

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ
Геологический институт
Сибирского отделения Российской академии наук
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Бурятский государственный университет

**БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ**

*Материалы
IV Всероссийской молодежной научной конференции
г. Улан-Удэ, 21–26 августа 2017 г.*

Улан-Удэ
Издательство Бурятского госуниверситета
2017

УДК 551:550.3
ББК 26.2
Б 183

Утверждено к печати Ученым советом
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Геологическим институтом Сибирского отделения Российской академии наук

Редакционная коллегия
Л. Р. Цыдыпова, канд. геол.-минерал. наук
Е. В. Васильева, канд. геол.-минерал. наук
В. И. Васильев, канд. геол.-минерал. наук
Д. П.-Д. Санжиева

Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, Грант 17-35-10227_мол_г.

Материалы публикуются в авторской редакции

Б 183 БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ: материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции. — Улан-Удэ: Издательство Бурятского государственного университета, 2017. — 200 с. ISBN 978-5-9793-1076-3

Материалы, представленные в сборнике, посвящены проблемам геологии, геохимии, геофизики, палеонтологии и стратиграфии. В работах обсуждаются результаты исследований молодых ученых по петрологии и минералогии, месторождениям полезных ископаемых, геодинамике, а также возможности применения ГИС-технологий и компьютерного моделирования. Рассмотрены некоторые вопросы аналитических и геофизических исследований.

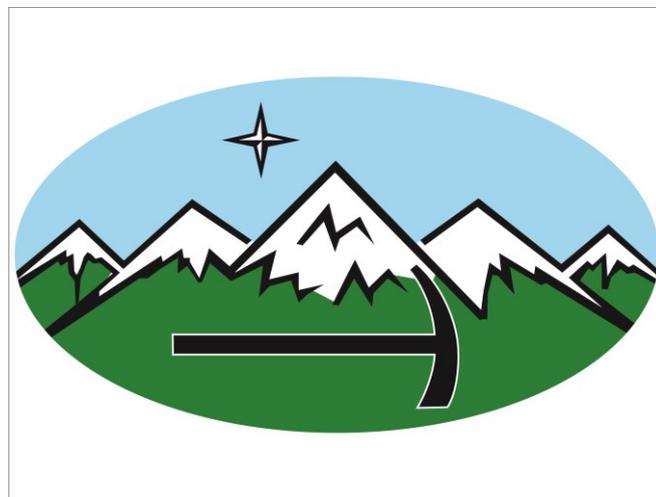
Издание может быть полезно специалистам различных отраслей геологии и горных наук, аспирантам, студентам геологических специальностей.

BAIKAL YOUNG SCIENTISTS CONFERENCE ON GEOLOGY AND GEOPHYSICS: Proceedings of the IVth All-Russian youth scientific conference. — Ulan-Ude: Buryat State University Publishing Department, 2017. — 200 p. ISBN 978-5-9793-1076-3

The volume contains short papers concerning problems of geology, geochemistry, geophysics, paleontology and stratigraphy. The papers present results of young scientists' investigations devoted to petrology, mineralogy, mineral deposits, geodynamics, possibilities of GIS application and computer modeling. Some questions of analytical and geophysical research are considered.

The volume can be useful to specialists of various branches of geology and mining sciences, graduate students and students of geological specialties

УДК 551:550.3
ББК 26.2



СЕКЦИЯ 1

МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

Председатели:

Рампилов Михаил Олегович

канд. геол.-минерал. наук

Елбаев Алексей Леонидович

канд. геол.-минерал. наук

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

**ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ УНИКАЛЬНЫХ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ
КЛИНКЕРОВ И ПАРАЛАВ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

© И. С. Перетяжко¹, Е. А. Савина¹, Е. А. Хромова²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, pgmigor@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Приводится обзор данных по минералого-геохимическим особенностям и условиям формирования клинкеров и паралав открытого в 2014 году И.С. Перетяжко и Е.А. Савиной Нилгинского пирометаморфического комплекса (Центральная Монголия). Клинкеры содержит реликты пирогенно измененных аргиллитов, кислое стекло, оплавленные зерна кварца, полевых шпатов и новообразованные микролиты (фенокристы) индиалита с краевой зоной ферроиндиалита. В расплавах паралав первыми образовались микролиты шпинели с большими вариациями содержания Fe и фенокристы анортита-битовнита, затем — фенокристы Al-клинопироксена ± мелилита и Mg-Fe оливина. Далее кристаллизовались Ca-фаялит, кирштейнит, пирротин, минералы ренит-куратитовой серии, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гялофан, Ba-ортотлаз), Fe³⁺-герцинит ± (самородное Fe, вюстит, Al-магнетит, фресноит), нефелин ± (кальсилит) и более поздние кальцит, сидерит, барит, целестин, гипс. До настоящего времени ассоциация Ca-фаялита и кирштейнита была описана только в техногенных паралавах, лавах вулкана Colli Albani (Италии) и метеоритах (ангритах). В паралавах обнаружены очень редкие минералы ренит-куратитовой серии, новый конечный член из подгруппы ренита $\text{Ca}_4\text{Fe}^{2+}_8\text{Fe}^{3+}_4\text{O}_4[\text{Si}_8\text{Al}_4\text{O}_{36}]$, тоберморитоподобный минерал $\text{Ca}_5\text{Si}_5(\text{Al},\text{Fe})(\text{OH})\text{O}_{16}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$, высокobarиевая слюда (K,Ba)(Mg,Fe)₃(Al,Si)₄O₁₀F₂. Встречаются также реликты микроэмульсий остаточных силикатных расплавов с большими вариациями содержаний Si, Al, Fe, Ca, K, Ba и Sr, сульфидных и кальцитовых расплавов, а также обогащенных водой силикатно-железистых ± (Mn) флюидных сред. Минеральные и фазовые ассоциации комплекса пиропород не имеют аналогов в мире.

Клинкеры формировались менее 2 млн лет назад в разных частях меловой (K₁) осадочной толщи Нилгинской депрессии при плавлении аргиллитов с валовым составом от дацитов до андезитов. За исключением летучих компонентов, пирогенные изменения аргиллитов были близки к изохимическим. Пиропороды андезито-базальтового состава образовались в процессе плавления карбонатно-силикатных осадочных пород при температурах, превышающих 1450°C. Кристаллизация обогащенных Ca, Fe и недосыщенных по кремнезему мафических паралав происходила в близповерхностных условиях при температурах выше 900-1100°C и летучести кислорода $f\text{O}_2$ от IW до QFM буферов. В локальных областях плавления карбонатно-силикатных осадочных пород и в обособлениях остаточных расплавов среди матрикса паралав флюидное давление было выше атмосферного. Значительные вариации валового состава, большое разнообразие минеральных и фазовых ассоциаций пиропород Нилгинского комплекса (дацитовых, андезитовых, андезито-базальтовых, базальтовых и недосыщенных по кремнезему мафических) объясняются неравновесными условиями кристаллизации расплавов, образованных при частичном либо полном плавлении глинистых и карбонатно-силикатных осадочных пород во время природных угольных пожаров.

При дальнейшем исследовании уникальных пиропород Нилгинского комплекса необходимо: изучить реликты несмесимых силикатных, сульфидных и карбонатных расплавов, а также силикатно-железистых флюидных сред; определить первичный состав карбонатно-силикатных осадочных пород, участвующих в процессах плавления и стадийность их преобразований; установить изотопно-геохимические особенности и возраст пиропород; определить свойства редких и новых минералов. Пиропороды Нилгинского комплекса необходимо сравнить с вулканитами, которые также могли образоваться при плавлении карбонатно-силикатных осадочных пород в более глубоких условиях вулканоматических систем. Например, валовые составы и минеральные ассоциации мелилит- и нефелин-содержащих пород мантийного и корового происхождения на вулканических комплексах Nyiragongo в Конго, Oldoinyo Lengai в Танзании и Colli Albani в Италии имеют много общего с недосыщенными кремнеземом мафическими паралавами Нилгинского комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 16-05-00518 и НШ-9638.2016.5.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ СВЯЗУЮЩЕЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КИМОЗЕРА (КАРЕЛИЯ)

© Н. С. Азарова, А. В. Бовкун

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, Москва,
Россия, nadiya-azarova@mail.ru

Одними из наиболее древних коренных алмазоносных пород мира являются палеопротерозойские кимберлиты Кимозера, располагающиеся в пределах Карельского кратона. Возраст их образования соответствует 1986 ± 4 млн лет (U-Pb датировка мантийных цирконов методом TIMS) [3]. Несмотря на то, что данные кимберлиты содержат кристаллы алмаза крупнее 1 мм [5], промышленная значимость этих пород до сих пор не ясна.

