует удлинённые зерна (до 5 мм по длинной оси) с жирным маслянистым блеском. В целом минеральный состав его однородный (табл. 2). Содержание РЗЭ около 14,76 масс. %. Особенностью минерала являются повышенные содержание тория (до 4,61 масс. % ThO₂), повышенная железистость и соответственно низкая глинозёмистость.

Пирохлор также является одним из типоморфных минералов пегматитов. Он присутствует в блоковой и частично в графической зонах в виде кристаллов и зёрен неправильной формы. Зерна минерала светло-серого цвета, размером 2–5 мм. Характер взаимоотношения пирохлора с другими минералами показан на рисунках 2, 3. На них видно, что минерал частично превращён в агрегат колумбита, уранинита, ильменита. Химический состав пирохлора приведён в таблице 3.

Таблица 1

Минеральный состав гранитных пегматитов

Главные	Второстепенные и акцессорные	
Кварц	Биотит	Берилл
Калиевый полевой шпат	Мусковит	Алланит
Альбит	Амфибол	Циркон
	Титанит	Апатит
	Спессартин	Пирохлор
	Магнетит	Колумбит
	Ильменит	Рутил
	Флюорит	Уранинит

Таблица 2

Химический состав алланита, (масс.%)

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
1	31,43	0,75	12,98	15,55	3,94	0,73	11,04	3,99	9,05	2,87	0,73	3,39	96,78
2	31,41	0,74	13,19	15,76	3,94	0,72	10,84	4,12	9,55	2,74	0,75	3,16	97,31
3	31,79	0,68	13,69	16,36	3,24	0,65	12,48	3,08	7,36	2,58	0,376	4,45	97,7
4	31,76	0,72	13,35	16,22	3,03	0,63	12,45	3,23	8	2,64	0,66	4,02	97,03
5	31,33	0,72	13,04	16,49	3,35	0,65	11,93	3,33	7,69	2,48	0,63	3,9	97,69
6	31,86	0,64	13,72	16,36	2,48	0,67	13,18	2,81	6,69	2,53	0,67	4,61	96,39

Примечание. Здесь и далее - содержание элемента ниже порога обнаружения.

Таблица 3

Химический состав пирохлора, (масс.%)

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	SrO	UO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
1	-	20,12	1,04	0,7	5,09	-	2,41	31,12	25,42	3,39	89,29
2	-	14,31	0,73	0,84	15,34	1,25	-	25,77	34,96	5,72	98,92
3	-	16,51	-	0,7	16,96	1,67	-	24,29	38,73	1,43	100,29
4	-	14,82	-	0,96	16,62	1,37	-	25,8	38,9	3,83	102,3
5	-	14,53	3,13	-	16,34	1,34	-	22,55	37,94	4,15	99,98
6	1,46	15,84	1,62	0,63	4,05	-	2,47	24,19	41,53	-	91,79
7	1,45	13,75	0,89	-	17,12	1,53	-	22,41	42,64	-	99,8
8	1,08	14,18	0,6	0,85	6,12	-	2,89	23,75	42,38	-	91,86
9	2,28	12,91	0,68	0,71	6,62	-	2,84	23,54	39,53	-	89,11
10	1,17	12,78	0,68	0,74	16,55	1,2	-	24,45	41,62	-	99,18
11	-	11,47	0,93	0,94	15,38	1,17	-	24,24	40,62	5,69	100,44
12	1,55	13,09	0,75	-	5,17	-	2,49	23,16	36,9	-	83,12
13	1,1	11,76	1,23	0,53	15,84	0,97	-	22,83	40,76	4,13	99,15
14	3,6	14,19	0,73	-	-	-	-	26,65	42,29	-	90,4
15	-	12,72	1,02	-	16,06	1,08	-	24,79	42,76	2,12	102,22

На диаграмме Ta-Nb-Ti фигуративные точки состава его ложатся между бетафитом и пирохлором. Особенностью пирохлора является высокое содержание урана (до 27 масс. % UO₂) что позволяет назвать его уранпирохлором и пониженное ниобия. В некоторых случаях количество TiO₂ достигает 20,12 масс. %.

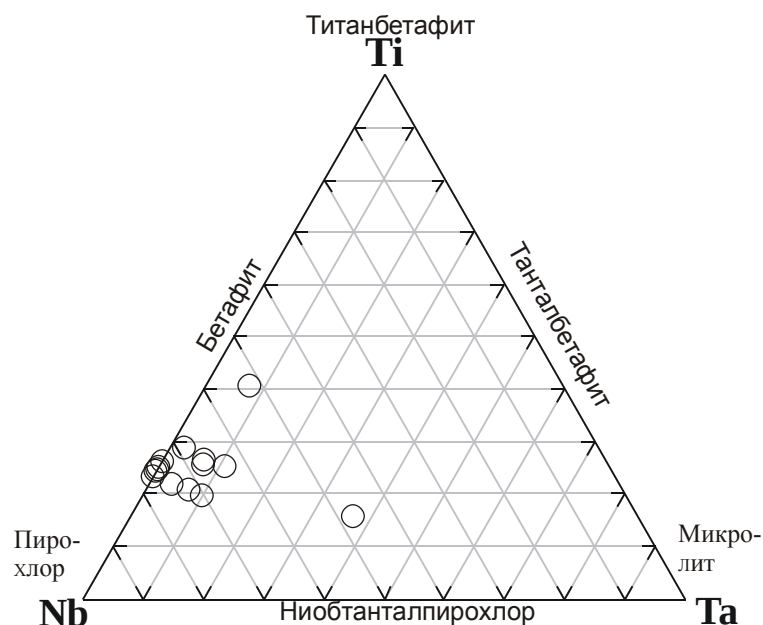


Рис 1. Диаграмма составов пироксенов из гранитных пегматитов Ошурковского месторождения.

Колумбит обнаружен в виде включений в пироксене (рис. 2а) и образован при замещении последнего. По составу он приближается к манганколумбиту (содержание MnO_2 до 12,4 масс. %), содержит титан (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав колумбита, (масс.%)

Проба	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	UO ₂	Nb ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	Сумма
1	-	3,71	7,49	11,96	1,56	75,25	-	100
2	0,6	1,84	7,13	12,43	-	81,41	-	103,4

Титанит встречен на границе графической и блоковой зон, в виде тёмных, вытянутых зёрен размером до 2 см. Он ассоциирует с калишпатом, кварцем, магнетитом и иногда с биотитом (рис. 3). Минерал характеризуется повышенным содержанием ниобия (до 2,95 мас. % Nb_2O_5). Характерной его особенностью является также присутствие иттрия (до 1,67 масс. % Y_2O_3), Al, Fe, Mn, Sn, F (табл. 5). Титанит встречен также в ассоциации с пироксеном (рис. 3).

Таблица 5

Химический состав титанита, (масс.%)

№ проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Y ₂ O ₃	SnO ₂	Nb ₂ O ₅	F	Сумма
1	29,84	27,37	4,4	2,75	1,11	25,71	1,67	1,54	2,95	2,46	99,8
2	30,41	29,26	4,31	2,79	1,16	26,58	1,47	0,68	2,85	2,16	101,68
3	30,77	29,2	4,46	2,7	0,85	26,3	1,27	-	2,91	2,37	100,82

Рутил ассоциирует с ильменитом и магнетитом (рис. 2б). Он образует тесные сростания с магнетитом и является продуктом разложения ильменита. Минерал характеризуется повышенным содержанием ниобия (до 2,48 мас. % Nb_2O_5).

Уранинит как и колумбит находится в виде включений в пироксене (рис. 2). Он содержит до 12 масс. % ThO_2 и до 2,5 масс. % Y_2O_3 .

Все перечисленные редкометалльные и редкоземельные минералы встречаются в основном в блоковой и графической зонах пегматитовых жил. Эти же минералы присутствуют в участках

альбитизации где также обнаружены пластинки мусковита и кристаллы берилла. Присутствующий в этих зонах калишпат подвергся амазонитизации.

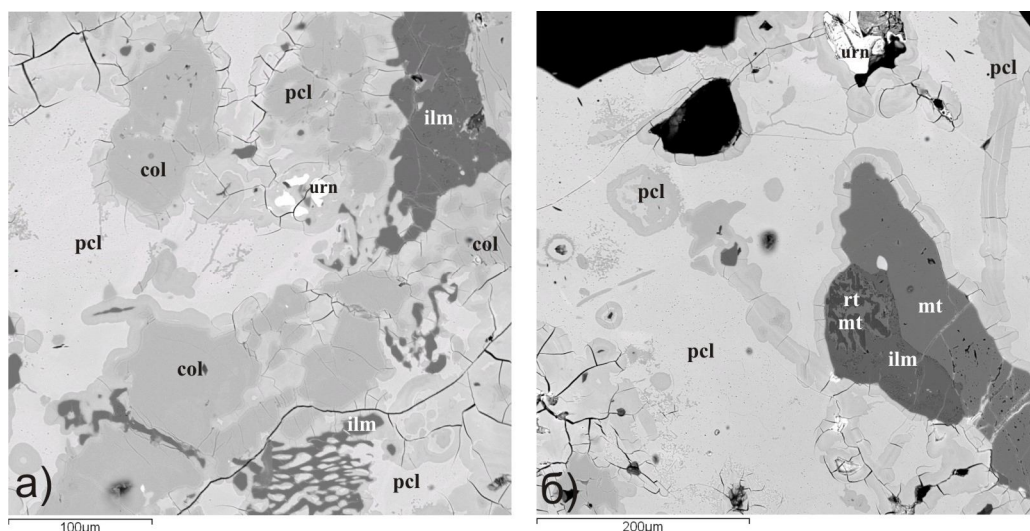


Рис. 2. а) Включения уранинита (urn), колумбита (col), ильменита (ilm) и магнетита (mt) в пирохлоре (pcl). б) Включения рутила (rt), ильменита (ilm), магнетита (mt), уранинита (urn) и колумбита (col) в пирохлоре (pcl). Агрегат магнетита и рутила является продуктом разложения ильменита. Электронный микроскоп, изображения в обратнорассеянных электронах.

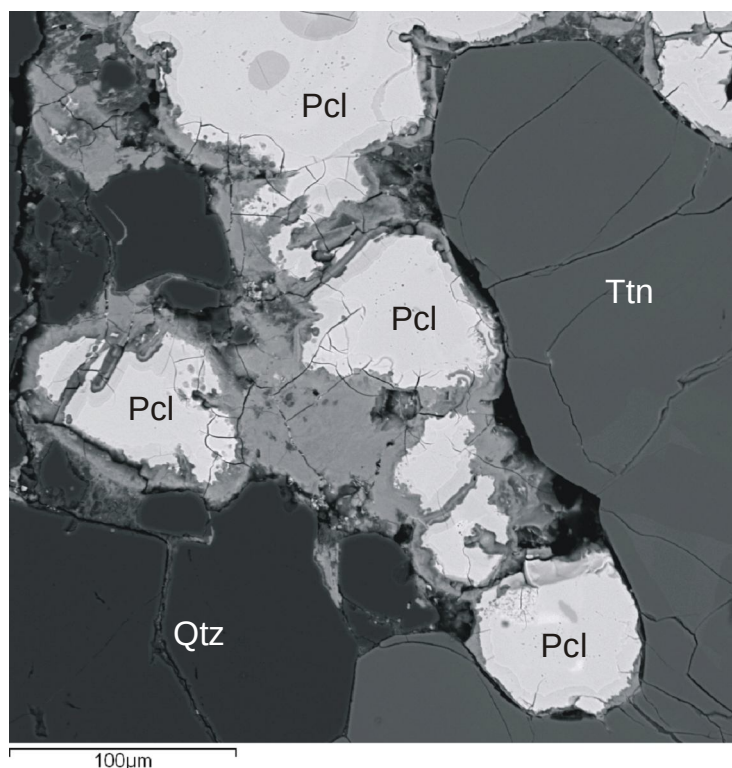


Рис. 3. Ассоциация пирохлора (Pcl), титанита (Ttn) и кварца (Qtz). Зёрна пирохлора оторочены вторичным ниобиевым минералом. Электронный микроскоп, изображения в обратнорассеянных электронах.

1. Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье // Отечественная геология, 2002. № 5-6. – С. 9-16.
2. Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Рипп Г.С. Rb-Sr данные о раннемеловом возрасте пегматитов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 9. – С. 442-446.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ КЫДЖИМИТСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ситникова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, valery_fox@list.ru

Кыджимитская вулканотектоническая структура (ВТС) является составной частью Удино-Витимской островодужной системы, которая сформировалась на территории Забайкалья в раннем палеозое. В настоящее время сохранился только ряд фрагментов островодужной системы, которые образуют разного размера ксенолиты (провесы кровли) ниже-среднепалеозойских осадочно-вулканогенных и субвулканических пород среди обширных полей верхнепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [1, 2].

Кыджимитская ВТС расположена в бассейне ручьев Сосновский и Хортяк на левобережье р. Кыджимит, правого притока верховий р. Витим. В кыджимитском разрезе тектонически совмещены три комплекса: верхнедокембрийско-нижнепалеозойский (кварцито-сланцевый), нижнекембрийский (эффузивный) и среднепалеозойский (известково-терригенно-туфовый) [3]. Нами был детально изучен нижнекембрийский (эффузивный) комплекс (олдындинская свита, $\hat{1}$). К нему отнесена вулканогенная темноцветная толща, представленная в основном, базальтами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами с крупными лейстами плагиоклаза, кислыми туфами и туффитами.

Базальты – интенсивно измененные породы с крупными изометричными вкрапленниками (псевдоморфозами по монопироксену), состоящими из мозаично погасающих зерен амфибола, с реликтами монопироксена, частично прорастающих агрегатами кварца. Первичное зональное строение вкрапленников (несохранившееся) кое-где подчеркивается серией тонких субпараллельных полосок, обогащенных зернами рудного минерала и повторяющих контуры вкрапленника. Основная масса состоит из мелких разноориентированных лейст плагиоклаза, первичное стекло замещается пятнами плагиоклазово-амфиболово-хлоритового состава.

Андезибазальты – интенсивно измененные породы с многочисленными крупными таблитчатыми вкрапленниками измененного плагиоклаза и более мелкими, а также редкими округлыми миндалинами. Миндалены выполнены концентрическими скоплениями плагиоклаза, хлорита, реже биотита, часто с каймой гранобластовых зерен эпидота. Основная масса замещена вторичными минералами и характеризуется микролитовитрофировой структурой.

Андезиты – слабонерассланцованные породы порфировой структуры с микролитовой, андезитовой, интерсертальной и пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы представлены измененным плагиоклазом. Породы подвержены карбонатизации, хлоритизации.

Туфы кристалло- и литовитрокластического состава рассланцованные с обломками плагиоклазов, андезитов и риолитов, реже кварца в нацело перекристаллизованном и замещенном вторичными минералами слюдисто-кварцево-плагиоклазовом микрозернистом цементе.

Дациты – плотные скрытокристаллические породы, характеризующиеся порфировой структурой и флюидальной текстурой. В основном состоят из неправильных изометричных вкрапленников кварца и нечетко выраженного замутненного полевого шпата. Структура основной массы фельзитовая, микропойкилитовая, содержащая мельчайшие включения полевого шпата. Породы характеризуются слабой степенью перекристаллизации.

Таким образом, охарактеризованные вулканыты по вещественному составу образуют единую базальт-андезит-дацитовую вулканическую серию островодужного типа.

1. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. – С. 53-70.
2. 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., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. – С. 589-614.
3. 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): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 54-56.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ПОЧВАХ И ПОЧВОГРУНТАХ г. ИРКУТСКА И ЕГО ОКРУЖЕНИЯ

В.Л. Халбаев, В.И.Гребенщикова

*Учреждение Российской Академии наук Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского
отделения РАН, Иркутск, Россия, valhalla87@mail.ru*

Ртуть – это тяжелый летучий металл, который обладает высокой токсичностью (первый класс опасности). В литосфере среднее содержание ртути составляет 0,083, в почвах - 0,01 мг/кг [3, 4]. Она образует неорганические соединения с кислородом - оксид ртути (HgO), с серой - сульфид ртути (HgS), с хлором - хлориды ртути (Hg_2Cl_2 - каломель и HgCl_2 - сулема), с органическим веществом (диметилртуть).

В природе ртуть встречается в виде киновари (сульфида ртути), редко обнаруживают ртуть в виде вкраплений в горных породах. В окружающую среду ртуть попадает также в результате естественного выхода в газообразной форме из земной коры [3, 4], а также в результате промышленного загрязнения. Предельно допустимая концентрация ртути в почве составляет 2,1 мг/кг [2, 5].

В малых количествах ртуть стимулирует фагоцитарную активность лейкоцитов, помогая белым кровяным тельцам бороться с болезнетворными бактериями [9]. Ртуть является антагонистом йода, усиливая его недостаточность.

Заболеваниями, связанными с отравлением ртутью, являются меркуриализм (профессиональное заболевание), болезнь Минамата, впервые выявленная в Японии (связанная с повышенными аномальными ртутными проявлениями) и, в конечном счете, поступления ее в рыбу и так далее по трофической цепи – в организм человека [1]. В сельском хозяйстве органические соединения ртути используются в качестве составляющей части фунгицидов для обработки семян перед посевом.

Исследования проводились на территории города Иркутска – крупного областного и промышленного центра Восточной Сибири с общей площадью 306 км² и населением около 600 тыс. человек [6]. Территория города находится в юго-восточной части Иркутско-Черемховской всхолмленно-денудационной равнины, в переходной зоне от платформенной равнины к Байкальской горной области. Преобладание на территории города плавных форм рельефа объясняется наличием здесь юрских песчаников, характеризующихся горизонтальным залеганием, низкой прочностью и покрытых современными четвертичными аллювиальными отложениями. Основная часть города расположена в пределах высокой поймы Ангары, в долине которой выделяются три террасы. Хорошо развита речная сеть Ангары и ее притоков – Иркут и Ушаковки, что формирует довольно расчлененный рельеф [7].

Пробы почв и почвогрунтов были отобраны летом (июнь-август) 2010 года по заранее составленной и адаптированной карте масштаба 1:100000 по довольно равномерной сети. Исследуемая территория разбивалась на участки 1000х1000м, на каждом из которых методом «конверта» отбиралась одна обобщенная проба (четыре единичных пробы по углам квадрата, одна – в центре, после чего все навески объединялись в одну пробу) [8]. Глубина пробоотбора составляла до 10 см. В итоге на ртуть и другие элементы было отобрано и проанализировано 200 проб.

Анализ валового содержания ртути в пробах почв и почвогрунтов проводился в Институте геохимии СО РАН атомно-абсорбционным методом (методика ПНД Ф 16.1:2.23-2000) (аналитики - Л.Д. Андрулайтис, О.С. Рязанцева). Уровнем для выделения аномальных участков при построении карты были выбраны: предельно допустимая концентрация и медианное значение – локальный фон (рассчитанный на основании анализов 200 проб почв по г. Иркутску и его окружению).

В результате первичной обработки данных была построена карта в программе ArcGis методом Kernel interpolation пространственного распределения ртути в почвах и почвогрунтах города (автор Шестаков С.А), на которой выделен один аномальный участок (рис. 1).