Кимозерское кимберлитовое тело представлено уплощенной удлиненной (~ 2 км) залежью и серией крутопадающих трубообразных тел, сложенных кимберлитовыми брекчиями, туфами, массивными кимберлитами как минимум двух фаз внедрения [4]. Кимберлиты внедрились в габбро-долериты раннего протерозоя и шунгитоносные терригенные породы людиковия [1], слагают в них апофизы, содержат массу их ксенолитов и скиалитов.

Изучены образцы метаморфизованных мелкопорфировых массивных кимберлитов и кимберлитовой брекчии Кимозера, которые различаются по содержанию слюды, карбоната и рудных минералов. Порфировые вкрапленники в изученных породах представлены псевдоморфозами серпентина по оливину размером до 4 мм, а также крупными (до 3 мм) зернами алюмомагнезиохромита, Mn-ильменита и амфибола. В связующей массе кимберлитов Кимозера обильны хлорит, серпетин и карбонаты, в малом количестве присутствуют оксидные минералы, апатит, бадделейт, пентландит, монацит и циркон. Кимберлитовая брекчия отличается от других изученных образцов низким содержанием рудных минералов и широкой распространённостью псевдоморфоз рутила и сфена по ильмениту и вторичных оксидов железа.

Оксидные минералы в изученных породах представлены крупными (до 3 мм) зернами Mn-ильменита (рис. 1), алюмомагнезио- и магнезиохромита, а также мелкими (<100 мкм) выделениями Mn-ильменита, хромшпинелидов, титаномагнетита и магнетита.

Характерной особенностью кимберлитовых пород данной трубки является широкая распространённость Mn-ильменит по сравнению с другими оксидными минералами, а в образце кимберлита, обогащённого карбонатом, распространены шпинелиды. В породах, содержащих амфиболы практически отсутствует ильменит, оксидные минералы представлены хромшпинелидами и продуктами изменения ильменита (рутилом и сфеном). Зерна Mn-ильменита (до 4,8 мас. % MnO) в отдельных случаях мелкие зерна обогащены Nb_2O_5 (до 9 мас. %), часто ассоциируют с монацитом и обычно содержат тонкие структуры распада, представленные магнетитом. Состав крупных вкрапленников (до 0,6 мм) ильменита с хорошо выраженными структурами распада и мелких (до 60 мкм) зерен в связующей массе пород сходен. В образце кимберлитовой брекчии (обр. Ким-3) выделения ильменита почти полностью замещены рутилом и сфеном.

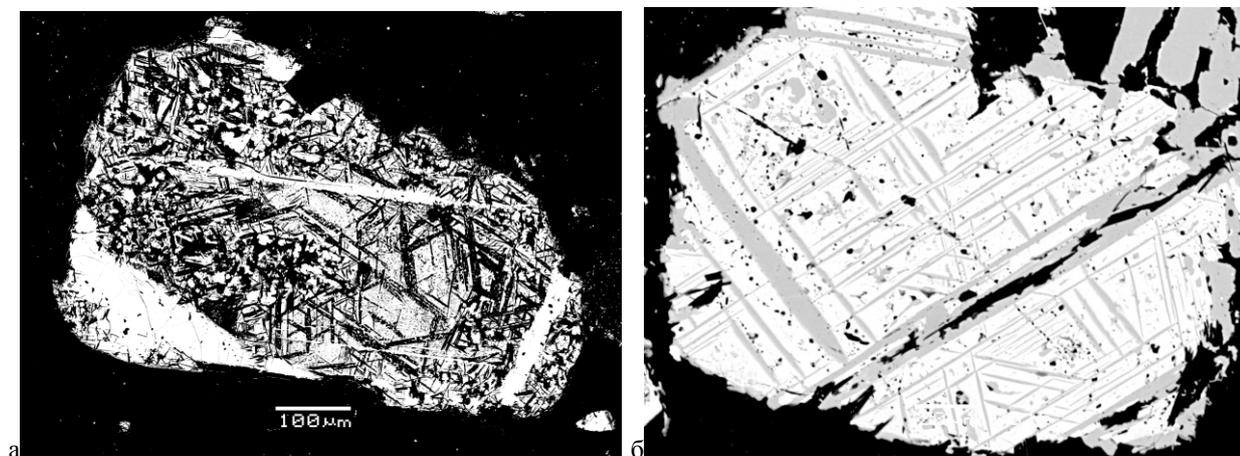


Рис. 1. Зёрна ильменитов со структурами распада в кимберлитовых породах Кимозера.
Изображения в отражённых электронах

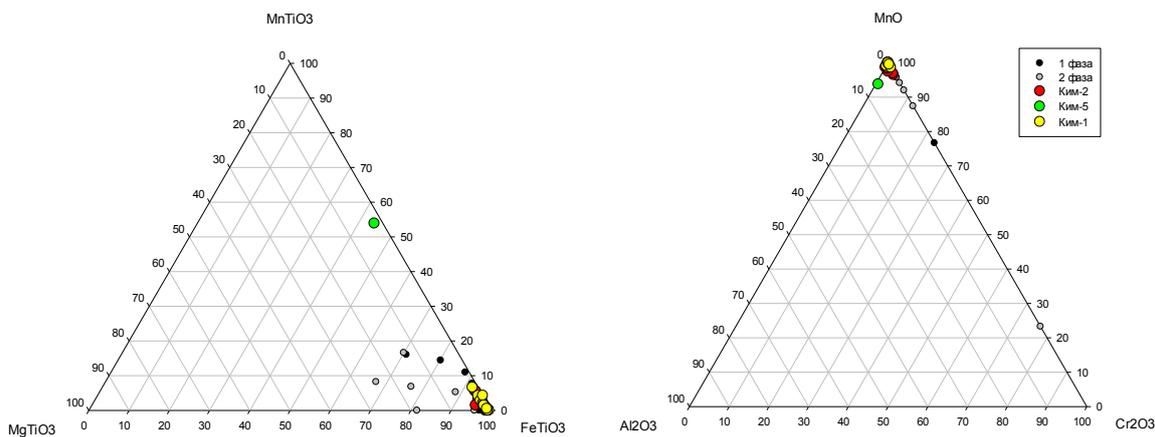


Рис. 2. Диаграммы составов в координатах основных минералов (а) и элементов-примесей (б) для ильменита из кимберлитовых пород Кимозера (крупные кружки — образцы, изученные в данной работе; мелкие кружки — литературные данные [3]).

Микрокристаллические хромшпинелиды представлены идиоморфными зональными зёрнами размером до 60 мкм, центры которых сложены Тi-содержащим хромитом (до 51,6 мас. % Cr_2O_3 ; 1,4-5,6 мас. % TiO_2) с содержанием MgO до 0,8 мас. %, переменным количеством Al_2O_3 (до 11 мас. %) и постоянной примесью MnO (до 1,7 мас. %) и ZnO (до 3 мас. %). К краю зерен содержания Cr , Al и Ti уменьшаются, а количество Fe^{3+} увеличивается. Зерна такого хромита обычно окружены широкими (до 40 мкм) каймами, состоящими из мелкозернистого агрегата Mn -ильменита, магнетита и/или Ti -магнетита с включениями бадделеита и сульфидных минералов.

Кроме того, описанный выше хромит образует каймы вокруг округлых вкрапленников магнезиохромита и алюмомагнезиохромита (до 14,5 мас. % MgO и 61 мас. % Cr_2O_3), имеющих, вероятно, ксеногенное происхождение. Последние иногда встречаются в виде мелких реликтов внутри зёрен Ti -содержащего хромита бедного магнием. Состав вкрапленников и реликтов магнезиохромита и алюмомагнезиохромита сходен с составом шпинелидов из алмазоносных лерцолитов.