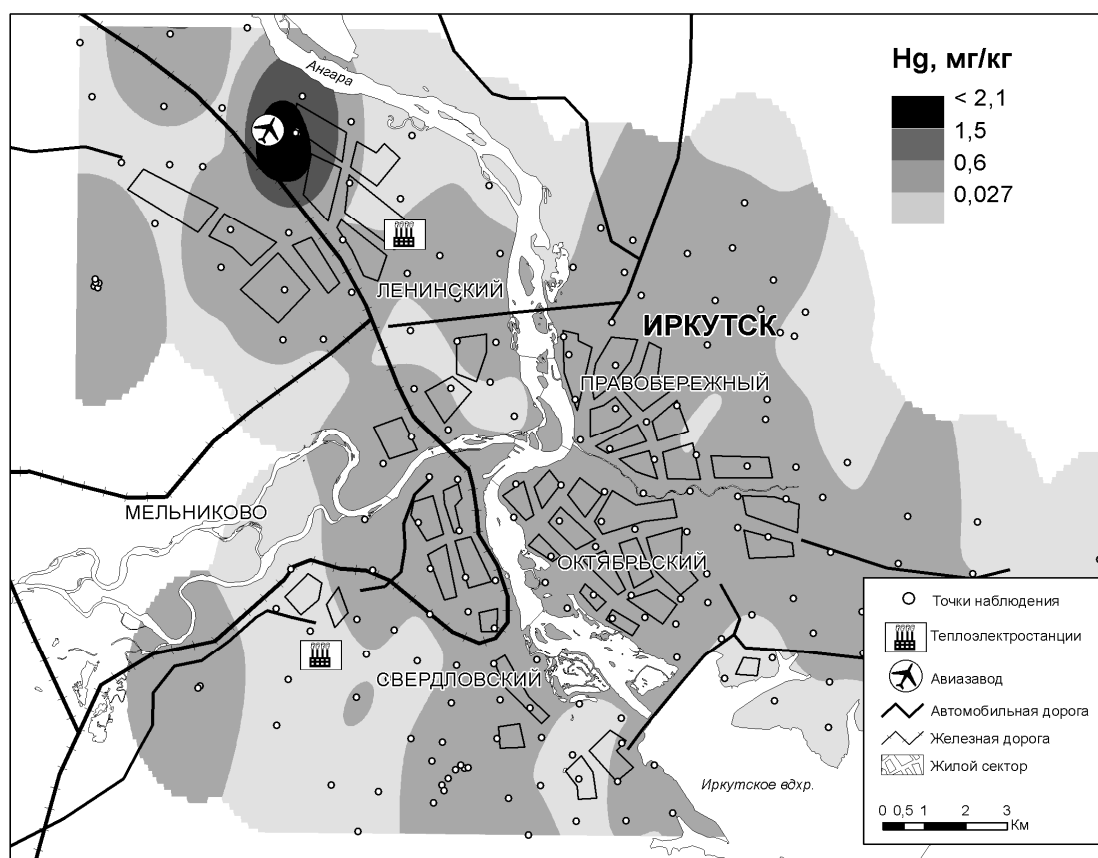


Рис. 1. Карта распределения валового содержания Hg в почвах и почвогрунтах г. Иркутска

Содержание Hg в почвах и почвогрунтах исследуемой территории колеблется в пределах от 0,0029 до 2,675 мг/кг. Средняя концентрация составляет 0,095 мг/кг, что в 1,15 раза выше кларка в земной коре (0,083 мг/кг), в 9,5 раз выше кларка в почве (0,01 мг/кг), в 3,5 раза выше фона для Иркутска (медиана) в почвах и почвогрунтах (0,027 мг/кг) и в 22,1 раза ниже ПДК (2,1 мг/кг).

На карте (рис. 1) отчетливо видно, что наибольшая концентрация Hg в почвах и почвогрунтах отмечена в Ленинском районе около авиазавода «Иркут» вблизи большого количества несанкционированных свалок и составляет от 1,7-2,675 мг/кг, что превышает значение фона в городе Иркутске в 81 раз, а ПДК – в 1,04 раза.

Концентрация Hg от 0,027-0,6 мг/кг территориально занимает наибольшую часть города, охватывая все его районы: Ленинский, Правобережный, Октябрьский, Свердловский. Это свидетельствует о том, что превышение фона отмечается в основном в черте города. Концентрация ртути ниже фона от 0,0029-0,027 мг/кг характерна для окружения города.

Таким образом, в результате проведенных исследований было установлено:

- аномальное содержание Hg в Ленинском районе около авиазавода «Иркут» (1,7-2,675 мг/кг);
- повышенное содержание валовой ртути в почвах и почвогрунтах г. Иркутска (средняя концентрация - 0,095 мг/кг) по сравнению с кларком для почв (0,01 мг/кг);
- локальное фоновое содержание ртути в почвах и почвогрунтах г. Иркутска составляет 0,027 мг/кг, что выше кларка для почв (0,01 мг/кг).

Полученные данные свидетельствуют о том, что проведение химического анализа почв крайне необходимо при контроле за экологической ситуацией в городе, так как определяемый загрязнитель имеет 1 класс опасности.

1. Авцын А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементозы человека. – М.: Медицина, 1991. – 496 с.
2. Беспмятное Г.П., Кротов Ю.А. Предельно допустимые концентрации химических веществ в окружающей среде. – Л.: Наука, 1985. – 582 с.
3. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Изд-во АН СССР, 1965. – 374 с.

4. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры// Геохимия, 1962. № 7. – 555-571 с.
5. Власюк П.А., Шкварук Н.М. Химические элементы и аминокислоты в жизни растений, животных и человека. – Киев: Наукова думка, 1974. – 220 с.
6. Иркутск. Географический атлас. – М.: ГУГК, 1986. – 56 с.
7. Геоэкологическая характеристика городов Сибири. – Иркутск: Ин-т географии СО АН СССР, 1990. – 200 с.
8. ГОСТ 17.4.4.02-84 "Охрана природы. Почва. Методы отбора и подготовки проб почвы для химического, бактериологического и гельминтологического анализа".
9. Непесов А.А. Ртуть и ее роль в организме животных // Тез. Докл. III Всесоюз. совещ. По микроэлементам. – Баку: Азербгосиздат, 1958. – 29 с.

АПАТИТЫ ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ходырева Е.В., Ласточкин Е.И., Патрахина А.В., Рипп Г.С

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Ошурковское месторождение апатита представлено габбро-сиенитовым массивом, расположенным в 20 км к северу от г. Улан-Удэ. Ему посвящено большое количество публикаций, в которых рассматриваются проблемы геологии, петрохимии, геохимии, минералогии, источникам вещества и происхождения его пород. Во многих из них приведены также результаты изучения апатита, особенностям его распределения в породах, рассмотрены проблемы генезиса [1, 5, 6, 2]. Типизация апатита и характер его распределения в породах даны в статьях Н.Н.Егоровой [2, 3] и А.Н. Костроминой [4], которыми в габброидах выделено до 6 морфологических одновременных типов этого минерала. Апатит ранжирован на первичный, присутствующий в виде включений в пороодообразующих минералах; аккумуляционный, слагающий шлиры и линзы и метасоматический.

Все предшествующие определения составов и содержаний примесных элементов в апатитах были выполнены в основном недостаточно прецизионными методами анализа. Они не включали и изотопные исследования, которые позволяют решать проблемы генезиса и источников вещества изучаемых пород.

Нами начато более углубленное изучение этого минерала, включая получение его изотопных характеристик и содержаний примесных элементов (включая РЗЭ) более современными методами. Предварительный уровень концентраций макропримесей (РЗЭ, Sr, сера) устанавливался на электронном микроскопе (LEO-1430VP с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy 350), который заверялся на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3. Наиболее полный спектр примесей в апатите установлен с помощью ICP MS (институт Геохимии СО РАН, г. Иркутск), а РЗЭ также на ICP MS в Геологическом Институте СО РАН. Изотопный состав кислорода определен в лаборатории стабильных изотопов Аналитического Центра ДВО РАН на прецизионном масс-спектрометре Finigan MAT-253, а состав стронция установлен в Геологическом институте СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201Т.

Работы включали изучение апатита из монцогаббро, габбро-пегматита, габбро-сиенита, шонкинитов, карбонатитов, даек микрогаббро и лампрофиров, позднемагматических выделениях в габброидах.

Наиболее характерными примесными элементами апатита Ошурковского месторождения являются стронций, РЗЭ и сера. Уровень содержаний их в разновозрастных породах различен. Как видно на рисунке 1 апатит из пород начальной фазы, представленной монцогаббро, заметно беднее стронцием, редкоземельными элементами и серой, чем апатит из карбонатитов, шонкинита и позднемагматических выделений в габброидах. В спектре РЗЭ апатитов преобладают легкие лантаноиды, а конфигурация кривых нормированных к хондриту элементов идентична конфигурации в монцогаббро (рис. 2). В этих апатитах содержится 150-180 ppm иттрия, 0,7-0,8 мас.% стронция. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в апатитах равны соответственно – 2-2,5, 1,7-2,0 и 0,6-1,0, а значения La/Yb (170-200) свидетельствуют о высокой степени дифференциации РЗЭ. В минерале содержится 15-27 ppm тория и 2,5-5 ppm урана при отношении Th/U = 5,4-5,6.

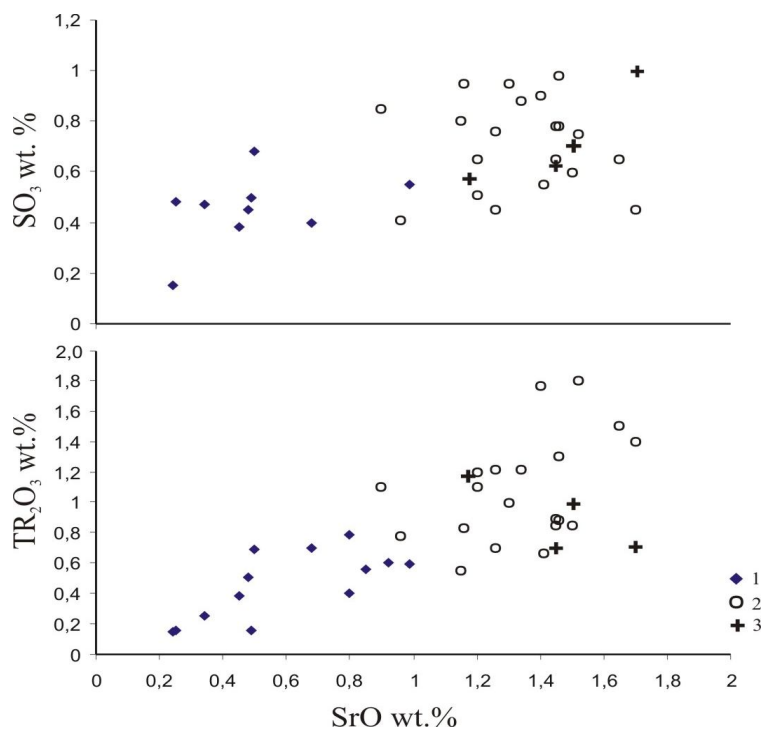


Рис. 1. Графики содержаний SrO, P3Э и SO3 в апатитах из монцо-габбро (1), карбонатов (2) и шонкинитов (3).

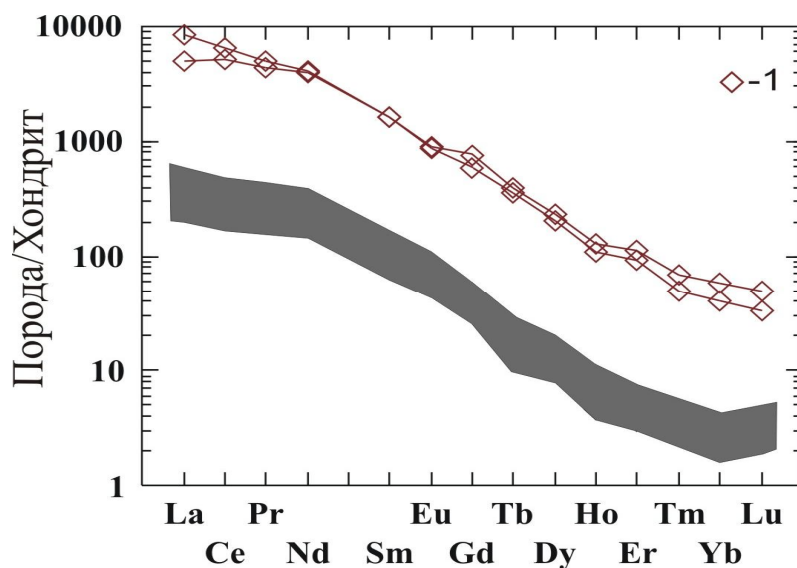


Рис. 2. Диаграмма нормированных содержаний РЗЭ в апатите (1) и щелочных габбро, заштрихованное поле.

Анализ изотопного состава кислорода в апатитах из разновозрастных пород массива приведен в таблице. Все полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ ложатся в интервал характерный для мантийного источника. При этом наиболее ранние породы (монцогаббро) относительно поздних имеют изотопно более легкий кислород, что определилось процессами кристаллизационной дифференциации. Близость изотопного состава кислорода указывают на отсутствие или незначительную роль постмагматических процессов в формировании апатитового оруденения.

Изотопные стронциевые отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в апатите (0,70516-0,70531) близки первичным стронциевым отношениям большинства пород Ошурковского массива (монцогаббро, шонкинитов, карбонатов, сиенитов) свидетельствуют об их комагматичности и связи с источником обогащенным калием.

Таблица

Изотопный состав кислорода в апатитах из пород Ошурковского массива

№ проб	Порода	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
ОШ-7/97	Монцognaббро мезократовое	4.0
1а/08	Монцognaббро меланократовое	4.4
5/09	Габбро-пегматит	5.2
5/09	То же	5.3
6/08	Позднемагматический апатит-кальцитовый агрегат	4.6
7-1/08	То же	4.8
1/09	То же	5.1
4/09	Габбро-сиенит	5.2
8/08	Дайка шонкинита	5.2

1. Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. – Улан-Удэ, Бур. кн. изд-во, 1972. – 157 с.
2. Егорова Н.Н. Апатит в метасоматически измененных сиенито-диоритовых породах Ошурковского месторождения // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. – Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1970. – С. 22-24.
3. Егорова Н.Н., Новикова А.И. Петрографические особенности метасоматически измененных сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. XIII. – Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1970. – С. 119-129.
4. Костромина А.Н. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения // Тр. СНИИГГИМСа, 1971, вып. 108. – С. 93-108.
5. Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). – Новосибирск, Наука СО, 1980. – 103 с.
6. Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. – Новосибирск, Наука СО, 1980. – 175 с.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Ч.В. Хонинов, Л.Н. Мочалкина

Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия, chingiz_geo@mail.ru

Приполярный Урал в настоящее время привлекает пристальное внимание общественности как потенциальный источник разнообразного минерального сырья в XXI веке. Настоящая работа посвящена изучению магматических образований силура и девона на восточном склоне Приполярного Урала. Непосредственно район исследований находится в 40 км к западу от п. Саранпауль, пересекая долины рек Щекурья, Ватла, Сертынья и Большая Люля в их среднем течении в меридиональном направлении.

В разные годы исследованием района занимались Мезенцев М.П., Цымбалюк А.В. (1975), М.М. Павлов (1990) и др., в результате достаточно полно были освещены вопросы геологии и петрографии магматитов, сформирован представительный банк петрохимической информации, дополненный авторскими пробами.

В настоящей работе приведены результаты геохимического и петрохимического доизучения магматических комплексов района, затронуты вопросы геодинамических режимов их формирования.

Петрохимическая типизация вулканитов проводилась с учетом их нормативного состава, рассчитанного по методу CIPW. Дальнейшая дискриминация вулканитов включает следующие операции: в первую очередь из выборки исключаются нефелин-нормативные разности; затем удаляются оливин-нормативные дериваты, т.е. обособляется серия оливиновых толеитов; кварц-нормативные разности на диаграммах AFM разделяются на толеитовые и известково-щелочные; дальнейшее определение видов в пределах серий проводится согласно общепринятым методикам [3].

Геохимическая характеристика комплексов базируется на данных анализа магматических образований методом ICP-MS.

Все магматические образования района (как и прочие структуры Урала) имеют меридиональное простираие, при этом более древние магматические комплексы расположены в западной части района, а более молодые – в восточной.

Качканарский комплекс (vO_3k) датируется поздним ордовиком. Он представлен относительно небольшими протрузивными телами ультрабазитов (лерцолитов, пироксенитов, перидотитов, троктолитов и горнблендитов), которые хаотично располагаются в матриксе тагилукитлымских габброидов. Скопление ультрабазитовых тел отмечено в пределах Хорасюрского массива, расположенного на юго-западе изучаемой площади. Существует мнение о кумулятивной природе этих образований.

В породах комплекса установлена рудная минерализация титаномагнетита, ильменита, халькопирита, борнита и апатита.

Тагилукитлымский комплекс (vS_{1t}) объединяет нориты, оливиновые габбронориты, габбронориты, роговообманковые и лейкократовые габбро, диориты. Породами этого комплекса сложена западная часть крупного Щекуринского массива, занимающего всю западную часть района. Возраст комплекса соответствует раннему силуру. В его пределах развиты кварцевые жилы с сульфидной минерализацией.

Верхнетагильский комплекс гранитоидов ($\rho\gamma S_2v$) объединяет диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты и тоналиты, слагающие Сертыньинско-Щекуринский массив. Возраст комплекса соответствует позднему силуру. Восточные контакты гранитоидного массива с вулканитами силура сопровождаются зонами дробления с медно-порфировой минерализацией.

Силурийская вулканогенно-осадочная (соимшорская) толща преимущественно представлена вулканогенными фациями с подчиненной ролью осадочных пород. Силурийские вулканиты с запада срезаются породами Сертыньинско-Щекуринского гранитоидного массива с образованием на контактах зон дробления и брекчирования. Верхняя граница силурийских образований проводится по подошве пачки подушечных лав, имеющих раннедевонский возраст. Вулканиты в основании толщи представлены диабазами, диабазовыми порфиритами; в центральной части – андезибазальтовыми порфиритами, реже диабазами; к кровле соимшорской толщи приурочены лавы основного состава.

Девонские вулканогенно-осадочные образования согласно залегают на отложениях силура. Девонский вулканизм начинается с излияния афировых и редкопорфировых базальтовых лав с подушечной отдельностью. К востоку и вверх по разрезу в составе толщи афировые разности сменяются порфировыми, увеличивается доля пирокластов и карбонатных осадков.

Анализ модельных петрохимических и геохимических диаграмм позволяет сопоставлять ультрабазиты качканарского комплекса с бонинитами, а остальные магматиты рассматривать как производные островодужного вулканизма [2].

В результате петрохимической типизации в магматических образованиях района установлены дериваты щелочной, толеитовой (оливин- и кварц-нормативной) и известково-щелочной серий. Если допустить, что количественные отношения тех или иных вулканитов в выборке более или менее соответствуют таковым в природных ассоциациях, тогда отношения продуктов щелочной (Щ), толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий, отнесенные к 100%, для изучаемых толщ будут иметь следующий вид:

- для ультрабазитов качканарского комплекса vO_3k - Щ:Т = 38:72;
- для габброидов тагилукитлымского комплекса vS_{1t} – Щ:Т:ИЩ = 13:65:22;
- для гранитоидов верхнетагильского комплекса $\rho\gamma S_2v$ – Т:ИЩ = 22:78
- для вулканитов соимшорской толщи S_2s – Щ:Т:ИЩ = 7:23:70;
- для вулканитов рувшорской толщи D_{1-2rv} – Щ:Т:ИЩ = 16:48:36.

Если рассматривать магматические образования ордовика и силура как индикаторы геодинамических режимов каледонского цикла, а девонские – герцинского, то можно сделать следующие выводы:

- при последовательной смене ассоциаций каледонид закономерно уменьшается роль щелочной и толеитовой серий, а известково-щелочной – увеличивается;
- в герцинидах вновь увеличивается доля щелочных и толеитовых разностей.

Преобладание продуктов известково-щелочной серии в поздних каледонидах, несомненно, свидетельствует о нарастании процессов сжатия в этом сегменте земной коры в силуре. Эти

конвергентные процессы, вероятно, явились следствием сокращения пределов Палеоазиатского океана и его разделения на Уральский и Монгольский океанические бассейны на завершающей стадии каледонского геотектонического цикла. Резкое увеличение дериватов толитоидного типа в девоне, скорей всего, отражает процессы рифтогенеза на ранней стадии герцинского геотектонического цикла в пределах Уральского океанического бассейна [1].

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы «Научные и педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг.

1. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. №1-2. – С. 5-27.
2. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. №9. – С. 952-967.
3. Мочалкина Л.Н. Петрохимическая типизация среднепалеозойских вулканитов Рудного Алтая и ее прикладное значение: Автореф. Дисс. канд. геол.-минер. наук. – Алма-Ата: 1990. – 18 с.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУРТУШИБИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Ч.М. Хураган, С.Г. Прудников

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия,
chayana83@mail.ru*

Куртушибинский золотоносный пояс, характеризуется коренными и многочисленными россыпными месторождениями золота. В нее входят Амыло-Систигхемский, Эйлигхемский, Туран-Ожу-Хутинский, Алдын-Маадырский, Чингекатский рудно-россыпные узлы. В статье речь пойдет о первых двух узлах. Амыл-Сыстыгхемский рудно-россыпной узел расположен в восточной части Куртушибинского хребта, к западной части хребта приурочен второй (Эйлигхемский) узел (рис.1).

В геологическом плане, Амыло-Систигхемский рудно-россыпной район расположен на крайнем северо-восточном фланге Куртушибинского антиклинория на границе с Хемчикско-Систигхемским прогибом в районе резкого изгиба зоны Саяно-Тувинского глубинного разлома, обусловленном сочленением с Систигхемским разломом северо-западного направления и Кандатским глубинным разломом субширотного направления. Эйлигхемский рудно-россыпной район расположен на юго-западном фланге Куртушибинского антиклинория на участке довольно резкого изгиба осевой зоны антиклинория (рис.2).

Районы сложены, в основном, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями венда-нижнего кембрия, флишными отложениями верхнего кембрия и ордовика, силурийскими и нижнедевонскими молассовыми и наземно-вулканогенными образованиями. Интрузивные породы представлены нижнекембрийскими габбро-плагиогранитами западносаянского комплекса малых интрузий, гипербазитами венд-нижнекембрийского актовракского комплекса, нижнепалеозойскими габбро-диоритами булчинского комплекса и девонскими гранитоидами. Многочисленные золоторудные проявления приурочены преимущественно к породам офиолитовой ассоциации и представлены золото-кварцевыми жилами, телами метасоматитов лиственит-березитового ряда и зонами окварцевания, являющимися основными источниками россыпного золота [3].

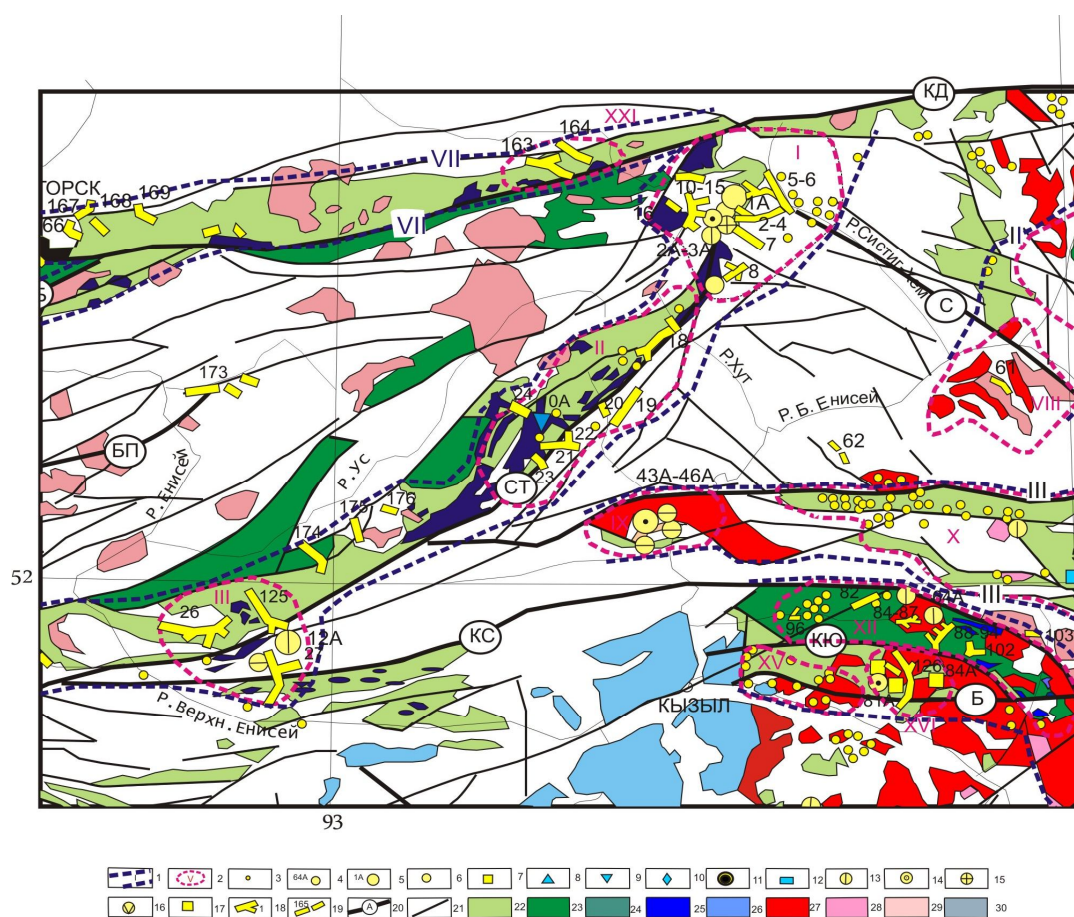
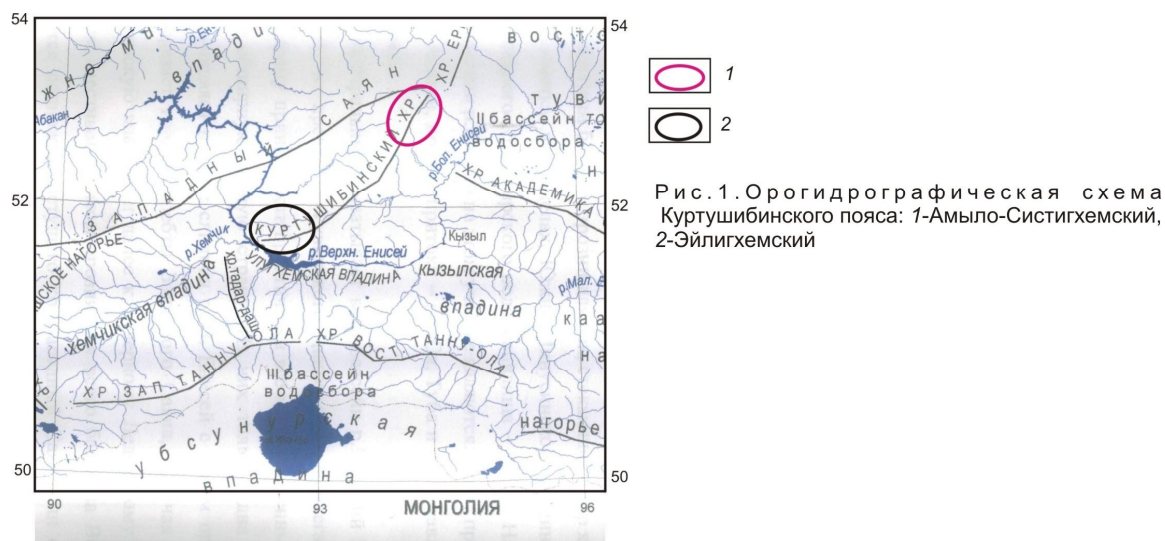


Рис.2.Схема золотоносности Куртушибинской золотоносного пояса, составлена с использованием материалов С.Г.Прудникова, 2004 г. 1 - границы рудно-россыпных зон, их номера и названия: I - Хемчикско-Куртушибинская, II - Кадыройская, III - Улугойско-Харальская, IV - Тапса-Каахемская, V - Восточно-Таннуольская, VI - Агардаг-Эмийская, VII - Кандатская (Северо-Саянская); 2- границы рудно-россыпных, россыпных районов, их номера и названия: I - Амыл-Систигхемский, II - Туран-Ожухутинский, III - Эйлигхемский, IV - Алдын-Маадырский; 3-5 - признаки золотоносности: 3 - проявления золота с содержанием от 0,001 до 4,9 г/т (или наличие свободного золота в искусственных шлихах), 4- рудопроявления золота с содержанием выше 5 г/т (есть параметры оруденения), их номера, 5 - месторождения золота (есть запасы и следы отработок), их номера; 6-12- золоторудные формации: 6 - золотокварцевая, 7 - золото-сульфидно-скарновая, 8 - золото-березитовая, 9 - золото-лиственитовая, 10 - золото-кварцитовая, 11 - золото-медно-молибденовая, 12 - колчеданно-полиметаллическая; 13-17 -

морфологические типы рудных тел: 13 - кварцевые жилы с указанием их простирания, 14 - пластовые, вкрапленные и пржилковые, 15 - штокверки, 16 - минерализованные зоны дробления и рассланцевания, 17 - залежи и линзы; 18 - россыпные месторождения, их номера; 19 - россыпные проявления, их номера; 20 - региональные (глубинные) разломы: КД - Кандатский, Кб - Кантегиро-Борусский, БП - Большепорожский, СТ - Саяно-Тувинский, ВС - Восточно-Саянский; 21- прочие разломы; 22-26 - рудовмещающие формации.

На территории Тувы установлено достаточно широкое распространение проявлений золоторудной минерализации в различных по возрасту и формационному составу геологических образованиях. Наиболее широкое развитие получили проявления золота кварцево-жильного типа и в скарнах, в меньшей мере – в метасоматических зонах окварцевания, березитов, лиственитов. Большинство из них связано с интрузиями салаирского (рифей-кембрийского) этапа тектогенеза и магматизма – таннуольского, изинзюльского, булчинского комплексов, с субвулканическими интрузиями в рифей-раннекембрийских осадочно-вулканогенных образованиях.

Ниже даётся характеристика наиболее крупных рудных объектов, установленных и изученных на территории республики к 1994 году.

Кварцево-жильные месторождения. К этому типу относятся месторождения золота в кварцевых жилах. Эти месторождения мелкие, по запасам не превышают нескольких сотен килограмм золота в жилах до глубины 100 м (максимально 900 кг) и до настоящего времени не представляли практического интереса как объекты разработки и добычи из них металла. Содержания золота в жилах от первых грамм до десятков грамм на тонну руды (в среднем 10–16 г/т).

Относительно высокое содержание золота в жилах, лёгкая обогатимость руд, высокая цена золота – эти факторы являются привлекающими в настоящее время к кварцево-жильным месторождениям, как к объектам добычи золота предприятиями небольшой мощности

Октябрьское рудное поле – представитель золоторудных месторождений, находится в Амыло-Систигхемском золотоносном районе на водоразделе верхнего течения рр. М. Алгияк и Б. Билелиг. В геологическом строении месторождения принимают участие расланцованные эффузивы нижнечингинской подсвиты и сланцево-вулканогенные образования верхнечингинской подсвиты, прорванные штокообразными телами габбро, габбродиабазов, диоритов. На территории месторождения выделены три участка:

- первый участок метасоматических лиственитов с кварцевыми жилами собственно Октябрьского месторождения;
- второй участок метасоматических березитов с кварцевыми жилами;
- третий участок окварцованных пиритизированных углеродисто-глинистых сланцев частично с лиственитами и кварцевой жилой.

Жилы обладают сравнительно простой морфологией и представляют собой линзообразные тела, выполняющие протяженные трещины различной степени приоткрывания с немногочисленными апофизами и ответвлениями. Мощность жил изменчива, как по простиранию, так и по падению и колеблется от нескольких сантиметров до 6-7 м при средних значениях 0,2-0,6-1,5 м.

Минеральный состав рудных тел достаточно однообразен и постоянен. Они сложены в основном кварцем, альбитом и карбонатом (сидеритом); встречаются также хлорит, рутил, турмалин, и джилбертит. Из рудных минералов наблюдается пирит, арсенопирит, халькопирит, шеелит, магнетит, галенит и самородное золото. Рудные минералы в жилах развиты весьма неравномерно, их количество невелико и, по классификации Н.В.Петровской, такие жилы могут быть отнесены к группе малосульфидных [1].

Золото в жилах свободное, самородное, наблюдается по трещинкам в кварце, часто вместе с серицитом. Размеры золотин 0,05-1,0 мм, в среднем 0,3-0,4 мм, были находки самородков весов до 900 гр. Пробность золота 820-880. Распределение его в жилах гнездовое, содержания от 0,4 до 17,6 г/т (максимальные содержания достигали первых сотен г/т). Наряду с золотом в жилах присутствуют вольфрам, мышьяк, серебро. Содержание серебра 2,8-20 г/т.

Золоторудная минерализация в березитах. В рудном поле Октябрьского месторождения кроме кварцево-жильного типа оруденения установлена золоторудная минерализация в березитах и зонах штокверкового прокварцевания в сланцевой толще чингинской свиты нижнего кембрия

Октябрьское месторождение является наиболее крупным в республике месторождением золота кварцево-жильного типа и может являться первоочередным объектом для освоения. При этом следует учесть расположение месторождения в районе интенсивной золотодобычи из россыпей, где создана необходимая инфраструктура (подъездные пути, промбаза, посёлки).

Эйлигхемское рудное поле – месторождение расположено в истоках р. Эйлиг-Хем в Улуг-Хемском районе Центральной Тувы. Представляет собой серию кварцевых жил и жильных зон в метаморфических сланцах. Месторождение открыто в 1909 г., изучалось и разведывалось с перерывами до 1945 г. Золотоносные жилы расположены на возвышенности с отм. 1720 м в пределах водораздельной поверхности Куртушибинского хребта. Вмещающими породами являются пиритизированные, интенсивно рассланцованные полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты и сланцы аласугской свиты. Промышленные содержания золота установлены в шести жилах. Протяжённость их 80–560 м, суммарная – 965 м. Мощность жил 0,1–2,5 м, в среднем – 0,55 м. Содержание золота от десятых долей г/т до десятков г/т, в среднем 2,2 г/т по всем жилам [5].

В целом золото характеризуется весьма разнообразной химической чистотой. Концентрации золота определялась для различных рудно-россыпных месторождений методами атомно-абсорбционного и пробирного анализов при производстве геолого-разведочных работ, состав самородного золота – в лаборатории ОИГГиМ СО РАН на микрозонде «Camebax-Micro». По результатам многочисленных определений пробности золота россыпи можно разделить на четыре группы: 1- россыпи с преобладанием низкопробного золота со средними значениями 751-791 ‰, 2 - россыпи с преобладанием золота средней пробы со средними значениями 808-896 ‰, 3 - россыпи с преобладанием золота высокой пробы со средними значениями 900-950 ‰, 4 - россыпи с преобладанием весьма высокопробного золота со средними значениями 955-980 ‰.

Пробность золота, на гистограммах варьирует в широких пределах на всех участках. На многих из них распределение имеет полимодальный характер. Отмеченные колебания пробности россыпного золота объясняются, во-первых, изменением пробы золота в коренных источниках [2], а во вторых, характером вторичных изменений, которое претерпело золото в зоне гипергенеза, в основном в процессе электрохимической коррозии.

Вторичное изменение золота в россыпях проявлено повсеместно, однако, интенсивность этих процессов, выражающихся в изменении внутренней структуры, рекристаллизации, образовании высокопробной оболочки различной мощности, в различных районах неравнозначна. Выявленная различная степень вторичных изменений золота, в разной степени окатанного и деформированного, в россыпях района позволяет говорить о неодновременности его поступления из коренных источников. Вторичные образования отличаются разной степенью интенсивности, что позволяет выделить:

- золото с прерывистой, слабо развитой корродированной оболочкой;
- золото с отчетливо выраженной маломощной корродированной оболочкой, иногда с локальными раздувами переработанного слоя, занимающего до 20% объема золотин;
- золото с преобразованием 40-60% объема;
- золото почти нацело преобразованное (перекристаллизованное 70-100% объема золотин).

1. Васильев Б.Д. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлигхемском районах западной Тувы. (Отчет по теме 2-4/75). Протокол № 3121. – Кызыл, 1977. – 357 с.
2. Кальниченко С.С. Эндогенное золотое оруденение и россыпеобразующие рудные формации восточной Тувы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. – Кызыл, 1972. – 174 с.
3. Прудников С.Г. Закономерности размещения россыпей золота в морфоструктурах Тувы и Западного Саяна. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. – Кызыл, 2004. – 261 с.
4. Система коренной источник – россыпь // Мат. конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.С.Рожкова, Ю.Н.Трушкова. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. – 304 с.
5. Уссар Р.Т. Отчет по теме № 14: Обобщение и анализ материалов по полезным ископаемым Тувинской АССР и разработка рекомендаций по направлению дальнейших работ на цветные, редкие, рассеянные металлы, золото и другие полезные ископаемые. – Кызыл, ТГРЭ, 1969. – 114 с.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

М.К. Чернявский

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, mitchel1977@mail.ru

Геотермальные ресурсы Земли огромны. Объём Земли составляет примерно 1085 млрд.куб.км и весь он, за исключением тонкого слоя земной коры, имеет очень высокую температуру.

Если учесть ещё и теплоемкость пород Земли, то станет ясно, что геотермальная теплота представляет собой, несомненно, самый крупный источник энергии, которым в настоящее время располагает человек. Причём это энергия в чистом виде, так как она уже существует как теплота, и поэтому для её получения не требуется сжигать топливо или создавать реакторы. Истоки их освоения уходят еще в глубокую древность. Тепло Земли уже сейчас вносит вклад в современную энергетику, но он не соответствует, ни экономической и экологической эффективности, ни ресурсам, пригодным для освоения имеющимися техническими средствами. Высокопотенциальное термальное тепло позволяет производить электроэнергию напрямую.

Геотермальная энергия может быть использована двумя основными способами — для выработки электроэнергии и для обогрева домов, учреждений и промышленных предприятий. Для какой из этих целей она будет использоваться, зависит от формы, в которой она поступает в наше распоряжение. Иногда вода вырывается из-под земли в виде чистого «сухого пара» т. е. пара без примеси водяных капелек. Этот сухой пар может быть непосредственно использован для вращения турбины и выработки электроэнергии. Конденсационную воду можно возвращать в землю и при ее достаточно хорошем качестве—сбрасывать в ближний водоем. В других местах, где имеется смесь воды с паром (влажный пар), этот пар отделяют и затем используют для вращения турбин; капли воды повредили бы турбину. Наконец, в большинстве месторождений есть только горячая вода, и энергию здесь можно вырабатывать, пользуясь этой водой для перевода изобутана в парообразное состояние, с тем, чтобы этот изобутановый «пар» вращал турбины. Такой процесс называют системой с бинарным циклом. Горячей водой можно непосредственно обогревать жилища, общественные здания и предприятия (централизованное теплоснабжение). В районах, отличающихся газотермальной активностью, для отопления используются парогеотермальные источники. Применение этого способа отопления лимитируется наличием в мире соответствующих районов. Тем не менее, имеется потенциальная возможность его расширения путем прокачивания геотермальных вод через горячие подземные породы, где они находятся на умеренной глубине.

Применение геотермальных вод не может рассматриваться как полностью экологически чистое потому, что пар часто сопровождается газообразными выбросами, включая сероводород и радон - оба считаются опасными. На геотермальных станциях пар, вращающий турбину, должен быть конденсирован, что требует источника охлаждающей воды, точно так же как этого требуют электростанции на угле или ядерном топливе. В результате сброса как охлаждающей, так и конденсационной горячей воды возможно тепловое загрязнение среды. Кроме того, там, где смесь воды и пара извлекается из земли для электростанций, работающих на влажном паре, и там, где горячая вода извлекается для станций с бинарным циклом, воду необходимо удалять. Эта вода может быть необычно соленой (до 20% соли), и тогда потребуется перекачка ее в океан или нагнетание в землю. Сброс такой воды в реки или озера мог бы уничтожить в них пресноводные формы жизни. В геотермальных водах нередко содержатся также значительные количества сероводорода – газа, опасного в больших концентрациях [1]. Так же часто необходима специальная очистка воды до введения ее в радиаторы отопления. Другая проблема, связанная с ограничением использования термальных вод – их нетранспортабельность на большие расстояния. Максимальное расстояние транспортировки геотермальных ресурсов до места потребления зависит от теплосодержания, но, как правило, это расстояние не более 2-3 км.

В России геотермальные источники экономически расположены невыгодно. Камчатка, Бурятия, Сахалин и Курильские острова отличаются слабой инфраструктурой, высокой сейсмичностью, малонаселенностью, сложным рельефом местности. Общие запасы этого вида энергии в России оцениваются в 2000 МВт. Высокопотенциальное термальное тепло (пароводная смесь свыше 100 градусов по Цельсию) позволяет производить электроэнергию напрямую.