В породе встречаются крупные зёрна магнетита размером до 0,5 мм.

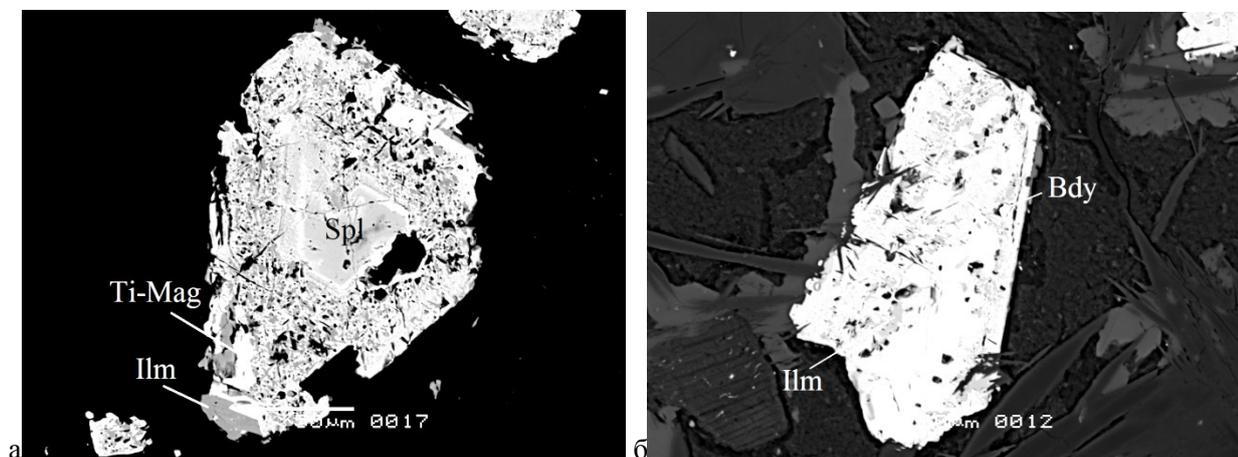


Рис. 3 Хромшпинель с магнетит-ильменитовыми каймами (а) и зерно магнетита с включением бадделеита и ильменита (б) в связующей массе кимберлита трубки Кимозера. Изображения в отражённых электронах

Выводы

Яркой типоморфной особенностью состава микрокристаллического хромита кимберлитов Кимозера является крайне низкое содержание MgO , которое резко отличает его от хромшпинелидов собственно кимберлитового генезиса из связующей массы кимберлитов России и зарубежья, обычно содержащих от 5 до 15 мас. % MgO . Кроме того, для хромшпинелидов из кимберлитов Кимозера характерны примеси MnO и ZnO . Высокое содержание MnO (1,8-4,8 мас. %) свойственно и ильмениту этих пород.

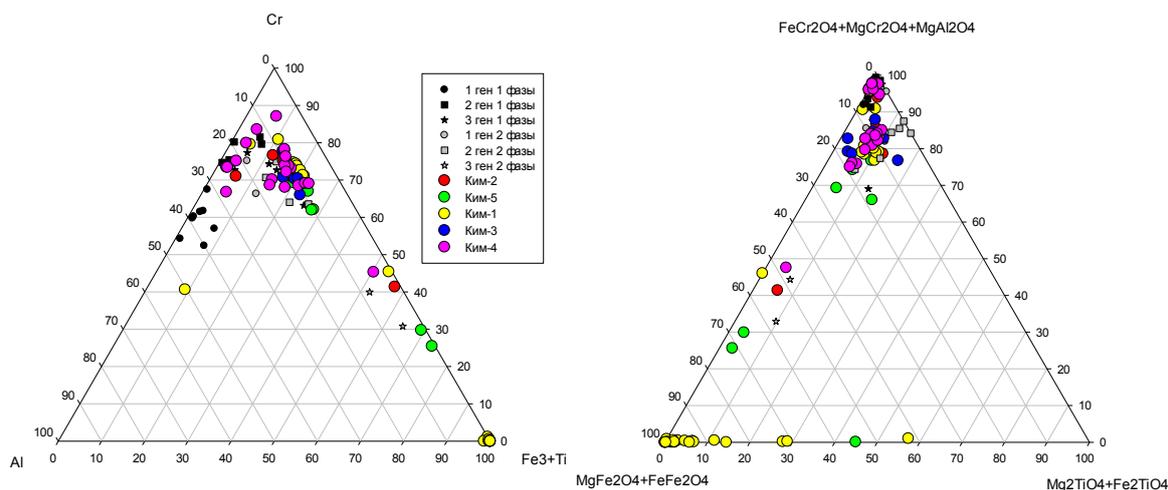


Рис. 4. Диаграммы составов в координатах основных элементах (а) и миналах (б) для шпинелидов из связующей массы кимберлитовых пород Кимозера (крупные кружки — образцы, изученные в данной работе; мелкие кружки — литературные данные [2]).

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) // Ред. Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН. 2011. 431 с.

2. Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2017. В печати.

3. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских кимберлитов Кимозерского проявления (Карелия). В кн. : Мат. IV Росс. конф. изотоп. геохронол. СПб. 2009. С.158-161.

4. Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б., Ушков В.В. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 963-977.

5. Ushkov, V.V.; Ustinov, V.N.; Smith, C.B.; Bulanova, G.P.; Lukyanova, L.I.; Wiggers de Vries, D.; Pearson, D.G. Kimozero, Karelia; a diamondiferous Palaeoproterozoic metamorphosed volcaniclastic kimberlite /9IKC-A-00199.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОВ ХАРИТОНОВСКОГО МОЛИБДЕНИТОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

© В. В. Бурдуковский^{1,2}, Е. Е. Дугданова^{1,2}, М. Д. Буянтуев².

¹Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, info@bsc.buryatia.ru

В Забайкалье широко распространены месторождения и проявления молибденита. Как правило, они генетически взаимосвязаны с лейкогранитами и гранит-порфирами. Традиционно данные граниты относятся к юрско-меловому гуджирскому комплексу, при этом для значительной части их проявлений изотопно-геохронологические исследования не проводились. В настоящем сообщении нами представлены минералого-петрографическая характеристика и U-Pb изотопно-геохронологический (LA-ICP-MS) возраст лейкогранитов Харитоновского Мо-проявления, которые пространственно ассоциируют с триасовыми щелочными сиенитами и гранитами одноименного плутона.

Харитоновский плутон расположен в центральной части позднепалеозойской Монголо-Забайкальской провинции, на правом берегу р. Селенги, а в приустьевой части ее правого притока — р. Хилок. Он обнажается на площади 230 км², сложен породами двух последовательных сиенит-гранитных серий — субщелочной и щелочной, в которых сиениты преобладают [1]. Вмещающими породами Харитоновского массива являются позднепалеозойские гранитоиды.

Породы субщелочной серии образуют северную и западную части плутона. Субщелочные (или щелочно-полевошпатовые) сиениты массивные крупно- и среднезернистые сиреневато-розовые, светло-серые породы. Породообразующим минералом сиенитов является K-Na полевой шпат (85-97%), второстепенные — кварц, биотит, амфибол, пироксены (салит-авгит). Субщелочные (щелочно-полевошпатовые) граниты от сиенитов отличаются высоким содержанием кварца (до 20%). Между сиенитами и гранитами имеются переходные разновидности — граносиениты.

Щелочная серия образована щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Для пород характерны сиреневато-серые, розово-серые, розовые тона окраски. Главными породообразующими минералами, слагающие около 90% объема породы, являются щелочной полевой шпат и кварц. Главные темноцветные минералы эгирин и щелочной амфибол [2].

Лейкограниты вмещающие Мо-минерализацию образуют небольшие штокообразные тела размером (1x1 км) рвущие щелочно-полевошпатовые сиениты в северо-восточной части Харитоновского плутона. Лейкограниты — это среднезернистые двуполевошпатовые порфирированные породы. Соотношение плагиоклаза и щелочного полевого шпата — один к одному. Вкрапленники представлены кварцем и сростками полевых шпатов, среди акцессорных минералов отмечены биотит, рудный минерал, циркон.

Возраст щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов, определенный U-Pb изотопным TIMS методом составляет 230 млн лет [4].

С помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода [3] нами исследовалось 30 цирконов из лейкогранита. Значительная часть определений показала их дискордантное положение на графике Аренса-Везерилла ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Конкордантный $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст оказался возможным рассчитать только по семи точкам, который составил 195.8 ± 2.5 млн лет при СКВО=1.08. Для 15 точек с ^{207}Pb -коррекцией на обыкновенный свинец рассчитан средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 194.3 ± 1.6 млн лет при СКВО=1.8. Оба значения в пределах ошибки определения совпадают [4].

Таким образом, лейкограниты по петрографическому составу существенно отличаются от щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов Хоринского плутона наличие большого количества плагиоклаза. Этот факт позволяет отнести Мо-носные лейкограниты к менее щелочным разновидностям — к известково-щелочной серии.

Более молодой возраст лейкогранитов (195 млн лет), чем возраст пространственно ассоциирующих щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитоидов (230 млн лет) подтверждается секущим положением лейкогранитных штоков к щелочно-полевошпатовым сиенитам.

Кроме того, полученные новые изотопно-геохронологические данные позволяют зафиксировать раннемезозойский этап Мо-гранитодного магматизма в Западном Забайкалье.

1. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 230 с.

2. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Беа Ф. Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит — гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье) // Геохимия. 1994. № 8-9. С. 1180–1200.
3. Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно — секторной масс — спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. М. т. 57. № 1. С. 241–258.
4. Reichow M. K., Litvinovsky B. A., Parrish R. R., Saunders A. D. Multi stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite granite suites in the Mongolian Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry / Chemical geology. 2010.

**ГРАНИТОИДЫ ДАУРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
(ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ**

© Т. А. Гонегер

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

Гранитоиды Даурского интрузивного комплекса С_{3d} широко развиты в Центральном Забайкалье и расположены к югу от Монголо-Охотского разлома. В бассейнах рр. Чикой, Ингода, Онон, гранитоиды слагают многофазные массивы, ориентированные в СВ и близмеридиональном направлениях. Самый крупный из изученных нами, это Югальский массив, располагается к югу от р. Чикой в бассейнах рр. Югал, Аца и Менза и представляет собой северное окончание Хэнтей-Даурского батолита.

Югальский массив имеет многофазное строение и сложен серыми крупно-среднезернистыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами первой фазы, биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми порфиroidными гранитами и лейкогранитами второй фазы, а также лейкократовыми, аплитовидными гранитами и пегматитами жильной серии. Следует отметить, что геолого-съёмочными работами были выделены габброиды, входившие в состав первой интрузивной фазы. Нами габброиды не изучались. Они имеют весьма не широкое распространение и относятся, как мы полагаем, к экзоконтактовым преобразованиям.

Табл.1. Изотопно-геохронологические датировки полученные Ar-Ar методом по биотиту [1] и U-Pb метод по циркону [3].

№ п.п.	Массив	Порода	Минерал	Индекс	Ar-Ar*	U-Pb**
1	Котойский	Гнейсо-гранодиорит	Биотит	Ант-4/5	228,3 +/-5,4 (T ₃)	
2	Унгойский	Гнейсо-лейкогранит	Биотит	Ант-10/12	164,1 +/-1,5 (Y ₂)	
3	Унгойский	Гранит ГИФ	Биотит	Ант-10/11	173,8 +/-1,6 (Y ₂)	
4	Могзонский	Гнейсо-гранит	– « –	Ант-5/2	123,9 +/-1,3 (K ₁)	
			По данным А.Ю. Антонов Тихоокеанская геология, 2016.			
5	Югальский	Гранит I ИФ	Циркон	ЧК-26	-	456-458 (O ₃)
			По данным И.В. Гордиенко и др., 2012.			

Гранодиориты I интрузивной фазы представляют собой серые крупно-среднезернистые породы с массивной структурой. Основными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз 40%, калиевый полевой шпат — микроклин 25%, кварц 25%, пироксен 2%, биотит 6%. Акцессорные представлены апатитом 1%, цирконом 1%. При изучении под электронным микроскопом в ассоциации с цирконом встречен редкий акцессорный минерал гранитов — ксенотим. Вторичные: хлорит, серицит, эпидот, монацит. Калиевый полевой шпат — микроклин четко выражает решетчатое строение. Выделения его преимущественно свежие и имеют ксеноморфный характер. Кварц образует зерна неправильной формы с волнистым погасанием.

Граниты II интрузивной фазы — светло-серые среднезернистые порфиroidные двуслюдяные породы. Состоят из КПШ — микроклин 40%, плагиоклаз 25%, кварца 30%, биотита 2%, мусковита 1%. Акцессорные: апатит 1%, циркон 1%. Отмечаются прорывание жилами и дайками лейкократовых,

аплитовидных гранитов и пегматитов. Рудные минералы встречаются крайне редко, представлены в основном пиритом с гетитом во внешней кайме и небольшими включениями халькопирита в центре зерен.

Данные гранитоиды по содержанию суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и K_2O разделяются на две серии: умереннокалиевые низкощелочные ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$) и высококалиевые субщелочные ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$). Индекс ASI, показывающий насыщенность алюминием различен: гранитоиды I-интрузивной фазы попадают в поле пералюминивых пород, индекс $\text{ASI}>1$, а гранитоиды II-интрузивной фазы массива лежат на границе мета — и пералюминевых пород, для этого ряда переходных разностей индекс $\text{ASI}=1$. Таким образом, петрохимическое разделение интрузивных фаз по типам имеет генетическое значение.

Тренды распределения РЗЭ в породах массива имеют отрицательный наклон. Четко проявляется отрицательная Eu-аномалия. Граниты I — интрузивной фазы больше обогащены тяжелыми редкоземельными элементами, чем граниты II-интрузивной фазы и поэтому имеют различный вид кривой распределения, при относительно равных содержаниях легких редкоземельных элементов. В субщелочных гранитах заметно повышается редкометальный фон по следующим элементам: Cs, Li, Sn, Sb, Mo, U, Th.

На основании полученного U-Pb изотопного возраста гранодиоритов I интрузивной фазы по циркону который составляет 456-458 млн лет [3], что соответствует верхнему ордовику, предполагается что существовало два этапа внедрения гранитоидов данного плутона. К началу первого этапа — конец ордовика уже завершилось формирование Куналейского (U-Pb изотопный возраст ортоамфиболитов (метабазальтов) 484 ± 2 млн лет) и Онон-Кулиндинского океанических бассейнов (U-Pb изотопный возраст базальтов 476 ± 5 млн лет) образованием аккреционно-коллизонной структуры региона [3]. Второй этап — мезозойский, в течении этого времени в регионе происходило формирование зонального магматического ареала с ядром в виде Хэнтей-Даурского батолита и зонами рифтогенеза по его обрамлению под действием Монгольского плюма [4]. Как показано в табл. 1, полученные Ar-Ar изотопно-хронологические датировки подтверждают выводы о более широком проявлении на данной территории именно мезозойских гранитоидных образований. Состав и возраст изученных массивов мезозойских гранитоидов не однороден, и по ним намечается вещественная зональность, при которой с запада на восток и на север региона наблюдается их некоторое омоложение (от раннего мезозоя к позднему) [1].

1. Антонов А.Ю., Травин А.В. К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составах его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 29–48.

2. Гонегер Т. А., Елбаев А. Л. Петрогеохимические особенности гранитоидов Даурского интрузивного комплекса (Центральное Забайкалье) // XXVI Всероссийская молодежная конференция. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 48–49.

3. Гордиенко И. В. Новые данные по магматизму и геологическому строению Центрального Забайкалья / И. В. Гордиенко и [др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН, 2012. С. 60–62.

4. Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, №5. С. 375–399.

МИГРАЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ

© А. А. Долгая^{1,2}

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, adolgaya@kscnet.ru

²Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский, Россия

Исходные данные

Геодинамический процесс в пределах тектонически активных зон планеты проявляется в виде сейсмических и вулканических событий, распределенных вдоль длинных и узких поясов. Это позволяет моделировать развитие сейсмического и/или вулканического процесса как одномерную последовательность событий, происходящих вдоль некой «центральной» линии пояса в течение рассматриваемого периода времени.

В данной работе исследовались особенности пространственно-временного распределения сейсмических и вулканических событий, произошедших в пределах зон с преобладающими растягивающими напряжениями в земной коре (зон спрединга, рифта). В качестве примеров сейсмически активных регионов были выбраны Срединно-Атлантический хребет и Байкальская рифтовая зона (БРЗ). В целях данного исследования была выдвинута следующая гипотеза: так как при извержениях вулканов (не зависимо от типа извержения) поднимающийся на поверхность материал создает растягивающие напряжения, вулканические пояса можно рассматривать как зоны растяжения. Поэтому закономерности миграции вулканической активности исследовались на примере окраины Тихого океана, Бонин-Марианской дуги, рассматриваемой отдельно от остальной окраины, и Срединно-Атлантического хребта.

В качестве информационной основы исследования выступила база данных очагов землетрясений и извержений вулканов [1], созданная при участии автора. В качестве энергетической характеристики процесса используется магнитуда M для землетрясений и индекс вулканической активности W для извержений вулканов (пропорциональный объему изверженного материала). Статистические параметры каталогов, использованных для проведения исследований, представлены в табл. 1.

Табл. 1. Статистические параметры исследуемых каталогов

Землетрясения				
Регион	M	$T, год$	N	b
Срединно-Атлантический хребет	5.5 ÷ 7.6	1961 — 2013	1042	-1.15
Байкальский рифт	4.0 ÷ 7.4	1902 — 2013	406	-0.84
Извержения				
Регион	W	$T, год$	N	B
Срединно-Атлантический хребет	1 ÷ 6	-8910 — 2011	327	-0.39
Окраина Тихого океана	1 ÷ 7	-9650 — 2013	5013	-0.52
Бонин-Марианские острова	1 ÷ 5	-8020 — 2013	155	-0.47

Примечание: T — временной диапазон каталога, N — число событий, b — угол наклона графика повторяемости землетрясений, B — угол наклона графика повторяемости извержений.

Методика исследования

Для исследования пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса автором был предложен метод ИМСИВА (метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности), предполагающий выполнение следующих этапов [2]:

1) Формирование исходной выборки событий. Определяется географический регион, временной интервал, диапазон магнитуд (индексов эксплозивности W для извержений) и глубин (только для землетрясений).

2) Построение осевых линий, вдоль которых изучается миграция сейсмической и вулканической активности.

3) Пересчет географических координат событий в расстояние вдоль осевой линии. В результате происходит переход от трехмерной системы координат (широта, долгота, дата события) к двумерной системе (расстояние вдоль осевой линии, дата).

4) Построение миграционных цепочек очагов землетрясений и извержений вулканов по правилу: для текущего события в каталоге ищется событие, произошедшее позже по времени и дальше по расстоянию вдоль осевой линии. На этом этапе также можно изменить направление миграции, то есть в цепочку будут подбираться события, произошедшие ближе к началу осевой линии, чем текущее событие (а не дальше от нее).

5) Построение итоговых таблиц со всеми параметрами выявленных цепочек миграции сейсмической и вулканической активности: для каждого исследованного энергетического интервала событий определяется количество событий, средняя продолжительность цепочек, средняя протяженность цепочек и средняя скорость миграции очагов землетрясений и извержений вулканов.

Результаты

С помощью представленного метода для всех исследуемых массивов данных удалось выявить цепочки миграции сейсмических и вулканических событий. Полученные значения скоростей миграции очагов землетрясений и извержений вулканов для анализируемых регионов представлены в табл. 2.

Табл. 2. Скорости миграции сейсмических и вулканических событий

Срединно-Атлантический хребет (сейсмичность)		Байкальский рифт		Срединно-Атлантический хребет (вулканизм)		Окраина Тихого океана		Бонин-Марианские острова	
M	$V, \text{ км/год}$	M	$V, \text{ км/год}$	W	$V, \text{ км/год}$	W	$V, \text{ км/год}$	W	$V, \text{ км/год}$
$M \geq 5.5$	383 ± 120	$M \geq 4.0$	46 ± 19	$W \geq 1$	27 ± 19	$W \geq 1$	62 ± 50	$W \geq 1$	7 ± 3
$M \geq 5.7$	362 ± 126	$M \geq 4.3$	43 ± 16	$W \geq 2$	29 ± 20	$W \geq 2$	53 ± 43	$W \geq 2$	5 ± 3
$M \geq 6$	307 ± 66	$M \geq 4.6$	36 ± 11	$W \geq 3$	2.5 ± 1.8	$W \geq 3$	27 ± 18	$W \geq 3$	1 ± 1
$M \geq 6.2$	295 ± 131	$M \geq 4.9$	33 ± 10	$W \geq 4$	1 ± 0.6	$W \geq 4$	9 ± 7	$W \geq 4$	0.04 ± 0.01
$M \geq 6.5$	252 ± 67	$M \geq 5.2$	22 ± 3	$W \geq 5$	0.002 ± 0.001	$W \geq 5$	12 ± 8		
$M \geq 6.7$	218 ± 82	$M \geq 5.5$	15 ± 3			$W \geq 6$	2 ± 1		
$M \geq 7$	194 ± 179								
$p = -4.6$		$p = -2.8$		$p = -0.8$		$p = -3.1$		$p = -1.4$	

Из данных табл. 2 видно, что для всех изученных регионов существуют вполне очевидные зависимости между скоростью миграции сейсмических и вулканических событий и их энергетической характеристикой — M и W . С помощью метода наименьших квадратов были определены значения коэффициента зависимости $\text{Lg}V(M, W)$ — параметра p , которые представлены в табл. 2 в последней строке.

Видно, что для всех изученных регионов параметр p оказался отрицательным, то есть с увеличением энергии события (магнитуды или индекса вулканической эксплозивности) скорость их миграции уменьшается.

Необходимо отметить, что значения скоростей миграции очагов землетрясений в Байкальской рифтовой зоне соответствуют результатам, полученным другими исследователями с помощью других методов [3].

Обсуждение результатов

Приведенные данные показывают, что высказанная в начале работы гипотеза подтверждается: вулканические пояса действительно можно рассматривать как зоны с преобладающими растягивающими напряжениями, при этом тектоническая обстановка в этом регионе (сжатие, коллизия или спрединг) не оказывает влияния на характер параметра p . Представленные результаты позволяют утверждать, что разработанный автором метод исследования пространственно-временных закономерностей геодинамической активности позволяет получать достоверные данные о характере миграции очагов землетрясений и извержений вулканов. Географическая протяженность регионов, временная продолжительность каталогов и энергетический разброс событий не оказывают влияния на характер выявляемых с помощью метода зависимостей между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов и их энергетическими характеристиками.

1. Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р., Долгая А. А., Ващенко Н. А. Каталог сейсмических и вулканических событий // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620569. — дата регистрации 17.04.2014.

2. Долгая А.А. Моделирование пространственных и временных закономерностей геодинамического процесса: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Петропавловск-Камчатский, 2017. 24 с.

3. Левина Е. А., Ружич В. В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. С. 225–240.