В настоящее время на Камчатке действуют 3 геотермальных электростанции: Паужетская ГеоЭС, Верхне-Мутновская ГеоЭС и Мутновская ГеоЭС. Суммарная мощность этих геотермальных электростанций составляет более 70 МВт. Это позволяет на 25% обеспечить потребности региона в электроэнергии и ослабить зависимость от поставок дорогостоящего привозного мазута.

В Сахалинской области на о. Кунашир введены первый агрегат мощностью 1,8 МВт Менделеевской ГеоТЭС и геотермальная тепловая станция ГТС-700 мощностью 17 Гкал/ч.

Геотермальная энергия, т.е. теплота недр Земли, уже используется более чем в 40 странах мира, например в Исландии, Турции, России, и Новой Зеландии.

Зарубежный опыт показывает, что затраты на строительство ГеоЭС сначала получаются больше. Однако поскольку эта энергия бесплатная, предлагаемая нам самой природой и к тому же возобновляемая, отопление в дальнейшем становится дешевле в несколько раз.

Строительство множества теплиц на термальных источниках поможет решить проблему обеспечения жителей круглый год свежими внесезонными овощами. Главным образом источники относятся к категории низкопотенциальных и их основным потребителем будет сельское и коммунальное хозяйство. Как показал опыт освоения гидротерм на Кавказе отработанная термальная вода с температурой 25–30°C может направляться в отстойники, из которых она перекачивается в рыбопродукционные пруды и таким образом термальные воды могут рентабельно применяться в прудовом рыбоводстве, что позволяет быстрее выращивать потомство растительноядных рыб и на этой основе расширять производство товарной рыбы.

На территории Бурятии, главным образом на территории Баргузинского Прибайкалья и Северного Прибайкалья находится большое количество термальных источников газифицирующих азотом. Особо большое их количество компактно сконцентрировано на территории Баргузинской впадины, Баргузинский и Курумканский административные районы Бурятии. Азотные термальные воды Байкальской рифтовой зоны формируются в условиях тектонических разломов и имеют сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав, минерализацию до 1,0, в единичных случаях – до 2,0 г/л, щелочную реакцию с pH от 7,5 до 10,3 и температуру в естественном выходе от 20 до 81°C. Большинство исследователей считает происхождение воды азотных терм инфильтрационным, объясняя все особенности химического, газового и микрокомпонентного составов выщелачиванием водовмещающих пород.

Тепловой поток в пределах Баргузинской впадины сопоставим с потоком в Байкальской впадине. Максимальный тепловой поток на рассматриваемой территории находится в северной части Баргузинской впадины в районе Аллинского, Кучигерского, Умхэйского источников и на побережье оз. Байкал в районе Горячинского источника (рис.1) [6]. Под воздействием теплового потока происходит нагревание подземных вод, возрастает их минерализация, происходит трансформация их состава - возрастает роль сульфата и натрия, они становятся сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми или сульфатными натриевыми.

При быстром подъеме термальных вод к земной поверхности содержания в них SiO₂ остаются соответствующими температуре, существующей на глубине формирования термальных вод [2].

Температура гидротерм (°C) на глубине их формирования рассчитывается по следующим формулам [4]:

$t_{SiO_2} = [1315 / (5.205 - \lg SiO_2)] - 273,15$ – высокотемпературные высокодебитные;

$t_{SiO_2} = [1533,5 / (5.205 - \lg SiO_2)] - 273,15$ – высокотемпературные малодебитные;

$t_{SiO_2} = [1051,1 / (4.655 - \lg SiO_2)] - 273,15$ – низкотемпературные малодебитные.

С учетом увеличения температуры с глубиной и неизбежных потерь тепла при подъеме воды к поверхности за счет теплоотдачи во вмещающие породы, смешения с холодными подземными и поверхностными водами, считается, что в глубоких слоях земной коры Байкальского рифта существуют гидротермы с температурой выше 100-150°C [5]. О существовании высокотемпературных гидротерм говорит и факт увеличения температуры воды при землетрясениях. Глубина формирования высокотемпературных (70-80°C) современных гидротерм 1,5-6 км [3]. Большинство термальных источников обладают напорами, обеспечивающими их транспортировку на поверхность со значительными дебитами. Расчет температур на глубине формирования вод велся на основе данных о содержании Si, Na и K полученных методом ICP-MS и НАА [6]. На основании химического состава вод была рассчитана

максимальная температура гидротерм на глубине формирования термальных вод из инфильтрационных, формирующихся в различных частях Баргузинской впадины. Для этого мы воспользовались Si и геотермометром [4].

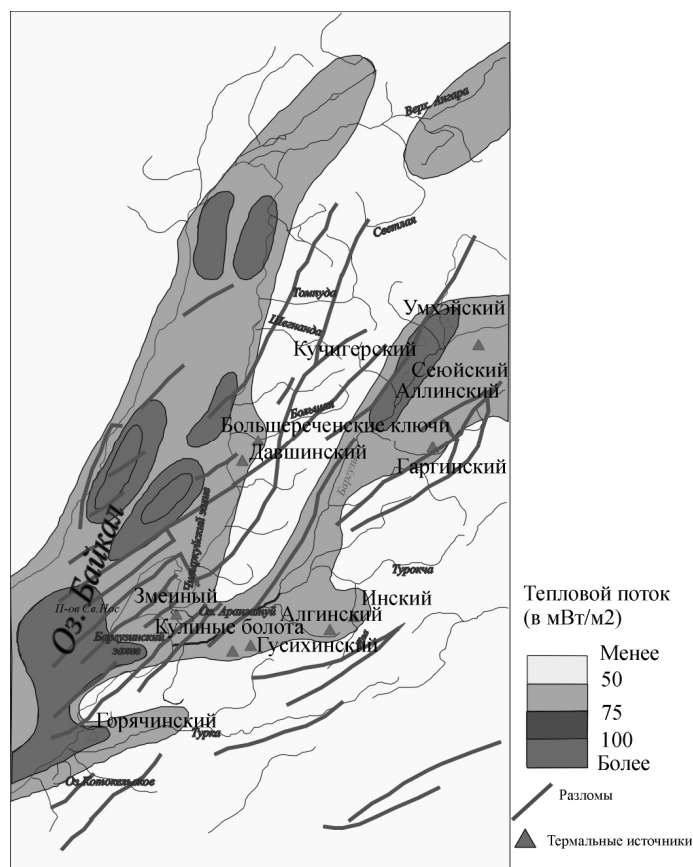


Рис. 1. Тепловой поток

Расчеты велись для высокотемпературных высокодебитных и низкодебитных, и низкотемпературных вод соответственно. Рассчитанные значения различаются абсолютными содержаниями, но отчетливо коррелируют друг с другом.

Согласно расчетам глубинные температуры гидротермальных систем по Si геотермометру находятся в пределах 20-119 °С для Баргузинской впадины.

Это вполне совпадает с распределением градиента температурного поля в данном районе. Большие различия между измеренной и рассчитанной по геотермометру температурами установлены для ряда источников. Охлаждение воды в этих источниках связано с разбавлением их холодными растворами в приповерхностных условиях. Их разгрузка происходит в придолинных условиях, где имеются мощные обводненные четвертичные отложения.

Максимальные рассчитанные температуры не превышают 120 °С. Большинство термальных источников обладают напорами, обеспечивающими их транспортировку на поверхность со значительными дебитами.

Таким образом, на территории Баргузинского Прибайкалья есть множество термальных источников отвечающих задачам геотермальной энергетики. Источники могут использоваться как для получения энергии, так и для теплоснабжения теплиц и жилых зданий. Освоение этих ресурсов требует относительно небольших капиталовложений, но может привести в дальнейшем к значительной экономии энергоресурсов и удешевлению производимой продукции. Важно, что геотермальные ресурсы - это практически неисчерпаемый и довольно чистый с экологической точки зрения источник энергии. Закономерное повышение цен на органическое топливо и на его транспортировку и, соответственно, рост отпускных цен на электрическую и тепловую энергию делают использование естественного тепла Земли не только весьма эффективным, но и

необходимым. Использование геотермальных ресурсов Баргузинской впадины в хозяйственных целях – проблема многоплановая и требует множество дополнительных исследований.

1. Геотермия. Геологические и теплофизические задачи. Сб. науч.тр., РАН. – Махачкала, Дагестанский науч. центр, 1992. – 228 с.
2. Голубев В.А. Геотермия Байкала. – Новосибирск: Наука, 1982. – 152с.
3. Голубев В.А. Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны // Советская геология, 1982. № 10. – С. 100-108.
4. Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г., Козловцева С.В. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей // Геохимия, 1979. № 6. – С. 888-901.
5. Лысак С.В. Разломы, тепловые потоки и термальные источники северо-восточной части Байкальского рифта. Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. Сб. ст. – М.: Наука, 1982. – С. 151-165.
6. Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия, 2008. № 10. – С.1-10.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛЕНТНОГО СОСТОЯНИЯ ЖЕЛЕЗА В ПИКРОИЛЬМЕНИТАХ МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОГО ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО МИКРОАНАЛИЗА И РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА

В.М. Чубаров, Л.Ф. Суворова, С.А. Костровицкий, А.Л.Финкельштейн
Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, master-17@rambler.ru

Пикроильменит относится к числу важнейших типоморфных минералов кимберлитовых пород. Являясь минералом-спутником алмазов, он содержит в себе генетическую информацию об условиях формирования кимберлитов [6, 7, 2, 5], необходимую для поисков месторождений [1, 4]. Пикроильменит представляет собой серию твердых растворов с изоструктурными минералами – ильменит (FeTiO_3), гейкилит (MgTiO_3), пирофанит (MnTiO_3), эсколаит (Cr_2O_3), корунд (Al_2O_3) и гематит (Fe_2O_3 [2]. Для пикроильменита наиболее характерны широкие вариации гематитового минала, отражающего изменчивость окислительно-восстановительных условий кристаллизации минерала. Так, если пикроильменит, парагенетически связанный с алмазами (в виде включений в алмазах), практически не содержит Fe_2O_3 , то в макро-, мегакристном пикроильмените из кимберлита содержание гематитового минала может достигать 25-27 % [3]. Электронно-зондовый рентгеновский микроанализ (РМА) является одним из основных методов определения состава пикроильменитов. Несмотря на очевидную генетическую важность минала Fe_2O_3 , его содержания в минералах обычно рассчитывается исходя из стехиметрических соотношений. Расчет миналов в пикроильмените, основанный на стехиометрии минерала, проводится в следующей последовательности: 1) сначала по содержанию Mg считается гейкилитовый минал; 2) затем по содержанию Mn рассчитывается пирофанитовый минал; 3) остаток Ti связывается с ильменитовым миналом; 4) остаток железа представляется в виде гематитового минала.

Результаты определения содержания Fe_2O_3 в пикроильмените методами мокрой химии не всегда соответствуют составу отдельных кристаллов ввиду нередкой неоднородности составов исследуемых зерен, а также из-за вероятности окисления в процессе подготовки и анализа образца.

Соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в минералах можно оценить на рентгеновском электронно-зондовом микроанализаторе по отношению интенсивностей $L\alpha_{1,2}$ и $L\beta$ линий [14]. Предложены методики количественного определения валентного состояния железа методом РМА в амфиболах и пироксенах. Погрешность определения отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ составляет 6-20% [13, 9, 10]. Предложен метод определения содержания разновалентных ионов железа, марганца и других элементов с использованием эффекта поглощения $L\alpha$ -линии элемента LIII-краем поглощения того же элемента, величина которого зависит от валентности элементов [8]. Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) широко используют для определения порообразующих элементов в горных породах, он обеспечивает высокую производительность и сравнительно низкие затраты на пробоподготовку. Влияние химической связи на интенсивность линий спектра железа и соседних элементов проявляется для линий L-серии, а также для сравнительно слабых спутников K β -линии железа [15], обусловленных переходами электронов из состояния в

валентной М-оболочке на внутренние К-оболочки атома. В отличие от РМА, где для определения валентного состояния железа используется L-серия рентгеновского излучения, при РФА может быть использована К-серия рентгеновского флуоресцентного спектра [11]. Было показано [12], что для определения валентного состояния железа в образцах горных пород и железных руд целесообразно использовать отношение интенсивностей линий К-серии ($IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$) при измерении в пике линии в первом порядке отражения, однако использование отношения линий L-серии ($IL\beta/IL\alpha_{1,2}$) в качестве аналитического сигнала также возможно.

В данной работе приведены оценки погрешности определения валентного состояния железа по К- и L-сериям рентгеновского спектра в пикроильменитах. Проанализированы образцы пикроильменитов из трубок Удачная, Мир и др. Измерения выполнены на кристалл-дифракционном серийном рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer и электронно-зондовом рентгеновском микроанализаторе JXA-8200. В качестве аналитического сигнала использовали отношения интенсивностей линий $K\beta_{2,5}/K\beta_{1,3}$ и $L\beta/L\alpha_{1,2}$.

Для характеристики валентного состояния железа использовали выражение:

$$n = \frac{\frac{2 * C(FeO)}{Mr(FeO)}}{\frac{C(FeO)}{Mr(FeO)} + \frac{C(Fe_2O_3)}{Mr(Fe_2O_3)}} + \frac{\frac{3 * C(Fe_2O_3)}{Mr(Fe_2O_3)}}{\frac{C(FeO)}{Mr(FeO)} + \frac{C(Fe_2O_3)}{Mr(Fe_2O_3)}}, \quad (1)$$

где $C(FeO)$ и $C(Fe_2O_3)$ – содержание FeO и Fe_2O_3 в масс. %, $Mr(FeO)$ и $Mr(Fe_2O_3)$ – молекулярная масса FeO и Fe_2O_3 , коэффициенты 2 и 3 соответствуют валентному состоянию железа в оксидах FeO и Fe_2O_3 .

На рис. 1 приведены графики зависимостей валентного состояния железа (n) от отношений интенсивностей линий $IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$, полученных на кристалл-анализаторе LiFH (рис. 1, а) и отношений $IL\beta/IL\alpha_{1,2}$, полученных на кристалл-анализаторе TAP (рис. 1, б), а также величины коэффициентов корреляции R^2 .

Из рис. 1 видно, что между величинами отношений интенсивностей линий железа $IL\beta/IL\alpha_{1,2}$ и $IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$, полученными на рентгеновском микроанализаторе, и валентным состоянием n наблюдается хорошая корреляция. Величины коэффициентов корреляции, полученные при исследованиях линий L-серии на кристалле-анализаторе TAPH ($R^2=0.9301$) и К-серии на кристалле-анализаторе LiF ($R^2=0.9585$), сопоставимы со значениями R^2 , приведенных на рис. 1. Таким образом, оценка валентного состояния железа на рентгеновском микроанализаторе возможна как по линиям L-серии, так и по линиям К-серии. Результаты оценки содержаний FeO по рентгеновским спектрам сопоставили с результатами анализа методом мокрой химии и стехиометрических расчетов.

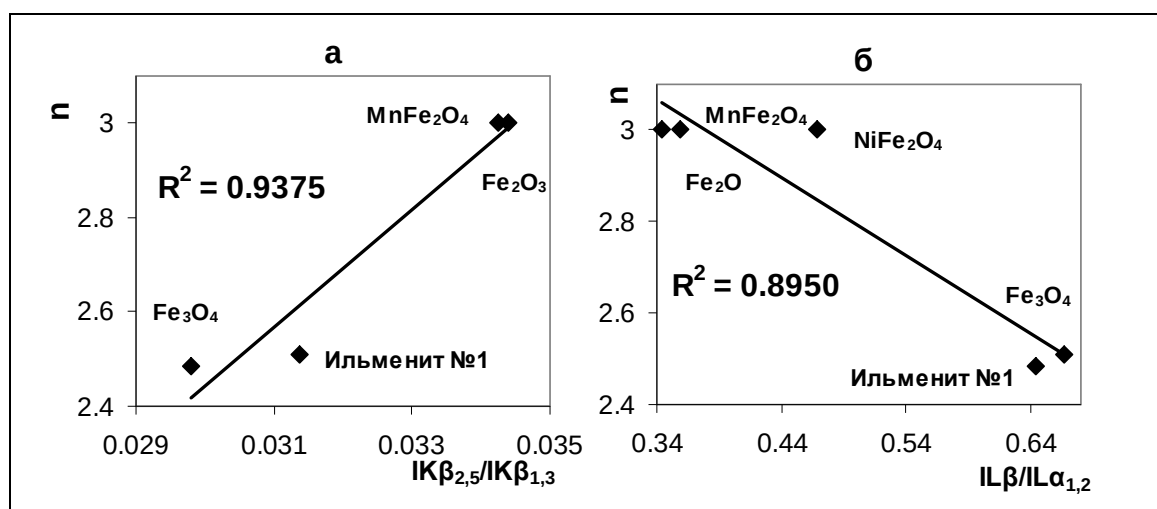


Рис. 1. Зависимость валентного состояния железа (n) от отношений $IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$ (а) и $IL\beta/IL\alpha_{1,2}$ (б) в образцах минералов на рентгеновском микроанализаторе.

Зависимости отношений $IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$ и $IL\beta/IL\alpha_{1,2}$ от отношения $FeO/Fe_2O_3^{общ}$, рассчитанного по результатам анализа методом мокрой химии и результатам стехиометрических расчетов, аппроксимировали уравнением линейной регрессии:

$$FeO/Fe_2O_3^{общ} = a_0 + a_1 \cdot r, \quad (2)$$

В табл. 1 приведены коэффициент корреляции R^2 , стандартное отклонение регрессии s_0 для величины $FeO/Fe_2O_3^{общ}$ и относительное стандартное отклонение s_r определения содержания FeO.

Таблица 1

Параметры зависимостей, полученных по данным мокрой химии и стехиометрическим расчетам на рентгеновском микроанализаторе

Характер. линии	Кристалл анализатор	По результатам химического анализа			По результатам стехиометрических расчетов		
		s_r	s_0	R^2	s_r	s_0	R^2
$IL\beta/IL\alpha_{1,2}$	TAP	6.8	0.04	0.7114	8.4	0.05	0.7712
$IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$	LiF θ	9.7	0.05	0.4828	16.6	0.09	0.3174

Как видно из таблицы 1, использование результатов анализа методом мокрой обеспечивает лучшую точность, по сравнению с результатами стехиометрических расчетов. При определении валентного соотношения железа в пикроильменитах на рентгеновском микроанализаторе следует использовать отношение $L\beta/L\alpha_{1,2}$, при этом относительное стандартное отклонение, характеризующее погрешность определения содержания FeO составляет 6.8%.

В табл. 2 приведены коэффициент корреляции R^2 , стандартное отклонение регрессии s_0 для величины $FeO/Fe_2O_3^{общ}$ и относительное стандартное отклонение s_r определения содержания FeO, полученные при анализе на рентгенофлуоресцентном спектрометре.

Таблица 2

Параметры зависимостей, полученных по данным мокрой химии и стехиометрическим расчетам на рентгенофлуоресцентном спектрометре

Характер. линии	По результатам химического анализа			По результатам стехиометрических расчетов		
	s_r	s_0	R^2	s_r	s_0	R^2
$IL\beta/IL\alpha_{1,2}$	5.3	0.03	0.8022	10.1	0.06	0.7086
$IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$	5.5	0.03	0.7970	7.2	0.04	0.8434

Как видно из таблицы 2, относительное стандартное отклонение, характеризующее погрешность определения содержания FeO не превышает 5.5%. Точности результатов при анализе по L- и K-сериям на рентгенофлуоресцентном спектрометре близки, поэтому при определении валентного соотношения железа в пикроильменитах можно использовать как отношение $IL\beta/IL\alpha_{1,2}$, так и отношение $IK\beta_{2,5}/IK\beta_{1,3}$. Использование результатов анализа методом мокрой обеспечивает также лучшую точность, по сравнению с результатами стехиометрических расчетов.