U-Pb ВОЗРАСТ ПОРОД ХУТУЛЬСКОГО ПЛАГИОДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

© А. Л. Елбаев¹, И. В. Гордиенко¹, Т. Б. Баянова²

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, elbaev@gin.bscnet.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

На территории Монголии широко распространены габброидные массивы, которые встречаются в позднедокембрийских, каледонских и герцинских структурах [3]. Среди них выделяются расчлененные перидотит-габбровые плутоны образующие полосу, прослеживающуюся в восточном направлении параллельно Монголо-Охотскому поясу [4]. На геологических картах и тектонических схемах эти массивы рассматриваются либо как раннепалеозойские, либо как мезозойские. В настоящее время возрастные данные имеются лишь для габброидов Номгонского массива соответствующие поздней перми (256 ± 21 млн лет, Sm-Nd метод) [4]. В период времени 260-200 млн лет территория Северной Монголии была охвачена рифтогенезом, инициированным воздействием мантийного плюма на континентальную литосферу [5]. Предполагается, что в этом поясе часть массивов имеют раннепалеозойский возраст и предшествует гранитоидам телменского комплекса [1]. Для уточнения возрастных рубежей проявления интрузивного базит-гипербазитового магматизма в Северной Монголии нами выбран наиболее крупный выход (Хутульский массив) предположительно раннекембрийского возраста.

Хутульский массив (15 км²) расположен в междуречье Орхона и Хара-Гола к юго-востоку от одноименного населенного пункта в районе гор Баруун и Гурван сэртэн уул и сохранился в виде «ксеноблока» в кровле гранитоидов ранней перми. В строении Хутульского массива принимают участие породы ультрамафит-мафитового комплекса. Ультрамафиты представлены дунитами и плагиоклазсодержащими дунитами, мафиты — троктолитами, оливиновыми габбро, оливиновыми габброноритами, габброноритами, норитами и анортозитами. В структурном плане и по вещественному составу породы Хутульского массива делятся на три ассоциации. *Первая ассоциация* представлена кумулятивными оливинсодержащими породами: дуниты, плагиоклазсодержащие дуниты, троктолиты, оливиновые габбро и оливинсодержащие анортозиты. Они встречаются в южной части массива и занимают 10-15 % площади. *Вторая ассоциация* составляет основной объем массива и представлена однородными мезократовыми габброидами (преимущественно оливиновыми и безоливиновыми габброноритами). Среди габброноритов встречаются небольшие горизонты норитов, редко анортозитов. *К третьей ассоциации* относятся мелкозернистые биотитсодержащие габбронориты с директивной текстурой. Эта группа пород обнаружена в центральной части и занимает 10 % площади массива.

Для изотопно-геохронологических исследований была отобрана проба ХТ13-19 из габброноритовой части массива (вторая ассоциация). Опробование проведено из коренного обнажения расположенного на вершине небольшой горы в северо-восточной части ($49^{\circ}05'24.4''$ с.ш., $105^{\circ}33'38.6''$ в.д., $h=951$ м). Выход представлен светло-серыми мелко-среднезернистыми массивными габброноритами. Из данной пробы по морфологическому типу зерен выделена одна разновидность циркона. Данная разновидность циркона представлена призматическими кристаллами светло-желтого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры — 0.105×0.105 мм, $K_{уд}=1$. Величина массы среднего кристалла — 4.6×10^{-6} г.

Определение возраста по единичным цирконам получено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (TIMS) с использованием ²⁰⁵Pb-трассера на семиколлекторном масс-спектрометре Finigan-MAT-262 с «квадрупольной» установкой (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике [2].

Точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии (рис. 1), а его возраст составляет 570-580 млн лет. Предполагается, что полученный уран-свинцовый возраст цирконов соответствует времени внедрения и кристаллизации расплава, исходного для габброноритов Хутульского массива.

Полученные изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что в Северной Монголии среди перидотит-габбровых плутонов встречаются массивы вендского возраста, которые характеризуют раннюю стадию развития каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса.

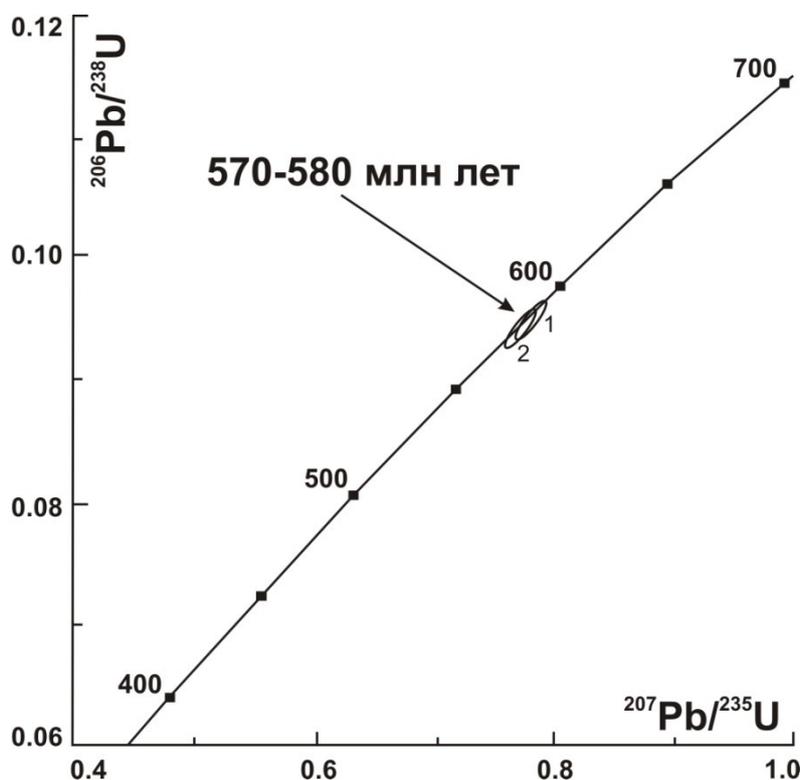


Рис. 1. Изотопная U-Pb-диаграмма с конкордией, построенная по результатам ID-TIMS-анализа зерен циркона
Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 16-55-44008_Монг_а.

1. Балыкин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.

2. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // 480 XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова: Тез. докл. ГЕОХИ (г. Москва, 14–16 ноября 2007). Москва, 2007. С. 42-43.

3. Габброидные формации Западной Монголии / А. Э. Изох, Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, В. И. Богнибов, Л. Баярбилэг. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.

4. Изох А. Э., Поляков Г. В., Гибшер А. С., Балыкин П. А., Журавлев Д. З., Пархоменко В. А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. т. 39, № 11. С. 1565-1577.

5. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. т. 44 (12). С. 1305–1320.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА, ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ

© И. А. Избродин¹, А. Г. Дорошкевич^{1,2}, В. Б. Хубанов¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, doroshkevich@igm.nsc.ru

²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

В Западном Забайкалье установлено большое количество разнородных по геохимическим признакам интрузивных комплексов объединенных в Ангаро — Витимский батолит. Возраст данного образования оценивается в период примерно с 330 до 275 млн лет [2]. Немногочисленные щелочные массивы (20 интрузивов), пространственно тесно ассоциируют с батолитом, и располагаются в полосе северо-восточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км. Вместе с тем временной интервал образования щелочных пород определен ранее на основании Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и геологических наблюдений, варьировал в пределах 595-167 млн лет, что не позволяло достоверно проводить геодинамическую реконструкцию. Отсутствие современных изотопно-геохимических данных также затрудняет расшифровку мантийных, мантийно-коровых процессов и характера тектонического режима в эволюции данного региона. Более прецизионные геохронологические исследования последних лет [1] позволили сделать вывод, как минимум, о двух этапах формирования щелочных интрузивов: раннепалеозойский (520–485 млн лет) и позднепалеозойский (309–290 млн лет). Установленный нами возраст Ципинского массива (240–250 млн лет) значительно отличается от возрастов полученных ранее.