В табл. 3 приведены содержания FeO в образцах пикроильменитов, определенные методом мокрой химии, а также методами РМА и РФА по L-серии спектра при выбранных условиях измерения при калибровке по результатам химического анализа. Максимальное отклонение между результатами РМА и химического анализа составило 2.48 %, между результатами РФА и химического анализа – 2.05 %.

Метод РФА может быть использован для оценки валентного состояния железа в образцах пикроильменитов массой более 0,5 г., он более экспрессный и имеет низкие затраты на пробоподготовку по сравнению с методом мокрой химии. Метод РМА позволяет определять валентное состояние железа в локальной области размером 1-10 мкм с точностью, сопоставимой с методом РФА.

Таблица 3

Результаты анализа образцов пикроильменитов

№	FeO (хим), %	FeO (ПМА), %	FeO (РФА), %
1	26.54	24.06	24.75
2	21.64	22.14	22.81
3	25.73	24.00	23.68
4	25.94	26.02	26.65
5	21.25	22.35	22.24
6	20.30	22.11	21.16
7	24.47	24.91	23.37
8	23.91	25.51	24.47
9	25.95	24.49	25.55
10	23.30	23.28	24.13

1. Вуйко В.И., Горев Н.И. О генезисе пикроильменитов из верхнепалеозойских ореолов рассеяния кимберлитовых минералов Западной Якутии // ЗВМО. 1991. Ч. СХХ. №. 6. – С. 67-73.
2. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В., Ротман А.Я., Серов И.В. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России. – М.: ГЕОС, 2009. – 498 с.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. – М.: Изд-во Московского Университета, 1984. – 240 с.
4. Евдокимов А.Н., Граханов С.А. Пример применения кластеризации составов пикроильменитов в прогнозировании алмазных месторождений (Анабарский район, Республика Саха) // ЗВМО. 1993. Ч. СХХII. №. 6. – С. 13-19.
5. Костровицкий С. И. О месте кристаллизации пикроильменита в кимберлитах // ЗВМО. 1983. Ч. СХII. №. 3. – С. 334-337.
6. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Минералогическая паспортизация разных таксонов кимберлитового вулканизма – методическая основа поисковых работ на алмазы // Руды и металлы, 2006. № 4. – С. 27-37.
7. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов И.В., Иванов А.С., Серов В.П. Особенности типохимизма пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции // Доклады РАН, 2006. Т. 406. №3. – С. 350-354.
8. Куликова И.М., Баринский Р.Л., Пеков И.В. Метод микрообъемных исследований формы вхождения атомов марганца в кристаллическую структуру минералов // ЗВМО. 1998. Ч. СХХVII. №3. – С. 110-115.
9. Легкова Г.В., Войткевич В.Г. Шаркин О.П. Электронно-зондовое определение содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в амфиболах // Минерал. Журнал. 1982. Т.4. № 4. – С. 90-93.
10. Таскаев В.И., Стручаева Г.Г., Пятков А.Г. Определение концентрации Fe^{2+} и Fe^{3+} в пироксенах методом рентгеноспектрального микроанализа. Методы рентгеноспектрального анализа. – Новосибирск: Наука. 1986. – С. 154-158.
11. Филиппов М.Н., Куприянова Т.А., Лямина О.И. Одновременное определение содержания и формы нахождения элемента в твердом теле рентгенофлуоресцентным методом // ЖАХ. 2001. Т.56. № 8. – С. 817-824.
12. Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение отношения $FeO/Fe_2O_3^{tot}$ в горных породах // ЖАХ. 2010. Т. 65. № 6. – С. 634-641.
13. Шумахер Дж. К. Оценка двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микрозондовых анализов // ЗВМО. 1998. Ч. СХХVII. №1. – С. 101-109.
14. Albee A.L., Chodos A.A. Semiquantitative electron microprobe determination of Fe^{2+}/Fe^{3+} and Mn^{2+}/Mn^{3+} in oxides and silicates and its application to petrologic problems // Amer. Miner. 1970. Vol. 55. N 3/4. – P. 103-107.
15. Narbutt K.I. X-ray spectra of iron atoms in minerals // Phys. Chem. Minerals. 1980. Vol. 5. – P. 285-295.

ПРОБЛЕМА ИДЕНТИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ НЕСООТВЕТСТВИИ СОСТАВА ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ФАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

И.С. Чувашова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru

Химический и изотопный состав магматических пород широко используется для определения палеогеодинамических обстановок. Данные по интрузивным породам наносятся на дискриминантные диаграммы эффузивных пород, излившихся в новейших структурах разного геодинамического содержания. По содержаниям петрогенных оксидов магматических пород, закристаллизовавшихся в интрузивной фации или на земной поверхности, делаются оценки глубины выплавления магматических расплавов в верхней мантии, исходя из уравнений регрессий, полученных в лабораторных экспериментах плавления лерцолитов или гарцбургитов. По изотопному составу Sr, Nd и Pb магматических пород идентифицируются мантийные и коровые источники, исходя из модели смешения компонентов магматических расплавов. Насколько корректно применение этих подходов?

Породы интрузивных и эффузивных фаций заметно отличаются по составу. Наиболее разительны отличия редкометалльных карбонатитовых расплавов, застывших на глубине и излившихся на земную поверхность. Лавы карбонатитов активного вулкана Олдонио Ленгаи в Восточной Африке содержат соединения, легко растворяющиеся дождевой водой. Интрузивные же карбонатиты таких соединений обычно не содержат. Распространены процессы захвата щелочно-базальтовыми расплавами карбонатов вмещающих осадочных пород. В кристаллизующемся из расплавов карбонатном материале происходит фракционирование стабильных изотопов, свидетельствующее о высокотемпературных условиях, но сохраняется состав радиогенных изотопов осадочных пород [7, 10]. Существенное влияние карбонатной рамы на состав щелочных массивов Прибайкалья и Забайкалья подчеркивалось А.А. Коневым [5, с. 191], который показал, что «крупные месторождения ийолит–уртитовых руд типа Мухальского и Нижнебурульзайского... могут образовываться лишь в мощной карбонатной толще в результате взаимодействия щелочных расплавов и растворов с мраморами».

Различия состава интрузивных и эффузивных фаций часто выявляются в вулканоплутонических комплексах дифференцированных серий. Например, уже давно отмечен более железистый состав интрузивов и менее железистый – эффузивов латитовой серии мезозоя Забайкалья [1]. Отличия состава нижнемеловых субвулканических и эффузивных пород установлены нами в Гоби на юге Монголии. Обнажения этих пород исследовались нами в связи с разной трактовкой их возраста на изданных государственных геологических картах. Вулканические поля, показанные в 20 км к юго-востоку от сомона Эрдэнэ и севернее железнодорожной станции Узуур, были обозначены как палеогеновые [4] и плиоцен–плейстоценовые [12]. Согласно полевым наблюдениям, поле Эрдэнэ (координаты: 44° 19.183' с.ш. 111° 22.787' в.д.) представляет собой трещинную трахитовую субвулканическую постройку протяженностью 4 км при ширине до 800 м, простирающуюся в направлении запад–северо-запад. В лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН для трахитов получена нижнемеловая K–Ar датировка 126 ± 4 млн лет (обр. MN–08–12125, K = 3.27 мас. %, $^{40}\text{Ar} = 166 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г, $\text{Ar}_{\text{возд.}} = 44.8 \%$) (аналитики: И.С. Брандт и С.Б. Брандт). Видимая высота постройки достигает 30 м. Ее верхняя часть сложена стекловатыми тонкоплитчатыми породами. Гипсометрически ниже находятся массивные породы, прорванные дайками, ориентированными преимущественно согласно с простираем основным тела. Встречаются трубообразные зияющие полости, в окружении которых распространены каверны с кальцитовыми гнездами. Внедрение трахитовых расплавов произошло на границе поднятия и впадины. На поднятии обнаружен хорошо сохранившийся трахитовый купол высотой 15 м, слегка вытянутый в западно–северо-западном направлении приблизительно на 100 м (координаты: 44° 09.746' с.ш. 111° 28.363' в.д.). В отличие от трахитового тела Эрдэнэ, в районе станции Узуур наблюдались пористые зеленовато-серые лавы трахидацитового состава.

В сериях определяются мантийные изотопные метки для наименее и наиболее дифференцированных членов и коровые метки – для промежуточных. Примерами являются позднекайнозойские вулканические серии: умереннощелочного состава (щелочной оливиновый

базальт – трахит) вулканического поля хр. Удокан (Северное Забайкалье) и умеренно-высокощелочного состава (оливиновых толеитов, базанитов, меланефелинитов – трахитов, фонолитов) поля Рунгве (Танзания). В первой серии установлено обогащение коровым материалом пород муджиеритового состава, во второй – трахитового. В последней серии вовлекался в плавление мантийный и коровый субстрат, образовавшийся в результате Панафриканской орогении, что выражается в распределении точек позднекайнозойских мантийных и коровых выплавов в изохронных координатах Rb–Sr системы вдоль линий, наклон которых соответствует времени завершения этой орогении (~540 млн. лет назад).

Имеются неопределенности, связанные с идентификацией мантийных источников калиевых и калинатровых базальтовых расплавов. В оливинах из калинатровых палеогеновых базальтов Учкудук Киргизии определены расплавные включения с отношениями $K_2O/Na_2O = 1.16–1.90$ (масс. % / масс. %), соответствующие по составу шошонитам и калиевым базальтоидам [11]. Исследования щелочно-базальтоидных вулканических ассоциаций, включающих щелочные базальтоиды калиевой и калинатровой серий Юкона в Канаде, провинции Хелунцзян в Северо-Восточном Китае, Хангая Центральной Монголии и других территорий свидетельствуют о сочетании источников контрастного состава: высокомагнезиального перидотитового и низкомагнезиального пироксенитового (с гранатом, слюдой и/или амфиболом) [13, данные авторов].

В начале 1980-х годов в нижнеплиоценовом вулканическом комплексе центральной части Удоканского вулканического поля была установлена одновременная кристаллизация трахитовых и базанитовых расплавов с их взаимным смешением [8]. Подобное смешение магм контрастного (основного и кислого) состава было охарактеризовано позже и в палеозойских магматических комплексах Забайкалья [2, 3, 6]. Эти и другие многочисленные факты смешения расплавов, охарактеризованные в опубликованных работах, свидетельствуют о реальном петрогенетическом значении этого процесса. Эффекты смешения устанавливаются по трендам в координатах микроэлементов и изотопных отношений Pb, Nd и Sr. Исследования в зоне соприкосновения более высокотемпературных базитовых и менее высокотемпературных гранитных магм свидетельствуют, однако, об осложнении простого механического перемешивания компонентов проявлением диффузионного перераспределения вещества, в том числе выражающегося в соотношениях тяжелых и легких изотопов. Легкие изотопы мигрируют в более горячую базитовую расплавную часть, а тяжелые – в менее горячую, гранитную. Устанавливаются уникальные изотопные отношения, выходящие за интервал отношений, существовавший во взаимодействующих контрастных расплавах. Кинетика термодиффузии изотопов и микроэлементов может играть существенную роль в перераспределении компонентов при плавлении коры под воздействием тепла базитовых расплавов, внедрившихся в кору.

Различия в характере эволюции интрузивных и эффузивных серий обусловлены связыванием петрогенных и малых элементов с летучими компонентами магматических расплавов. В процессе эволюции расплавов проявляется флюидная дифференциация. Непосредственно в лавовых потоках оливиновых базальтов образуются безоливиновые пористые пальцеобразные и линзообразные (нередко крупнозернистого сложения) обособления, обогащенные щелочными и легкими редкоземельными элементами (относительно вмещающих пород). В развертке тетраэдра Г.С. Йодера и К.Э. Тили состав обособлений соответствует котектике 1 атм. Иногда в потоках встречаются подобные включения, состав которых смещен к котектике 9 ГПа. Такие неоднородности изучены в базальтовых потоках рифтовой системы Рио-Гранде и юго-западной части Байкальской рифтовой системы [9].

Решение проблемы идентификации мантийных и коровых магматических источников в связи с несоответствием состава пород интрузивных и эффузивных фаций магматических комплексов требует разработки особых подходов к их изучению с всесторонним комплексным обоснованием петрогенетических моделей, реализующихся в конкретных природных объектах.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736 от 20.05.2010 г.

1. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л.В. Таусон, В.С. Антипин, М.Н. Захаров, В.С. Зубков. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.
2. Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А. Неравновесное плавление и смешение магм при формировании гибридных пород бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура Забайкалья // Петрология, 1996. Т. 4. № 4. – С. 364–385.
3. Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г. Петрогенетическое значение метастабильного плавления гранитов в базальтовом расплаве // Докл. АН СССР, 1988. Т. 302. № 4. – С. 945–948.
4. Карта геологических формаций Монгольской народной республики. Масштаб 1:1500000. Главный редактор А.Л. Яншин. Совместная советско–монгольская научно-исследовательская экспедиция, 1989.
5. Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1982. – 201 с.
6. Литвиновский Б.А. и др. Условия образования комбинированных базит–гранитовых даек // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 7. – С. 3–22.
7. Попов В.К., Максимов С.О., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана (юго-западное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 4. – С. 75–93.
8. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 142 с.
9. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. – 288 с.
10. Рассказов С.В. Может ли карбонатное вещество, мобилизованное щелочнобазальтоидными расплавами из экзогенных карбонатов, относиться к карбонатитам? // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 4. – С. 93–96.
11. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мезо-кайнозойский внутримитный магматизм Центральной Азии: данные по мел–палеогеновым базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. – С. 689–705.
12. Geological map of Mongolia scale 1:1000000 (Ed. O. Tomurtogoo). 1999.
13. Francis D., Ludden J. The mantle source for olivine nephelinite, basanite, and alkaline olivine basalt at Fort Selkirk, Yukon, Canada // J. Petrol., 1990. V. 31. № 2. – P. 371–400.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЫШЬЯКА В СОПРЯЖЕННЫХ СРЕДАХ «ВОДА–ПОЧВА–РАСТЕНИЕ» АТОМНО-ЭМИССИОННЫМ МЕТОДОМ

Е.А.Шабанова, А.Е. Бусько, О.А. Пройдакова, И.Е.Васильева

Учреждение Российской академии наук

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, shhev@igc.irk.ru

Современной актуальной проблемой эколого-геохимических исследований является разработка научно-методических основ прогнозирования техногенного загрязнения. Исследования, направленные на сохранение окружающей среды и здоровья населения, не теряют своей актуальности.

Вода, почва и растения – важные компоненты окружающей среды, которые можно охарактеризовать как огромную, сложную и постоянно изменяющуюся часть биосферы [2, 1]. Вода – одно из самых распространенных на Земле соединений. Это реакционноспособное соединение, являющееся сложной многокомпонентной системой, в состав которой входят минеральные вещества, газы, а также коллоидные и крупнодисперсные частицы. Основными источниками загрязнения являются коммунальные, промышленные стоки и атмосферные осадки. Вода входит в состав многих минералов и горных пород, присутствует в почве и является компонентом всех живых организмов.

Почвы – гетерогенные смеси различных органических и органо-минеральных субстанций, глинистых минералов, оксидов железа, алюминия, кремния, марганца и других элементов, а также разнообразных растворимых веществ. Локализация микроэлементов в почвах зависит от их химических форм, унаследованных от подстилающей породы, либо поступающих в почву через атмосферу путём осаждения паров, аэрозолей, пыли или с дождём и снегом в виде растворимых и нерастворимых соединений. Микроэлементы, поступающие в почву с атмосферной пылью, обычно находятся в минеральных формах оксидов, силикатов, карбонатов, сульфатов и сульфидов, в виде стекловидных частиц (микросфер), образующихся от сжигания углей в топках котельных или топливно-энергетических станций. Почвы обладают высокой сорбционной ёмкостью, за счёт органической составляющей могут аккумулировать до 90 % токсичных

элементов, поступающих через атмосферу. Микроэлементы в почвах образуют металлоорганические соединения (комплексы), которые мигрируют по ландшафтному профилю и поступают в природные воды (грунтовые, поверхностные, почвенные), в растворённом виде становятся доступными для питания растений [3].

Содержание микроэлементов в растениях имеет положительную корреляцию с их содержанием в почвах. Однако данных об общем (валовом) содержании элементов в почвах недостаточно, чтобы прогнозировать их возможную миграцию при изменении условий окружающей среды и вероятность усвоения растениями или другими живыми организмами. Физико-химическая подвижность, биологическая доступность и токсичность элементов в природных объектах в значительной степени зависят от их форм нахождения и способности этих соединений к миграции или накоплению. На поведение загрязняющих веществ большое влияние оказывают природные условия местности, тип почв, количество выпадающих осадков. Тип водного режима, рельеф территории, антропогенная деятельность. Все эти факторы определяют различные подходы к нормированию загрязняющих веществ, свидетельствуют о необходимости учёта многих показателей для обеспечения экологической безопасности.

При мониторинге загрязнения сопряженных сред «вода–почва–растения» для оценки вклада техногенной составляющей в общий баланс микроэлементов наиболее широко применяются разнообразные методики химического анализа.

В ИГХ СО РАН используется атомно-абсорбционная спектрометрия (ААС). Этот хорошо зарекомендовавший себя метод имеет два значительных ограничения – невозможно одновременно определять несколько элементов, т.е. метод является одноэлементным, и необходимость переведения всех твердых образцов в растворы. Для одновременного определения большого количества элементов в мировой практике наиболее популярны для экологического мониторинга атомно-эмиссионная спектрометрия и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП и МС-ИСП), определения этими методами возможны только в растворах. Поэтому было предложено, опираясь на богатый приборный парк ИГХ СО РАН, для почв использовать атомно-эмиссионную спектрометрию с дуговым источником возбуждения излучения, а для определения элементного состава воды и растений использовать АЭС-ИСП или ААС.

Дуговая АЭС возможна в двух способах введения вещества в плазменный разряд: вдуванием-просыпкой вещества (методика ФР. 31.01.2008.05150; навеска 150 мг) и полным испарением из канала графитового электрода (методика СТП ИГХ-015-01; навеска 10 мг). При вдувании-просыпке круг определяемых элементов не включает S, Se, Ca, K, Na, Fe, Al, Si, Mg; а при испарении из канала графитового электрода – S и Se. В обоих вариантах введения вещества в дуговой разряд возможно определение As (ПрО ФР. 31.01.2008.05150 = 1 г/т; ПрО СТП ИГХ-015-01 = 50 г/т).

Для более низких содержаний образцы почв переводятся в растворы и в случае определения мышьяка в сопряженных средах «вода-почва-растение» данная схема может быть дополнена методами АЭС-ИСП или ААС с гидридной системой (ГС-АЭС-ИСП и ГС-ААС) ввода образцов (ПрО АЭС-ИСП = 1 г/т; ПрО ГС-АЭС-ИСП = 0,5 г/т; ПрО ГС-ААС = 0,5 г/т).

В докладе показано применение схемы определения мышьяка в сопряженных средах Свирского полигона. В этом районе производятся свинцово-кислотные стартерные аккумуляторные батареи для автомобилей; переработка аккумуляторного лома и производство свинца и сплавов; обработка древесины и производство изделий из дерева и пробки (кроме мебели); производство шпал; ремонт и изготовление горно-шахтного, нестандартного оборудования. Основу промышленного производства в городе составляет обработка древесины и производство изделий из дерева и пробки (77,7 %). Производство машин и оборудования занимает 8,1 %, автомобилей, прицепов и полуприцепов – 4,3 %, производство, передача и распределение пара и горячей воды – 5,4 %, производство аккумуляторов – 4,5 %. Все производства находятся в городе Свирск или в непосредственной близости с ним. Климат города резко-континентальный. Коэффициент рельефа местности в городе 1,0. Преобладающими ветрами в Свирске являются северо-западных (со стороны г. Черемхово) и юго-восточных направлений (со стороны городов Усолье-Сибирское, Ангарск, Иркутск, Шелехов). Климат благоприятен для произрастания многих пород, таких как сосна, лиственница, ели, берёза, осина. Река Ангара относится к рыбохозяйственным водотокам высшей категории. В реке Ангара в

районе г. Свирска нерестятся и зимуют некоторые из частичковых видов рыб, такие как щука, окунь, плотва, пескарь и др., из акклиматизантов – омуль, пелядь, лещ, рябушка.

Таблица 1

**Определение мышьяка (г/т) в сопряженных средах
атомно-эмиссионными и атомно-абсорбционными методами**

Образец	АЭС			ГС-ААС
	Дуга	ИСП	Гидридная система с ИСП	
Почва контроль	2300 ± 20			2980 ± 30
Почва (гречиха Сахалинская)	2500 ± 10			2500 ± 130
Почва (гречиха Сахалинская)	2100 ± 50			2120 ± 60
Почва (топинамбур)	2000 ± 30			2300 ± 50
Почва (топинамбур)	1500 ± 20			2800 ± 280
Почва (топинамбур)	2100 ± 130			2000 ± 20
Гречиха Сахалинская (лист)		56 ± 3	60 ± 1	54 ± 2
Гречиха Сахалинская (стебель)		55 ± 4	36 ± 2	37 ± 3
Гречиха Сахалинская (корневище)		1700 ± 40	2000 ± 100	2100 ± 130
Гречиха Сахалинская (корневище)		12000 ± 140		12000 ± 840
Вода р. Черемшанка			1500 ± 10	1000 ± 10
Вода р. Ангара (1.5 км выше Свирска)			< 0.5	< 0.5

АЭ-определение мышьяка выполнялось на ИСП-спектрометре iCAP 6300 со стандартной системой ввода образцов и гидридной системой (в растениях и воде), спектральном комплексе для атомно-эмиссионного анализа по способу вдувания-просыпки (спектрограф ДФС-458С; анализатор многоканальный атомно-эмиссионных спектров МАЭС; автоматизированная установка для анализа порошковых проб методом вдувания-просыпки "ПОТОК"). Операционные условия соответствовали прописанным в ПНДФ 14.1:2:4.135-98 и ФР. 31.01.2008.05150.

АА-определение мышьяка в воде и растениях проводилось на атомно-абсорбционном спектрометре фирмы Perkin-Elmer AAnalyst 200 с гидридной системой MHS-15.

Для определения мышьяка в почвах, без перевода в раствор, от каждой пробы отбиралось две навески массой 150 мг, вещество вводилось в дуговой разряд, и излучаемый спектр вещества регистрировался на фотодиодных линейках.

При определении АЭС-ИСП или ААС с гидридной системой использованы растворы пробы растений и почв, полученные разложением навески 500 мг в автоклавном комплексе АНКОН-Т, под воздействием смесей $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$ (для растений) и $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ (для почв).

Спектры, полученные в соответствии с каждой методикой, обрабатывались совместно со спектрами стандартных образцов почв, горных пород и осадков, зарегистрированных в подобных условиях.

Результаты определения мышьяка в пробах показано в таблице 1.

Все определения проводились параллельно с контролем по стандартным образцам почв и растений (таблица 2).

На основе проведенных экспериментов предложена следующая схема атомно-эмиссионного определения макро- и микроэлементов в сопряженных средах «вода-почва-растение»:

1. Элементный анализ воды проводить на ИСП-спектрометре iCAP 6300 со стандартной системой ввода образцов. Пробы с концентрациями мышьяка меньше PrO ($0,005 \text{ мг/дм}^3$) повторно анализировать на ИСП-спектрометре iCAP 6300 с предварительно установленной гидридной системой (PrO $0,00008 \text{ мг/дм}^3$).
2. Определение элементного состава почв выполнять дуговым атомно-эмиссионным анализом по методике ФР 31.01.2008.05150 (кроме S, Se, Ca, K, Na, Fe, Al, Si, Mg). Для определения серы, селена и элементов, имеющих содержания ниже их PrO использовать методику ПНДФ 14.1:2:4:135-98 (издание 2008 г.) для ИСП-спектрометре.
3. Элементный анализ растительных проб (после перевода в раствор) выполнять на ИСП-спектрометре со стандартной системой ввода образцов. Пробы с содержаниями мышьяка

меньше ПрО (3 г/т) повторно анализировать на ИСП-спектрометре с гидридной системой (ПрО 0,3 г/т).

Таблица 2

**Определение мышьяка (г/т) в стандартных образцах
атомно-эмиссионными и атомно-абсорбционными методами**

Образец	Сатт	АЭС		ГС-ААС
		Дуга	ИСП	
ВНВ 3		5.8 ± 1.4	7 ± 1	4.0 ± 0.2
СО ЛБ (лист березы)	0.23 ± 0.03		0.21 ± 0.12	
СО Тр-1 (травосмесь луговая)	0.16 ± 0.02		0.26 ± 0.06	
СО СКР-1 (почва красноземная)	10 ± 2	10 ± 1		
СО СЧТ-1 (почва чернозём типичный)	8 ± 3	6 ± 2		8.6 ± 1.7
СО СЧТ-2 (почва чернозём типичный)	21 ± 5	12 ± 1		19 ± 4
СО СЧТ-3 (почва чернозём типичный)	40 ± 10	40 ± 1		
СО ССК-1 (серозём карбонатный)	13 ± 5	9.7 ± 0.4		13 ± 3
СО ССК-2 (серозём карбонатный)	29 ± 5	26 ± 1		30 ± 6
СО ССК-3 (серозём карбонатный)	60 ± 10	70 ± 3		57 ± 6

Предложенная схема позволяет уменьшить число аналитических операций при одновременном определении макро-, микро- и следовых элементов, а для почв – отпадает необходимость перевода проб в раствор.

1. Ильин В.Б., Сысо А.И. Микроэлементы и тяжелые металлы в почвах и растениях Новосибирской области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 228 с.
2. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 438 с.
3. Лиштван И.И., Капуцкий Ф.Н., Янута Ю.Т., Абрамец А.М., Качанова Е.В. Гуминовые кислоты: взаимодействие с ионами металлов, особенности структуры и свойств металлогуминовых комплексов // Химия в интересах устойчивого развития, 2006. Т. 14. – С. 391-397.

**КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МЕТОДИКА ОДНОВРЕМЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ
20 ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ МЕТОДОМ АТОМНО-
ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ПО СПОСОБУ ВДУВАНИЯ-ПРОСЫПКИ**

Е.В.Шабанова, И.Е.Васильева

Учреждение Российской академии наук

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, shev@iqc.irk.ru

Требования к аналитическим методам и методикам, поставляющим исходную информацию при проведении геохимических методов поисков минерального сырья, обусловлены необходимостью выполнения анализа на широкий круг элементов больших по объему партий проб разнообразного состава за короткий промежуток времени. По этим причинам одним из наиболее распространённых аналитических методов получения информации об элементном составе неохарактеризованных природных и техногенных материалов был и остается прямой атомно-эмиссионный анализ (АЭА) с дуговым возбуждением, фотографической регистрацией и визуальной интерпретацией спектра.

Метод обеспечивает высокую информативность данных, имеет пределы обнаружения (ПрО) большинства типоморфных элементов на уровне и ниже их кларков и позволяет одновременно из одного спектра определять до 65 макро- и микроэлементов. Погрешность определения вследствие субъективности визуальной расшифровки и интервальной оценки содержания, как правило, превышает 30 % отн., и результат соответствует полуколичественному анализу, что является основным недостатком методик полуколичественного атомно-эмиссионного анализа (ПКАЭА). Переведение геохимических исследований на базу более точных методов анализа при сохранении требований к информативности, экспрессности и стоимости результатов приводит к их

существенному удорожанию из-за необходимости применять одновременно несколько аналитических методов или методик к каждому образцу.

Метрологические характеристики результатов ПКАЭА и способы обработки аналитической информации влияют на эффективность геохимических поисков через рассчитываемые оценки параметров геохимических полей: геохимический фон, природное рассеяние или дисперсия, параметры связи (корреляция и ковариация) между химическими элементами, обычно рассчитываемые для содержаний элементов, соизмеримых с пределами обнаружения элементов аналитическим методом. Поэтому снижение ПрО методик и улучшение точности результатов анализа при получении первичной геохимической информации – первостепенные задачи развития атомно-эмиссионного анализа, широко применяемого в поисковой геохимии.

В настоящее время замена фотографического метода на фотоэлектрическую регистрацию при использовании многоканальных полупроводниковых детекторов приняла массовый характер в научных и производственных лабораториях России. Это обусловлено снижением экономических затрат – замена только системы регистрации спектра уже обеспечивает автоматизацию процесса измерения интенсивности, исключает расходы на фотоматериалы и реактивы для их обработки, повышая производительность и качество аналитических работ. Однако необходимо отметить отсутствие аттестованных многоэлементных количественных методик АЭА геологических образцов разнообразного состава, выполняемых с использованием современного спектрального оборудования, что делает необходимым изучение и выбор условий получения и компьютерной обработки спектров.

Для улучшения метрологических характеристик результатов прямого АЭА за счёт компьютерной расшифровки дуговых атомно-эмиссионных спектров, получаемых при автоматизированной многоканальной регистрации, было создано программное обеспечение «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» (ПО АРДЭС). Из-за отсутствия физической модели, описывающей происходящие в дуговом разряде процессы с необходимой для количественного анализа точностью, при разработке ПО АРДЭС был использован информационный подход, когда для декодировки аналитических сигналов используются методы многомерного анализа данных [2]. Наши исследования показали перспективность объединения возможностей многоканальной фотоэлектрической регистрации спектров и преимуществ методов многомерного статистического анализа при обработке спектральных данных для учета спектральных и матричных эффектов по сравнению с одномерными моделями градуировки, применяемыми в коммерческих приборах [1]. В ПО АРДЭС обработка данных основана на применении многомерных регрессионных моделей, обеспечивающих учёт матричных эффектов и спектральных наложений. Это позволяет использовать единые многомерные градуировки для образцов разнообразного состава, расширить диапазон определяемых содержаний аналитов, снизить пределы их обнаружения, обеспечить точность количественных определений.

Таблица 1

Диапазоны измерения содержаний элементов и характеристики погрешности их измерения

Аналит	Диапазон определяемых содержаний, % мас.	Характеристика погрешности измерения, $\pm\Delta$, % мас. ($P=0,95$)	Категория анализа
Li	От 0,001 до 0,005	0,59 С	IV
	От 0,005 до 0,03 вкл.	0,49 С	
P	От 0,005 до 0,05	0,26 С	IV
	От 0,05 до 0,5 вкл.	0,24 С	V
B	От 0,0005 до 0,0018	0,59 С	III
	От 0,0018 до 0,05 вкл.	0,53 С	
Mn	От 0,005 до 0,02	0,69 С	IV
	От 0,02 до 0,3 вкл.	0,46 С	
Ni	От 0,0005 до 0,02 вкл.	0,45 С	IV
Co	От 0,00005 до 0,02 вкл.	0,39 С	III
V	От 0,00028 до 0,0055	0,59 С	III
	От 0,0055 до 0,03 вкл.	0,41 С	

Аналит	Диапазон определяемых содержаний, % мас.	Характеристика погрешности измерения, $\pm\Delta$, % мас. (P=0,95)	Категория анализа
Cr	От 0,00068 до 0,0034	0,47 С	IV
	От 0,0034 до 0,034 вкл.	0,27 С	
W	От 0,00007 до 0,005	0,59 С	IV
	От 0,005 до 0,2 вкл.	0,49 С	
Mo	От 0,00005 до 0,005 вкл.	0,59 С	III
Sn	От 0,0002 до 0,005 вкл.	0,59 С	III
Pb	От 0,0005 до 0,05 вкл.	0,41 С	III
Cu	От 0,005 до 0,5 вкл.	0,49 С	III
Zn	От 0,002 до 0,019 вкл.	0,49 С	IV
	Свыше 0,02 до 0,5 вкл.	0,35 С	
Ag	От 0,000002 до 0,001 вкл.	0,42 С	IV
Au	От 0,000005 до 0,003 вкл.	0,39 С	IV
Sb	От 0,00005 до 0,0002	0,58 С	IV
	От 0,0002 до 0,02 вкл.	0,42 С	
As	От 0,00005 до 0,049 вкл.	0,45 С	IV
Tl	От 0,00003 до 0,01 вкл.	0,47 С	IV
Ge	От 0,00002 до 0,0049 вкл.	0,39 С	III
Bi	От 0,00003 до 0,005	0,59 С	IV
	От 0,005 до 0,01 вкл.	0,49 С	
Cd	От 0,00003 до 0,005	0,59 С	IV
	От 0,005 до 0,01 вкл.	0,49 С	

Актуальность разработки многоэлементной методики количественного химического анализа (КХА) ФР.1.31.2008.05150 «Атомно-эмиссионный анализ геологических образцов по способу вдувания-просыпки» [3] обусловлена тем, что объектами анализа являются пробы горных пород, рудного и нерудного минерального сырья, продуктов его технологической переработки, отвалов и промышленных отходов, пробы почв, грунтов, илов, донных отложений, пыли и техногенных образований с размерами частиц не более 75 мкм. Способ вдувания-просыпки обеспечивает неполное сгорание вещества пробы в плазме дуги (около 70 %) из-за чего интенсивность линий аналитов претерпевает значительное влияние основы и минерального состава. Поэтому использование этого способа введения порошков в дуговой разряд наиболее рационально при определении элементов легкой и средней летучести 17-20 элементов (Li, P, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, As, Tl, Ge, Bi, Cd, In, Hg). Методики АЭА по способу вдувания-просыпки отличаются высокой степенью автоматизации получения спектра, хорошей сходимостью определений, несмотря на то, что интенсивность спектральных линий зависит от изменений силы тока дуги; скорости потока воздуха, формирующего факел дуги; испаряемой массы образца, валового и минерального состава проб; коэффициента использования паров и пр. Существенным недостатком способа просыпки является значительный эффект «памяти».

В разработанной методике использована спектральная установка, состоящая из автоматизированного устройства для введения порошковых проб в дуговой разряд по способу вдувания-просыпки «Поток» со встроенным спектроаналитическим генератором «Шаровая молния» (ВМК-Оптоэлектроника, РФ) и светосильного спектрографа ДФС-458С (КОМЗ, РФ) с вогнутыми дифракционными решетками и фотодиодными линейками МАЭС, расположенными на круге Роуланда (обратная дисперсия 0,54 нм/мм). Ширина щели спектрометра 15 мкм. Трёхлинзовая система освещения. Регистрируемый спектральный диапазон 196-360 нм. Аналитическая навеска составляет 150 мг образца с размерами частиц ≤ 75 мкм. Время регистрации спектра одного 20 с; ток 20 А. Снижение эффекта «памяти» достигается обжигом электродов при токе 30 А в первые 10 с горения дуги. Для каждой пробы выполняются два независимых измерения. ПО АТОМ использовано для управления работой генератора и МАЭС, ПО АРДЭС – для обработки зарегистрированной спектральной информации.

Результаты определения 20 элементов в условиях разработанной методики соответствуют требованиям КХА. Для снижения систематических погрешностей найдены оптимальные

многомерные градуировочные зависимости для каждого аналита, в которые включены аналитические линии макроэлементов, линии-аналоги мешающих элементов, а также несколько линий аналита (одновременно атомные и ионные). Такой подход позволил расширить диапазоны определения Li, P, W, Sb, As, Tl, Ge за счёт снижения пределов определения и ввести в круг определяемых элементов В и Mn. Определяемые элементы и их характеристики погрешности по методике КХА ФР.1.31.2008.05150 приведены в таблице 1.

В таблице 2 показаны результаты определения некоторых аналитов в стандартных образцах горных пород, руд, осадков, почв и золы ТЭС. При применении коммерческого ПО АТОМ для прямого атомно-эмиссионного анализа результаты проб разнообразного состава характеризуются большими систематическими погрешностями из-за фракционного испарения вещества, матричных влияний и спектральных помех даже для элементов, которые полностью успевают испариться из поступающей в разряд аналитической навески (Ag, As, Bi, Ge и др.). При точном измерении интенсивности аналитических линий с использованием МАЭС результаты анализа, по-прежнему, являются полуколичественными.

Использование многомерных градуировок, встроенных в ПО АРДЭС, привело к улучшению метрологических характеристик результатов анализа проб. Получаемые количественные результаты прямого АЭА являются экономически выгодными, и могут быть использованы как для поисковых, так и для оценочных геолого-геохимических работ. Преимуществами методики КХА ФР.1.31.2008.05150 являются высокая производительность за счёт автоматизации операций получения спектра; улучшенные пределы обнаружения легколетучих элементов и высокая точность результатов.

1. Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Моделирование структуры данных при использовании многомерной градуировки в атомно-эмиссионной спектроскопии // Аналитика и контроль, 2009. Т. 13. № 1. – С. 23-32.
2. Интегрированный программный продукт «Автоматическая расшифровка дуговых эмиссионных спектров» (ИПП АРДЭС) / Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Павлов С.М. / Реестр программ для ЭВМ Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и торговым знакам РФ (Св-во № 2006610490 от 01.02.2006 г.)
3. ФР.1.31.2008.05150. Методика КХА. Атомно-эмиссионный анализ геологических образцов по способу вдувания-просыпки. / Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Павлов С.М. / Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007.

Таблица 2

Результаты определения (г/т) некоторых аналитов в стандартных образцах с помощью различного программного обеспечения

Образец	Li			P			B			V		
	C _{атт}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}
СА-1	58 ± 7	51 ± 1	54 ± 11	790 ± 44	790 ± 10	830 ± 170	87 ± 21	76 ± 7	73 ± 8	170 ± 30	130 ± 10	178 ± 40
СГ-1А	390 ± 20	390 ± 60	550 ± 10	60 ± 13	61 ± 1	73 ± 1	10 ± 1	13 ± 1	4.0 ± 0.1	5 ± 1	4.0 ± 0.3	7 ± 1
СГ-2	4.3 ± 1.3	< 10	< 15	350 ± 31	350 ± 30	298 ± 30	55 ± 9	55 ± 5	42 ± 2	28 ± 9	29 ± 1	26 ± 2
СГД-2	12 ± 2	12 ± 1	< 15	4500 ± 85	4100 ± 70	3550 ± 150	15	17 ± 1	18 ± 0.3	250 ± 24	250 ± 120	196 ± 50
СИ-1	2.5	< 10		65 ± 17	47 ± 2	194 ± 10		6.5 ± 0.4	4 ± 0.03	23 ± 7	21 ± 1	48 ± 1
СКД-1	30 ± 4	29 ± 3	20 ± 2	740 ± 44	710 ± 3	611 ± 60	46 ± 8	41 ± 1	47 ± 2	96 ± 10	100 ± 5	101 ± 3
СТ-1А	14 ± 2	14 ± 1	< 15	910 ± 44	1000 ± 20	939 ± 60	15 ± 2	13 ± 1	15 ± 0.3	320 ± 20	290 ± 20	273 ± 40
СЗК-3	10	< 10	99 ± 37	1500	1400 ± 100	1280 ± 500	40	37 ± 2	22 ± 1		110 ± 2	35 ± 1
БИЛ-1	37 ± 4	39 ± 2	45 ± 4	1500 ± 65	1700 ± 70	2780 ± 190	34 ± 6	40 ± 1	34 ± 1	110 ± 11	99 ± 3	124 ± 10
БИЛ-2	8.5 ± 1.6	< 10		610 ± 35	610 ± 2	563 ± 50	12	12 ± 1	12 ± 1	100 ± 10	110 ± 10	98 ± 5
СГХМ-3	20 ± 5	20 ± 3	53 ± 8	7900 ± 218	5800 ± 10	3400 ± 20	13 ± 4	13 ± 1	9.0 ± 0.5	70 ± 10	64 ± 1	58 ± 5
ЗУК-1	32 ± 4	38 ± 1	37 ± 0.4	260 ± 13	300 ± 10	288 ± 10	97 ± 14	100 ± 10	107 ± 10	61 ± 8	52 ± 1	45 ± 1
ЗУК-2	9	< 10	< 15	100	100 ± 10	146 ± 20	70	100 ± 1	115 ± 10	63 ± 7	53 ± 1	18 ± 1
СКР-1	50 ± 10	45 ± 2	38 ± 2	440 ± 44	430 ± 20	550 ± 40	60 ± 20	67 ± 5	71 ± 6	180 ± 30	130 ± 2	204 ± 10
СЧТ-1	23 ± 3	30 ± 3	48 ± 19	790 ± 87	920 ± 30	1290 ± 20	56 ± 4	67 ± 7	71 ± 7	78 ± 7	110 ± 10	120 ± 10