Ципинский массив выглядит в плане как эллипсоидальное интрузивное тело размером 1.6х3.0 км, несколько вытянутое в субширотном направлении. Восточный фланг массива перекрыт рыхлыми отложениями. В северо-западной части обнажаются граниты предположительно нижнепалеозойского возраста, контакт с ними тектонический. Массив сложен, в основном, крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами, нередко в них наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и в меньшей степени щелочными сиенитами. Текстура щелочных пород массивная или трахитоидная. Иногда отмечается порфириовидная структура, обусловленная наличием порфировых вкрапленников нефелина и КПШ (размером до 2-4 мм) на фоне более мелкозернистой основной массы. Нефелиновые сиениты характеризуются неравномерным распределением нефелина (12-25 %), КПШ (35-45 %) и альбита. Из темноцветных минералов преобладает биотит. Для массива характерно широкое развитие процесса альбитизации вплоть до образования альбититов. В качестве второстепенных и акцессорных присутствуют апатит, титанит, магнетит, циркон, черчит, торит, ксенотим. Кроме того, А.А. Конев (1974) установил бритоцит, пироксид, чевкинит и астрофиллит. Существенно альбитизированные сиениты состоят на 99% из относительно крупных (1-2 мм) неправильно-таблитчатых зерен альбитизированного мезопертита, интерстиции между которыми сложены неправильно-таблитчатыми зернами альбита (до 0,2 мм), местами в сростании с микроклином. В качестве акцессорных минералов в них присутствует биотит и циркон.

Для определения времени становления массива были проанализированы в разной степени альбитизированные нефелиновые сиениты, щелочнополевошпатовые сиениты и альбититы. Для U-Pb геохронологических исследований (SHRIMP –II) была отобрана проба крупнозернистого нефелинового сиенита (Ци-395-1) с южного фланга массива (N55°07'32.09", E113°30'40.54"). Циркон в породе представлен двумя разновидностями. Первая разновидность формирует призматические с дипирамидальными окончаниями кристаллы желтого цвета размером 0,1–0,2 мм. В катодоллюминесцентном изображении цирконы характеризуются присутствием генетически различных кристаллических доменов: участков с первичной осцилляционной зональностью, светлых зон перекристаллизации и кайм обрастания с неоднородным свечением. Другая разновидность циркона представлена довольно крупными (до 0.5 см) кристаллами коричневатого цвета. Минерал отмечен в участках интенсивной альбитизации пород. Циркон содержит многочисленные твердые включения альбита, КПШ, эгирина, биотита, кальцита, нефелина, торита, ксенотима, черчита и торанита. Включения имеют неправильную форму и неровномерно рассеяны в пределах циркона. Нередко по краям зерен, включения отсутствуют и появляется ритмическая зональность, прослеженная в обратно-отраженных электронах и катодоллюминесцентном изображении (рис. 1). В светло-серых частях зерен циркона концентрация урана варьирует от 55 до 152 ppm, тория — от 9 до 51 ppm. В темных участках содержание этих компонентов несколько выше: U — 200-710 ppm, Th — 58–61 ppm. Для всех разновидностей характерны незначительные вариации U/Th отношений (1-6). Были датированы обе разновидности цирконов (SHRIMP-II метод). Всего выполнено 12 анализов в 11 зернах (рис. 1).

Аналитически значимых различий в возрасте генетически различных кристаллических доменов (магматического происхождения и кайм) и обеих разновидностей цирконов выявлено не было. Полученное значение возраста по первому типу цирконов (241.3 ± 2.9 млн лет), вероятнее всего, соответствует времени кристаллизации сиенитов, а по второму (242.7 ± 3.7 млн лет) — процессу альбитизации.

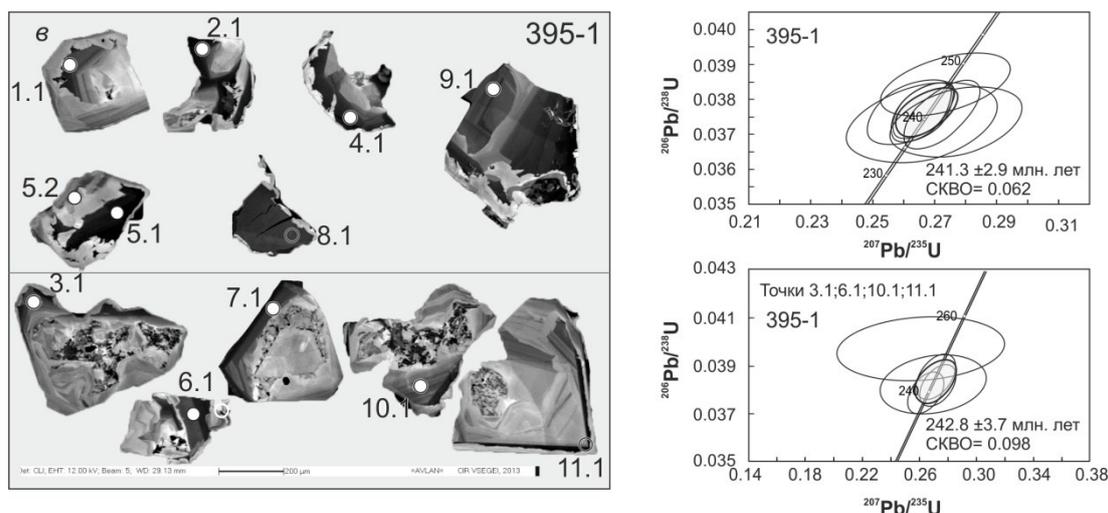


Рис. 1. Катодолуминесцентное изображение цирконов (левая колонка) и диаграммы Тера-Вассербурга с конкордией [3] (правая сторона) для цирконов из к/з нефелиновых сиенитов (проба 395-1, SHRIMP-II)

Кроме того циркон был отобран из среднезернистого биотитового нефелинового сиенита (проба Ци-383 N55°08'00.28", E113°29'14.14") с восточной части массива. По своим морфологическим особенностям он не отличается от цирконов, встреченных в пробе Ци-395-1. Минерал был датирован методом LA-ICP-MS (30 анализов). Возраст по нижней точке пересечения линии аппроксимации изотопных отношений с конкордией составляет 241.6 ± 1.5 млн лет. Одиннадцать значений отскочили от компактного кластера, и имеют значения возраста $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в диапазоне 270–320 млн лет, что возможно, обусловлено изотопной неоднородностью цирконов и наличие захваченного свинца. Средневзвешенный возраст при значении SKBO=1.6 по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ равен 241.4 ± 1.5 млн лет (рис. 2).

Таким образом, полученные разными методами значения возраста ложатся в интервал 240–243 млн лет. Учитывая, что морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, то эти значения могут быть приняты в качестве оценки возраста формирования нефелиновых сиенитов Ципинского массива.

Циркон также выделен из альбитизированных щелочнополевошпатовых сиенитов (проба Ци-321- N55°08'08.02", E113°29'43.02"). Минерал представлен темно-коричневыми кристаллами неправильной формы размером до 0.6 см. В обратно-отраженных электронах имеет трещиноватое, «пятнистое» строения, обусловленного скорее всего гидротированием минерала (нехватка суммы от 2 до 5 мас.%). В некоторых зернах присутствуют мелкие (первые микроны) включения калишпата, пироксена, торита, ксенотима, бетафита, кайсикхита (Y). Th/U отношения варьируют в интервале, от 0.1 до 2. Возраст полученный U-Pb методом (LA-ICP-MS), рассчитанный по 30 точкам, составил 240.0 ± 1.9 млн лет, при SKBO=2.1. Средневзвешенное значение возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению с ^{207}Pb -коррекцией составил 240.3 ± 1.6 млн лет, при SKBO 1.6. Обе полученные оценки возраста практически идентичны друг другу и могут быть приняты за время формирования циркона и собственно щелочных альбитизированных сиенитов.

Циркон из альбититов (проба Ци-328- N55°07'49.05", E113°30'57.08") представлен мелкими (менее 0.1 см) кристаллами неправильной формы, содержащими твердые включения зерен КПШ, альбита, клинопироксена, биотита, апатита (Ce), реже нефелина, скаполита, кальцита. Также в цирконах присутствует редкая вкрапленность торита и кайсикхита(?). Нередко по краям зерен, включения отсутствуют, а форма циркона приобретает сглаженные очертания. Было исследовано 30 зерен циркона. Двадцать четыре зерна образуют компактный кластер. Значительная часть определений занимает дискордантное положение, по-видимому, обусловленное наличием в составе цирконов нерадиогенного свинца. Возраст, рассчитанный по этой выборке, составляет 250 ± 2.2 млн лет (SKBO =1.6). Еще пять точек, субконкордантны и находятся выше по конкордии,

указывая на наличие захваченного свинца и имеют значения возраста $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в диапазоне 280- 290 млн лет. Средневзвешенное значение возраста по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению с ^{207}Pb -коррекцией составил 250.7 ± 2.1 млн лет, при СКВО 1.5. Обе полученные оценки возраста практически идентичны друг другу и могут быть приняты за время формирования наиболее интенсивной альбитизации.