Образец	W			Sb			Bi			Cd		
	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}	C _{ат}	C _{АРДЭС}	C _{АТОМ}
СА-1	1.1	1.1 ± 0.1	1.7 ± 0.3		2.1 ± 0.7	1.9 ± 1.0		0.7 ± 0.2	< 1		0.7 ± 0.2	< 1
СГ-1А	2.3 ± 0.4	2.3 ± 0.3	2.2 ± 0.2	0.7	1.3 ± 0.1		3	3.7 ± 1.0	3.9 ± 0.4	0.2 ± 0.002	< 0.5	< 1
СГ-2		1.2 ± 0.1	1.7 ± 0.2		< 0.5	1.6 ± 0.1		0.2 ± 0.03	< 1		< 0.5	< 1
СГД-2		0.7 ± 0.4	1.0 ± 0.1		1.5 ± 0.1	2.3 ± 0.1	1	0.5 ± 0.1	< 1		1.0 ± 0.2	< 1
СИ-1		1.2 ± 0.2	1.1 ± 0.03		< 0.5	< 1		0.9 ± 0.04	3.2 ± 0.1		1.1 ± 0.2	< 1
СКД-1		0.8 ± 0.1	1.0 ± 0.1	0.8	0.8 ± 0.1			0.6 ± 0.1	< 1		< 0.5	< 1
СТ-1А	0.7 ± 0.1	0.9 ± 0.2	1.3 ± 0.1	1	1.2 ± 0.2			0.5 ± 0.1	< 1	0.1	< 0.5	
СЗК-3	20	17 ± 7	20 ± 2	200 ± 20	210 ± 50	155 ± 10	1.5	2.3 ± 0.1	7.9 ± 0	5	6.6 ± 0.5	3.6 ± 0.5
БИЛ-1	4.3	3.6 ± 0.1	2.5 ± 0.3	0.95	1.0 ± 0.1	2.3 ± 0.1		1.2 ± 0.2	1.6 ± 0.03		< 0.5	< 1
БИЛ-2		1.2 ± 0.2	1.3 ± 0.1		1.7 ± 0.7	1.8 ± 0.5		0.3 ± 0.1	< 1		< 0.5	< 1
СГХМ-3	25 ± 7	30 ± 5	12 ± 1		3.6 ± 0.1	7.0 ± 0.1	6 ± 2	4 ± 0.3	5.8 ± 0.12	3 ± 1	2.1 ± 0.1	1.4 ± 0.2
ЗУК-1	1.1	2.9 ± 0.1	1.7 ± 0.2		0.6 ± 0.02	1.8 ± 0.2		0.7 ± 0.01	1.2 ± 0.03		0.6 ± 0.3	< 1
ЗУК-2	1.4	1.5 ± 0.3	< 0.7	3 ± 0.5	3.6 ± 0.2	1.9 ± 0.1	0.5	0.9 ± 0.02	< 1	0.2	0.5 ± 0.1	< 1
СКР-1		3.0 ± 0.4	3.1 ± 0.2		0.9 ± 0.2	2.9 ± 0.1		1.2 ± 0.1	1.2 ± 0.07	0.1 ± 0.03	< 0.5	< 1
СЧТ-1		2.6 ± 0.2	3.2 ± 1.0		2.1 ± 0.3	1.5 ± 0.1		0.6 ± 0.1	< 1	0.1 ± 0.02	< 0.5	< 1

ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ РАЙОНА ПОС. МОГОЙТУЙ (ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

С.И. Штельмах

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, fotina78@gmail.com

Изучение распределения микроэлементов в дисперсных грунтах различных геолого-генетических комплексов проводится в рамках инженерно-геологических и геоэкологических исследований на территории юга Восточной Сибири и прилегающих областей.

Для территории Забайкалья ключевым участком явился пос. Могойтуй, где в 2007 г. проводились инженерно-геологические изыскания для расширения зоны его застройки. Могойтуй (посёлок городского типа) расположен в 140 км на юго-восток от г. Читы, в южной части Забайкальского края, который характеризуется холодными аридными климатическими условиями с низкой влажностью воздуха и резкими колебаниями температуры. Эти особенности определяют слабое развитие процессов физико-химического выветривания пород, в результате чего наблюдается сходство химического состава материнского субстрата и элювиально-делювиальных отложений.

В исследованном районе развиты породы верхнепротерозойской–нижнекембрийской метаморфической формации – сланцы слюдяные, кварцево-сланцевые, биотитовые и эпидот-биотит-амфиболовые, песчаники и кварциты; в составе четвертичного покрова отмечаются лессовидные отложения [3].

В грунтоведческой группе Аналитического центра ИЗК СО РАН проводились исследования состава, микроструктуры и некоторых свойств дисперсных грунтов, образцы которых были отобраны с глубины 1,0–6,5 м из восьми скважин (1, 2, 5, 8, 10, 13, 19, 20), шурфов и естественных обнажений в процессе инженерно-геологических изысканий. На основании детального описания этих образцов выделены два геолого-генетических комплекса отложений: делювиальный современный (dQ_4) и элювиальный нерасчлененный (элювиальная дисперсная зона сланцев – е/сл). Первый представлен супесями типичного лессовидного облика (ls) – палевого цвета, пылеватыми, карбонатными, с тонкими макропорами, с редкими включениями дресвы и мелкого щебня, второй – суглинками темно-коричневыми с характерной скорлуповато-плитчатой структурой (gln).

В образцах дисперсных грунтов методом количественного рентгенофлуоресцентного анализа определены содержания порообразующих оксидов CaO, TiO_2 , MnO, $Fe_2O_{3(общее)}$, а также концентрации 18 микроэлементов [4, 6].

В результате исследований установлены диапазоны концентраций указанных оксидов в дисперсных грунтах. Так, в образцах лессовидных супесей (dQ_4 -ls) зафиксированы следующие пределы (%): CaO (0,63–3,79), TiO_2 (0,57–0,74), MnO (0,045–0,143), $Fe_2O_{3(общее)}$ (3,68–4,74); в глинистом элювии – CaO (0,68–5,31), TiO_2 (0,60–0,77), MnO (0,054–0,139), $Fe_2O_{3(общее)}$ (4,07–4,73) соответственно.

Значительные отличия выявлены по концентрациям оксида кальция. Максимальные содержания CaO (5,07–5,31 %) присутствуют в глинистом элювии (шурф 1 – 2,0–2,2 м; шурф 5 – 1,9–2,1 м).

Выявлены общие особенности микроэлементного состава исследуемых грунтов.

В результате статистической обработки данных установлено, что по максимальным содержаниям на первом месте находится Ba (720–740 ppm), на втором – Sr (330–550), Zr (300–330), на третьем – V, Cr, Rb, Ce; максимальные концентрации остальных элементов не превышают 50 ppm (табл. 1).

Выделенные геолого-генетические комплексы дисперсных грунтов по концентрациям микроэлементов имеют некоторые различия. Лессовидные супеси характеризуются пониженными концентрациями Ba, но большими Zr, Sr по сравнению с глинистым элювием.

Следует отметить однородный характер распределения большей части элементов ($V_{\text{вар.}} = 8–16 \%$); в лессовидных супесях установлено неравномерное распределение стронция ($V_{\text{вар.}} = 43 \%$).

Диапазоны содержаний меди и мышьяка в грунтах района незначительно отличаются от концентраций этих элементов в грунтовых толщах опорных разрезов «Маршал», «Солнечный» (Иркутск), несмотря на удаленность пос. Могойтуй от крупных урбанизированных центров, что

указывает на роль не только техногенных факторов в процессе накопления рассматриваемых элементов, но и геологических условий территории.

Таблица 1

**Результаты статистической обработки данных микроэлементного состава дисперсных грунтов
(пос. Могойтуй)**

П	V	Cr	Ba	La	Ce	Nd	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
dQ ₄ – ls (n = 12)											
X _{min}	70	46	560	32	63	24	6	230	21	140	76
X _{max}	100	83	720	50	88	41	13	330	29	550	116
x _{ср}	80	61	620	40	74	32	11	290	25	260	87
σ	10,39	9,59	50,17	6,14	8,95	4,91	1,90	32,51	2,17	114,44	10,71
V _{вар.} , %	13	16	8	15	12	16	17	11	9	43	12
П	V	Cr	Ba	La	Ce	Nd	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
е/сл – gln (n = 9)											
X _{min}	80	48	550	36	72	26	10	230	22	150	71
X _{max}	100	77	740	50	88	39	15	300	28	330	113
x _{ср}	90	64	650	43	80	34	12	250	25	230	94
σ	7,07	9,07	67,45	4,95	6,02	4,13	1,58	20,68	2,24	66,54	14,18
V _{вар.} , %	8	14	10	11	8	12	14	8	9	28	15

Примечание. Здесь и в таблице 2: П – статистические параметры: X_{min}, X_{max}, X_{ср} – минимальное, максимальное, среднее содержания микроэлементов; σ – стандартное отклонение (ppm), V_{вар.} – коэффициент вариации; n – количество образцов.

Распределение токсичных компонентов также однородно, значительный тренд имеет Sn в глинистом элювии (табл. 2).

Таблица 2

**Результаты статистической обработки данных по концентрациям Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn
в дисперсных грунтах (пос. Могойтуй)**

П	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Sn
dQ ₄ – ls (n = 12)							
X _{min}	12	27	26	38	12	9	5
X _{max}	19	39	37	46	26	21	10
x _{ср}	15	34	32	44	17	15	8
σ	2,09	3,34	3,68	3,17	3,94	3,06	1,44
V _{вар.} , %	14	10	11	7	23	21	19
П	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Sn
е/сл – gln (n = 9)							
X _{min}	14	35	30	42	14	13	2
X _{max}	18	44	40	52	24	21	13
x _{ср}	16	34	35	48	19	16	7
σ	1,27	2,74	3,11	3,81	3,42	2,51	3,08
V _{вар.} , %	8	7	9	8	18	15	46

Суммарное количество токсичных элементов, рассчитанное по средним значениям концентраций Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn, является сравнительно низким в отличие от других объектов. В лёссовых грунтах (dQ₄–ls) составляет 165 ppm, в глинистом элювии – 175 (в среднем 170), в то время как в опорных разрезах «Маршал» (4 скв.) – 257, в разрезе «Солнечный» – 296.

Построенные с помощью программы «Кластер-анализ» графики-дендрограммы позволили определить корреляционные связи между микроэлементами и их группами [1].

Так, в лессовидных супесях обозначились следующие группы микроэлементов: 1) V, Ba; 2) La, Ce, Nd; 3) Cr, Ni; 4) Co, Cu, Pb, As, Sr; 5) Zn, Rb, Nb, Y, Sn. Цирконий занимает самостоятельное положение и практически не связан с остальными микроэлементами (рис. 1).

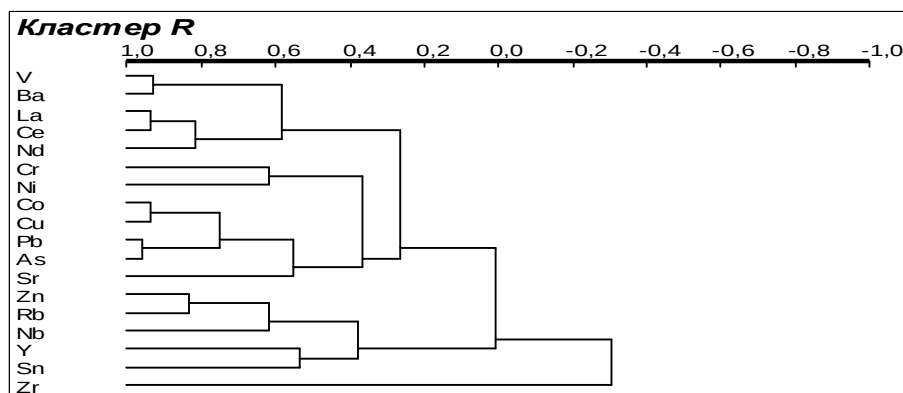


Рис. 1. Дендрограмма R-типа по данным микроэлементного состава лессовидных супесей (пос. Могойтуй).

Следует отметить наиболее сильные корреляционные связи между ванадием и барием, лантаноидами (La, Ce, Nd) и токсичными элементами (Co, Cu, Pb, As) внутри групп.

Несколько иная картина наблюдается в глинистом делювии. Здесь также выделены несколько групп: 1) Cr, Zn, V; 2) Ni, Sn; 3) Rb, La, Ba, Ce, Nb; 4) Co, Cu, Pb, As, Zr, Nd, Y. Цирконий имеет положительную связь с токсичными элементами (кобальт, медь, свинец, мышьяк), а стронций, напротив, занимает особое положение, поскольку не входит ни в одну из выделенных группировок микроэлементов (рис. 2). Лантаноиды не образуют единую группу, как в лессовидных супесях. Барий тесно связан с церием, лантан – с рубидием, между неодимом и цирконием наблюдается положительная корреляция. Хром связан с цинком, никель – с оловом, в отличие от лессовидных супесей, где последний входит в одну группу с иттрием.

В результате анализа дендрограмм в исследуемых грунтах выявлены значительные корреляционные связи между Co и Cu, а также наиболее токсичными элементами – Pb и As.

Впервые рассчитанные индикаторные отношения Ca/Sr, Sr/Ba, Rb/Sr, V/Zn, La/V, Ti/Zr позволили установить общие особенности дисперсных грунтов пос. Могойтуй (табл. 3).

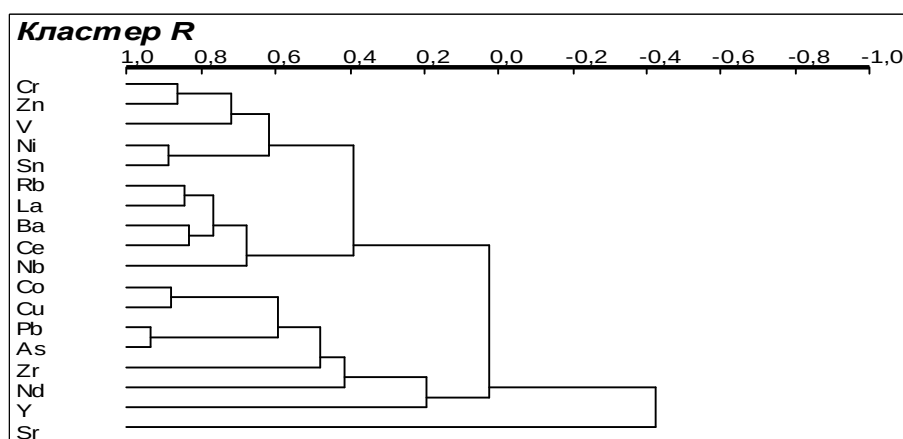


Рис. 2. Дендрограмма R-типа по данным микроэлементного состава глинистого элювия (пос. Могойтуй).

Отношения Ca/Sr изменяются в широких пределах в исследуемых грунтах, в большинстве случаев принимают значения меньше 100, что характерно для районов распространения горных пород, содержащих значительные количества стронция [7]. Значения V/Zn указывают на солончатые условия среды осадконакопления [2]. Отношения Sr/Ba также изменяются в значительных пределах, это связано с геоморфологическими особенностями территорий – их расчленением и дренируемостью. Так, на высоких хорошо дренируемых геоморфологических поверхностях юга Западной Сибири отношение стронция к барию в породах заметно ниже, чем на

сходных по климату, но слабо дренируемых территориях Западно-Сибирской равнины. Эти различия можно объяснить тем, что на первых поверхностях Sr и другие водорастворимые соли выносятся легче, а на вторых их миграция замедлена [5]. В нашем случае минимальное значение Sr/Ba (0,20) зафиксировано в лессовидных супесях (скв. 10 – 4,8–5,0 м) при pH=6,60, максимальное (0,76) – также в супесях (скв.19 – 1,6–1,8 м) при pH=7,60. Значения индикаторов La/V и Ti/Zr находятся практически в одинаковых диапазонах в лессовидных супесях и глинистом элювии, указывая на слабое развитие процессов выветривания.

Таблица 3

Диапазоны значений Ca/Sr, Sr/Ba, Rb/Sr, V/Zn, La/V, Ti/Zr в дисперсных грунтах (пос. Могойтуй)

Ca/Sr	Sr/Ba	Rb/Sr	V/Zn	La/V	Ti/Zr	pH
dQ ₄ – ls (n =12)						
31–112	0,20–0,76	0,16–0,83	1,59–2,22	0,40–0,60	10,72–17,76	6,60–7,90
Ca/Sr	Sr/Ba	Rb/Sr	V/Zn	La/V	Ti/Zr	pH
e/сл – gln (n = 9)						
30–116	0,22–0,6 0	0,22–0,69	1,71–2,02	0,42–0,56	13,06–18,38	7,00–7,75

Представленные материалы, связанные с определением геохимических индикаторов в грунтах, соответствуют начальному этапу наших исследований в данном направлении и требуют дополнительного изучения.

1. Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. – С. 18–19.
2. Задкова И.И., Поспелова Л.Н., Симонова В.И. Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – 51 с.
3. Портнова В.П. Инженерно-геологические условия Центрального и Восточного Забайкалья / В.П. Портнова. – М.: Недра, 1976. – 230 с.
4. Ревенко А.Г., Ревенко В.А., Худоногова Е.В., Жалсараев Б.Ж. Рентгенофлуоресцентное определение Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Ba, La, Ce в горных породах на энергодисперсионном спектрометре с поляризатором // Аналитика и контроль. – 2002. – Т.6, № 4 – С. 400–407.
5. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири / А.И. Сысо; отв. ред. И.М. Гаджиев ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т почвоведения и агрохимии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 277с.
6. Худоногова Е.В., Ревенко А.Г., Акулова В.В., Штельмах С.И. Разработка методики определения оксида фосфора, серы и хлора в почвах и осадочных породах рентгенофлуоресцентным методом // Структура, функционирование и эволюция горных ландшафтов Западного Прибайкалья. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2005. – С. 105–111.
7. Худяев С.А. Стронций в компонентах ландшафтов юга Обь-Иртышского междуречья: Автореф. дисс. канд. биол. наук. – Новосибирск, 2008. – 19 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

Ч.Эрдэнэжаргал¹, И.К.Козаков³, В.И. Лебедев²

¹Институт геологии и минеральных ресурсов академии наук Монголии, Улан-Батор, jagaa1978@yahoo.com

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, vil@tikopr.sbras.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ivan-kozakov@yandex.ru

Метаморфические комплексы, слагающие Бодончинский блок, прослеживаются вдоль Булганского разлома в пределах зоны сочленения раннегерцинского Южно-Алтайского пояса и каледонского Монгольского Алтая. С севера этот блок ограничен системой разрывов, параллельных северо-западным структурам зеленосланцевых толщ палеозоя, а с юга срезан северо-западными и субширотными зонами милонитов, связанных с глубинными разломами (Булганский, Заалтайский), которыми отделен от островодужных и океанических комплексов герцинид Южно-

Монгольского пояса [3]. Кристаллические породы слагают тектонические пластины шириной от сотен метров до 15-20 км и протяженностью от первых до 50-60 км [4] (рис 1).

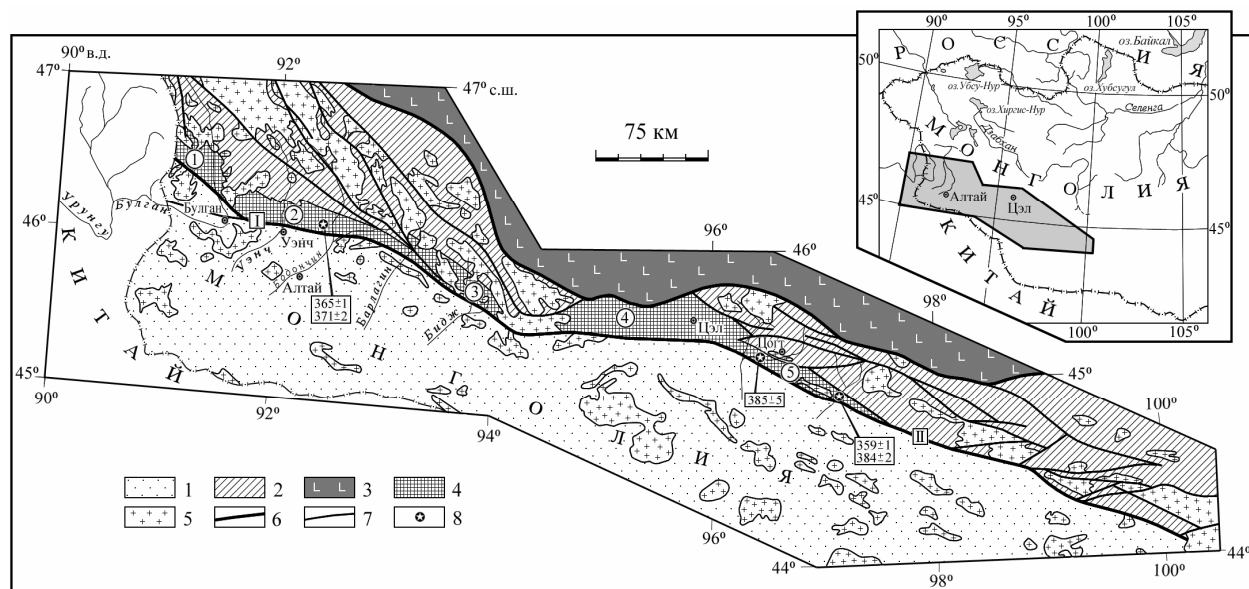


Рис 1. Схема тектонического положения кристаллических комплексов Монгольского и Гобийского Алтая [4]. 1 – герциниды Южно-Монгольского пояса; 2 – каледониды краевой части Северо-Азиатского палеоконтинента; 3 – ранние каледониды Озерной зоны; 4 – тектонические пластины кристаллических пород герцинского Южно-Алтайского метаморфического пояса; 5 – посткинematicкие гранитоиды (поздний палеозой-ранний мезозой); 6 – глубинные разломы, разделяющие тектонические структуры (I – Булганский, II – Заалтайский); 7 – разломы; 8 – положение точек датирования, возраст указан в миллионах лет. Цифры в кружках – блоки кристаллических комплексов: 1 – Булганский, 2 – Бодончинский, 3 – Барлагинский, 4 – Цэлский, 5 – Цогтский.

В Бодончинском блоке фиксируется проявление зонального регионального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии. Уровень метаморфизма меняется с севера на юг от низкотемпературной зеленосланцевой фации до высокотемпературной амфиболитовой фации. Типовыми парагенезисами глиноземистых пород являются: дистен-ставролит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварц и гранат-дистен-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц; в локально развитых более высокотемпературных зонах установлен парагенезис: силлиманит-гранат-биотит-ортоклаз-плагиоклаз-кварц. Вдоль зон, представленных наиболее высокотемпературными членами низкоградиентной метаморфической зональности, проявлены процессы мигматизации, а с процессами ультраметаморфизма в высокотемпературных областях зонального комплекса связано формирование автохтонных, субавтохтонных и аллохтонных мигматитов, гранатовых аплитов, керамических, мусковитовых и бериллсодержащих пегматитов. Формирование сланцев в среднетемпературных зонах сопровождалось интенсивной флюидной переработкой, проявившейся в образовании многочисленных зон гранатового и ставролитового порфиروبластеза, крупнозернистых меланократовых участков, обогащённых железом-магнезиальными и глинозёмистыми минералами (ставролитом, гранатом, дистеном, биотитом, хлоритом) и не содержащих кварца и полевого шпата, а также мощных зон развития метаморфогенных метасоматитов. Среди метасоматитов преобладают Fe-Mg-Al метасоматиты (гранатовые слюдиты, гранатовые жедрититы, турмалиниты, гранат-жедрит-кордиеритовые и турмалин-хлоритовые породы) [3].

Границы метаморфических зон не всегда легко устанавливаются, что определяется составом пород и сложным строением блоков, представляющих собой системы чешуй. Степень метаморфизма постепенно возрастает с севера на юг, достигая максимума в зоне силлиманита, и затем снижается. Южная часть зональности срезается Булганским разломом (рис.1). Среди пород, метаморфизованных в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии, представлены реликтовые породы и парагенезисы, связанные с ранним метаморфизмом андалузит-силлиманитовой (Бучанской) фациальной серии. Иногда это будины, иногда участки породы в

тектонических линзах или в ядрах складок, сформировавшихся в ходе раннего метаморфизма. Уровень этого раннего метаморфизма изменялся от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Парагенезисы эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации содержат плагиоклаз + кварц + биотит + гранат + андалузит $\pm$ ставролит $\pm$ мусковит; плагиоклаз + кварц + биотит + мусковит. Наиболее распространены парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой фации (в паропородах: плагиоклаз + кварц + биотит + гранат $\pm$ кордиерит $\pm$ sillimanит $\pm$ калишпат), проявленные и в среднетемпературных зонах позднего метаморфизма. Отмечается развитие дистена по андалузиту и замещение sillimanита фибролитом. Высокотемпературный амфиболитовый метаморфизм андалузит-sillimanитовой фациальной серии сопровождался мигматизацией и завершился внедрением гранитов [3].

Среди метаморфических пород дистен-sillimanитовой серии встречаются отдельные реликты структур и пород раннего метаморфического цикла, относящегося к андалузит-sillimanитовой фациальной серии. В возрастном интервале между ранним и поздним метаморфическими циклами эти породы были прорваны многочисленными телами пегматитов и аплитовидных гранитов ультраметагенного происхождения. Метаморфические процессы в Бодончинском блоке коррелируются с закрытием Южно-Монгольского бассейна, которое произошло 360-390 млн. лет тому назад [1]. В пределах ставролитовой зоны в Бодончинском блоке наблюдается широкая полоса пород протяженностью 6-8 км и мощностью около 400 м, в которой среди гнейсов и сланцев широко распространены мелано- и мезократовые жедритсодержащие породы (парагенезисы жедрит + гранат + кордиерит + биотит $\pm$ роговая обманка, гранат + кордиерит + биотит, гранат + кордиерит, ставролит + хлорит + мусковит и другие) и гранат-биотитовые слюдиты (биотит + гранат $\pm$ дистен) и гранат-биотитовые слюдиты (биотит + гранат $\pm$ дистен). Характерной особенностью этих пород является высокие содержание Al, Fe, Mg и низкое – Si, Ca и щелочей [1].

Результаты петрографических исследований отражены на диаграмме Маракушева (рис 2). В процессе формирования пород низкоградиентного метаморфизма температуры изменялись в интервале 400-800 °C, а давление – 200-800 МПа на глубинах 20-30 км.

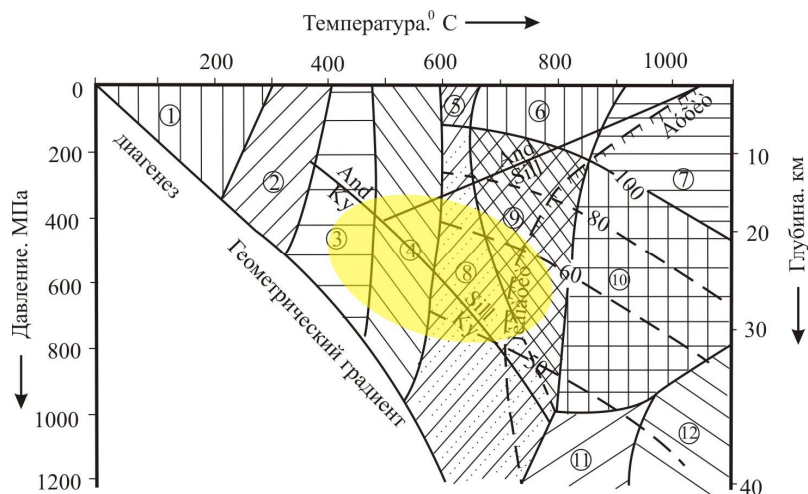


Рис 2. Метapelитовая минеральная фация: 1 - глинистый сланец; 2 - филлит; 3 - хлорит-мусковитовые сланцы с андалузитом и с дистеном); 4 - биотит-мусковитовые сланцы и гнейсы с андалузитом sillimanитом и дистеном); 5-7 - роговики (5 - биотитовые, 6 - андалузит-кордиеритовые, 7 - пироксен-кордиеритовые); 8 - андалузит-биотитовые, sillimanит-биотитовые гнейсы; 9 - андалузит-гранат-кордиеритовые и sillimanит-гранат-кордиеритовые гнейсы; 10 - гранат-кордиеритовые с гиперстеном гнейсы; 11 - sillimanит-гранат-гиперстеновые гнейсы; 12 - кварц-сапфириновые гнейсы. Изолинии глиноземистых пород (гранат-sillimanит-кордиеритовых гнейсов) показаны пунктирными линиями.

В Бодончинском блоке для пород низкоградиентного метаморфизма по циркону из синметаморфических аплит-гранитов и габбридов были получены датировки абсолютного возраста 365 ± 4 и 371 ± 2 млн. лет, а в Цогтинском блоке для высокоградиентного метаморфизма – 385 ± 5 млн лет. Для оценки возрастного интервала накопления толщ были проведены исследования детритовых цирконов метатерригенных пород Бодончинской тектонической

пластины [6]. Хорошая сохранность кристаллов циркона при очень слабом проявлении следов механического воздействия позволяет предполагать, что исследованные гнейсы были сформированы за счет разрушения магматических пород без существенного перемещения материала. Полученная датировка 458 ± 4.5 млн. лет определяет нижнюю границу интервала накопления метатерригенных толщ Бодончинской тектонической пластины.

Верхняя граница метаморфических толщ определяется возрастом раннего эпизода метаморфизма 385 ± 5 млн. лет, т. е. возрастной интервал их накопления, соответствующий позднему ордовику-раннему девону, не превышал 60-70 млн. лет [3]. Верхняя граница накопления метаморфизованных толщ определяется возрастом раннего эпизода метаморфизма 385 ± 5 млн. лет, т. е. возрастной интервал их накопления, соответствующий позднему ордовику-раннему девону, не превышал 60-70 млн. лет [3].

1. Азимов П.Я, Козаков И.К. Жедритовые метасоматиты Бодончинского блока (Южно-Алтайский метаморфический пояс). – Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2007. – С. 7-8.
2. Балжинням В. Метаморфических пород. – Улан-батор, ШУТИС, 2004. – 245 с.
3. Козаков И.К, Сальникова Е.Б, Котов А.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально- Азиатского складчатого пояса: Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 137-170.
4. Козаков И.К, Диденко А.Н, Азимов П.Я, Кириозова Т.И, Сальникова Е.Б, Анисимова И.В, Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника, 2011 (в печати).
5. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. – Л.: Наука, 1986. – 144 с.
6. Козаков И.К., Кириозова Т.И., Плоткина Ю.В. Возраст источника метатерригенных пород Южно-Алтайского метаморфического пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17. № 1. – С. 41-48.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА

Цыренов Б.Ц.

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

Гранитоиды Ангара-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 монцонитов (Хасуртинский массив), представляющих наиболее основные по составу разновидности пород АВБ. Циркон был выбран по двум причинам: во-первых минерал устойчив к вторичным процессам изменения, т.е. 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.

Рис 1. Негомогенизированные включения в цирконе

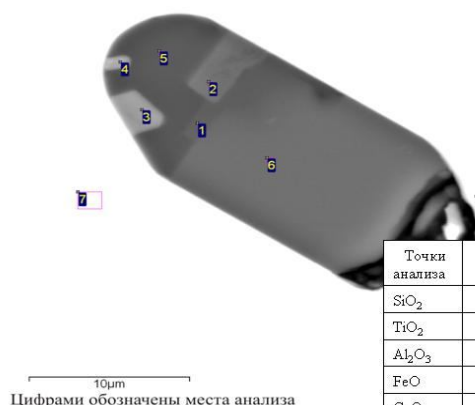


Таблица 1. Состав фаз во включении (рис. 1)

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

В общей сложности проведено 16 экспериментов по закалочной методике. В включениях с помощью электронного сканирующего микроскопа (LEO 1430 VP), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA Energy. В составе неомогенизированных включений с помощью электронного сканирующего микроскопа (LEO 1430 VP), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA Energy, были идентифицированы: кварц, К 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. Плавление включений произошло при $920-950^{\circ}\text{C}$ с образованием пузырька, который не растворился при выдержке 2ч. (рис 2). С помощью электронного микроскопа был изучен состав трех омогенизированных включений (рис 3). Как видно из таблицы 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 2. Расплавное включение в проходящем свете
а) при $t = 800^{\circ}\text{C}$ б) при $t = 920^{\circ}\text{C}$

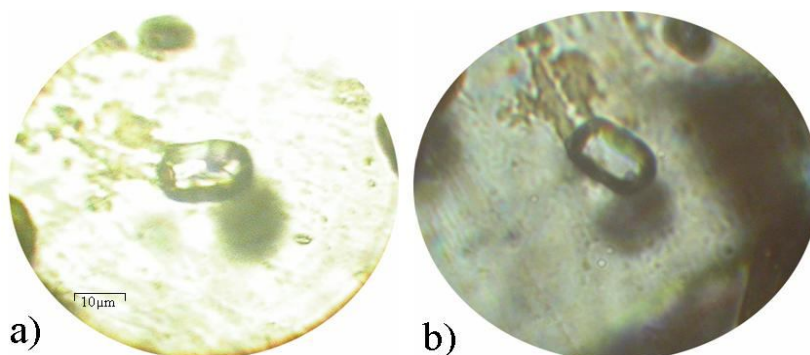


Рис. 3. Гомогенизированные расплавные включения в цирконе

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 °С; 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 гранитоидов 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.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Абушкевич В.С., Ларин А.М. ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ (SR, ND, PB) МЕТАСОМАТИТОВ И АССОЦИИРУЮЩЕЙ КАССИТЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОХОВОЕ В ПРЕДЕЛАХ ГРАНИТОИДОВ БАМБУКОЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	4
Аюржанаева Д.Ц. ЗОЛОТО – ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА ЧЕРЕМШАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЫСОКОЧИСТОГО КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	7
Бадмацыренова Р.А. БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	9
Бадмацыренова Р.А. ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ МАССИВЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ АПАТИТОВАЯ И ТИТАНОМАГNETИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ...10	
Базаров А.Д. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ИЗГИБНЫХ ВОЛН В ЛЕДОВОЙ ПЛАСТИНЕ	11
Бурмакина Г.Н. СВИДЕТЕЛЬСТВА УЧАСТИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ В ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	12
Бурцева М.В., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Канакин С.В. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ В КАРБОНАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	17
Бутанаев Ю.В., Прудников С.Г. ОЦЕНКА АКТИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ НА УСЛОВИЕ СТРОИТЕЛЬСТВА КЫЗЫЛ-ТАШТЫГСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА (ТЫВА)	22
Васильев В.В., Мошиченко Н.А. ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СОЗДАНИИ ЦИФРОВОЙ КАРТЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ РОССИИ	25
Васильев В.И., Борхонова Е.В., Чернявский М.К., Васильева Е.В. ЧИСЛЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	26
Васильев В.И., Васильева Е.В. ПРОГНОЗ АНТРОПОГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	32
Васильева Е.В., Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. ВОЗМОЖНОСТЬ УЧАСТИЯ МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОТЕРМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО И ЧИСЛЕННОГО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	36
Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бусько А.Е. МЕТОДИКА СЦИНТИЛЛЯЦИОННОГО АТОМНО-ЭМИССИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ AU, AG В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СРЕДАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОТОДИОДНЫХ ЛИНЕЕК С ВЫСОКИМ ВРЕМЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ	38
Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бусько А.Е. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛОТЫХ И СЕРЕБРЯНЫХ ЧАСТИЦ В СТАНДАРТНЫХ ОБРАЗЦАХ ПОРОД И РУД	42
Гармаев Б.Л. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ХОРИНГОЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ	46
Гармаева Е. А. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ РУД ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	49
Гордеева О.Н., Белоголова Г.А. РТУТЬ В СИСТЕМЕ «ПОЧВА-РАСТЕНИЕ» В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ПРИАНГАРЬЯ	52
Горлачева Н.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ХАМАР-ДАБАН И ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)	56
Грицко П.П., Гребенщикова В.И. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В ПОЧВАХ И ПОЧВОГРУНТАХ Г. ИРКУТСКА И ЕГО ОКРУЖЕНИЯ	58
Громов П.А., Войтенко В.Н., Якубовская А.О., Гонегер А.В. ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОНЁВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО	

РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	60
Дамдинов Б.Б. ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ БЛАСТИ.....	63
Дамдинова Л.Б. ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВА РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ РАЗНОТИПНУЮ ШТОКВЕРКОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ ПЕРВОМАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ.....	65
Данзанов В. Б. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ НАХОЖДЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	68
Елбаев А.Л. ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	71
Изыхеев В.С., Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ – ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ.....	74
Исаев П. В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	77
Кужугет Р.В., Монгуш А.А., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. МОРФОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ХААК-САИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУВА).....	81
Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛОВ В ПОРОДАХ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА.....	85
Лукашенко С.В., Пилипенко Г.Н. РЯБИНОВСКОЕ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ И ЕГО МЕСТО В СОВРЕМЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН).....	88
Мальшев А.В. НОВЫЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО УЛЬТРАМАФИТ- МАФИТОВЫМ КОМПЛЕКСАМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕТЕШИХИНСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ).....	92
Мальшев А.В., Кислов Е.В. МАГНИЙСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВОВ “МЕТЕШИХИНСКОЙ” ГРУППЫ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ.....	95
Мезенцев С.Е. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ СУЛЬФИДНЫХ РУД ЖЕЛОССКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).....	97
Мельников А.В. МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ.....	99
Мельников А.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ.....	102
Мурзинцева А.Е. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРЯТИИ В КОЛЛЕКЦИЯХ МУЗЕЯ БУРЯТСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА СО РАН.....	104
Полянский Р.В., Лохов К.И. U-РВ И LU-НФ ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В ЦИРКОНАХ, ИХ СВЯЗЬ С МЕТАСОМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ).....	106
Рампилов М.О., Рипп Г.С., Канакин С.В. РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	110
Ситникова В.С. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ КЫДЖИМИТСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	114
Халбаев В.Л., Гребенщикова В.И. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ПОЧВАХ И ПОЧВОГРУНТАХ г. ИРКУТСКА И ЕГО ОКРУЖЕНИЯ.....	115
Ходырева Е.В., Ласточкин Е.И., Патрахина А.В., Рипп Г.С. АПАТИТЫ ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	117
Хонинов Ч.В., Мочалкина Л.Н. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ.....	119
Хураган Ч.М., Прудников С.Г. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО КОРЕННЫХ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУРТУШИБИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН).....	121

Чернявкий М.К. ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	125
Чубаров В.М., Суворова Л.Ф., Костровицкий С.А., Финкельштейн А.Л. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛЕНТНОГО СОСТОЯНИЯ ЖЕЛЕЗА В ПИКРОИЛЬМЕНИТАХ МЕТОДАМИ РЕНТГЕНОВСКОГО ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО МИКРОАНАЛИЗА И РЕНТГЕНО- ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА.....	128
Чувашова И.С. ПРОБЛЕМА ИДЕНТИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ НЕСООТВЕТСТВИИ СОСТАВА ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ФАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.....	132
Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Пройдакова О.А., Васильева И.Е. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЫШЬЯКА В СОПРЯЖЕННЫХ СРЕДАХ "ВОДА–ПОЧВА–РАСТЕНИЕ" АТОМНО-ЭМИССИОННЫМ МЕТОДОМ.....	134
Шабанова Е.В., Васильева И.Е. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МЕТОДИКА ОДНОВРЕМЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ 20 ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ МЕТОДОМ АТОМНО- ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ ПО СПОСОБУ ВДУВАНИЯ-ПРОСЫПКИ.....	137
Штельмах С.И. ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ РАЙОНА ПОС. МОГОЙТУЙ (ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ).....	142
Эрдэнэжаргал Ч., Козаков И.К., Лебедев В.И. ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОДОНЧИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ).....	145
Цыренов Б.Ц. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО- ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА	149