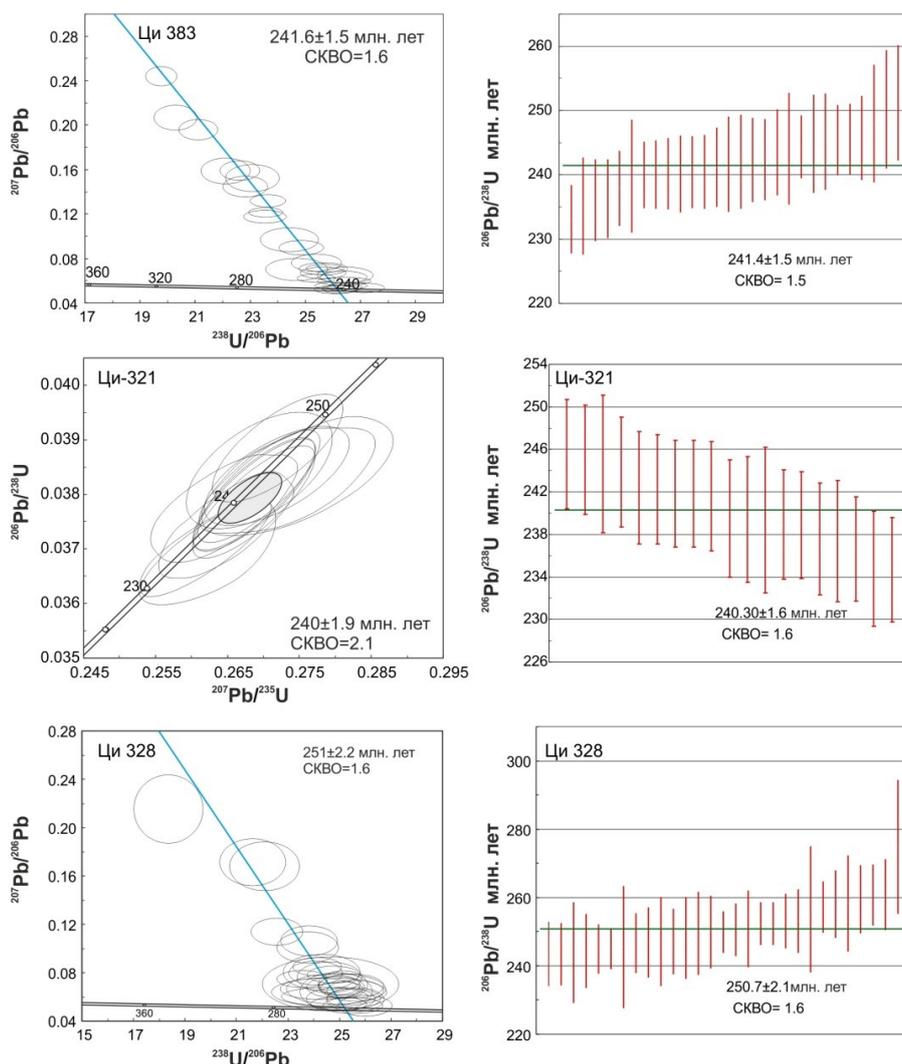


Рис. 2. Диаграммы Тера-Вассербурга с конкордией [3] (левая колонка) и средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (правая колонка), скорректированных на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, для цирконов из сиенитов Ципинского массива (U-Pb LA-ICP-MS метод). Значения ошибок приведены на уровне 2σ .

Таким образом, полученные нами возрастные данные щелочных пород и альбититов Ципинского массива свидетельствуют о том, что магматическая активность в исследуемом регионе попадает в интервал 250-240 млн лет. Время проявления процесса альбитизации исследуемых щелочных пород, определенное U-Pb (SHRIMP-II и LA-ICP-MS) методом, варьирует в пределах 10 млн лет и близко к возрасту формирования пород, что позволяет говорить об отсутствии дискретности между магматическим процессом и последующей альбитизацией

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00309.

1. Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: автореф. дис. ... д-р г.-м.н. Улан-Удэ, 2013. 40 с.
2. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т.25. №3. С. 1-25.
3. Tera F., Wasserburg G.J. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1972. V.14. P. 281-304.

ФЛОГОПИТ-АМФИБОЛОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДРЕВНИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

© Т. В. Калашникова

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

В мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок часто наблюдаются метасоматические изменения. По признаку появления вторичных минералов можно выделить следующие типы метасоматизма [7]: скрытые, невидимые и модальные. Два первые не приводят к образованию новых минеральных фаз. В случае последнего в мантийных ксенолитах наблюдаются типичные метасоматические минералы (флогопит, амфибол, апатит).

В настоящем исследовании рассматриваются мантийные ксенолиты из трубки Обнаженная (Куойкское кимберлитовое поле), в которых проявлены модальные метасоматические изменения. Были изучены содержания редких элементов в минералах, а также проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита.

На основе детальных петрографических исследований, а также геохимического состава пород и состава минералов среди мантийных ксенолитов Куойкского поля были выделены три основные группы пород:

1. Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты, Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты и Sp, Sp-Grt, Grt вебстериты (т.н. магнезиальная группа, составляющая около ~ 80 % общего количества ксенолитов в трубке Обнаженная);

2. Эклогиты и близкие им по валовому химизму и химизму минералов гранатопироксениты (~ 10-15% ксенолитов);

3. Группа флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~ 10 % ксенолитов).

Особое внимание было уделено магнезиальной группе пород. Такие особенности магнезиальной группы пород ксенолитов из трубки Обнаженная, как кумулятивный тип полосчатости, наличие экссоллюционных мегакристаллов пироксенов, высокие (1250 — 1500°C) температуры начала их кристаллизации, присутствие глобулей сульфидов [3], позволили рассматривать Mg-группу, как серию магматического происхождения.

Мантийная метасоматическая флогопит — амфиболовая минерализация проявлена во всех петрографических типах пород Mg-серии и наблюдается приблизительно в 10% ксенолитов. Метасоматический амфибол по составу является магнезио-катофоритом и наблюдается в мелкозернистых сростках с флогопитом в виде различных выделений:

- в мегакристаллах пироксенов со структурами распада флогопит-амфиболовый агрегат развивается преимущественно по пластинчатым вроскам одного из пироксенов (указывает на развитие метасоматоза после формирования мегакристаллов и значительного охлаждения пород);

- в виде мелких зерен с единой оптической ориентировкой внутри крупного зерна клинопироксена, обычно ориентированных по одному или двум кристаллографическим направлениям;

- в виде секущих прожилков. На контакте ксенолита с включающим его кимберлитом нередко отмечается срезание зерен флогопита или амфибола, что указывает на развитие метасоматической флогопит-амфиболовой минерализации до попадания ксенолита в кимберлитовый расплав.

Таким образом, процесс образования флогопита и амфибола был связан с интенсивным мантийным метасоматозом литосферной мантии на северо-востоке Сибирского кратона. Для исследования были отобраны 4 образца магнезиальной с наиболее характерными признаками метасоматических изменений. Их валовые составы по сравнению с неизменными образцами отличаются высоким содержанием калия и щелочей.

В целом кривые распределения редких элементов в гранатах для пород магнезиальной серии из трубки Обнаженная подобны по форме и характеризуются узким диапазоном нормированных концентраций (Рис. 1А). Отмечаются максимум по Ta, незначительный максимум по Zr и Hf, а также минимумы по La, Ti и Sr. Распределение редкоземельных элементов в целом соответствует коэффициентам распределения элементов гранат — базальтовый расплав с постепенным увеличением от La к Yb. Кривые распределения в гранатах из образцов с признаками модального метасоматоза в целом похожи на неизменные образцы. Таким образом, химический состав гранатов изменялся незначительно.

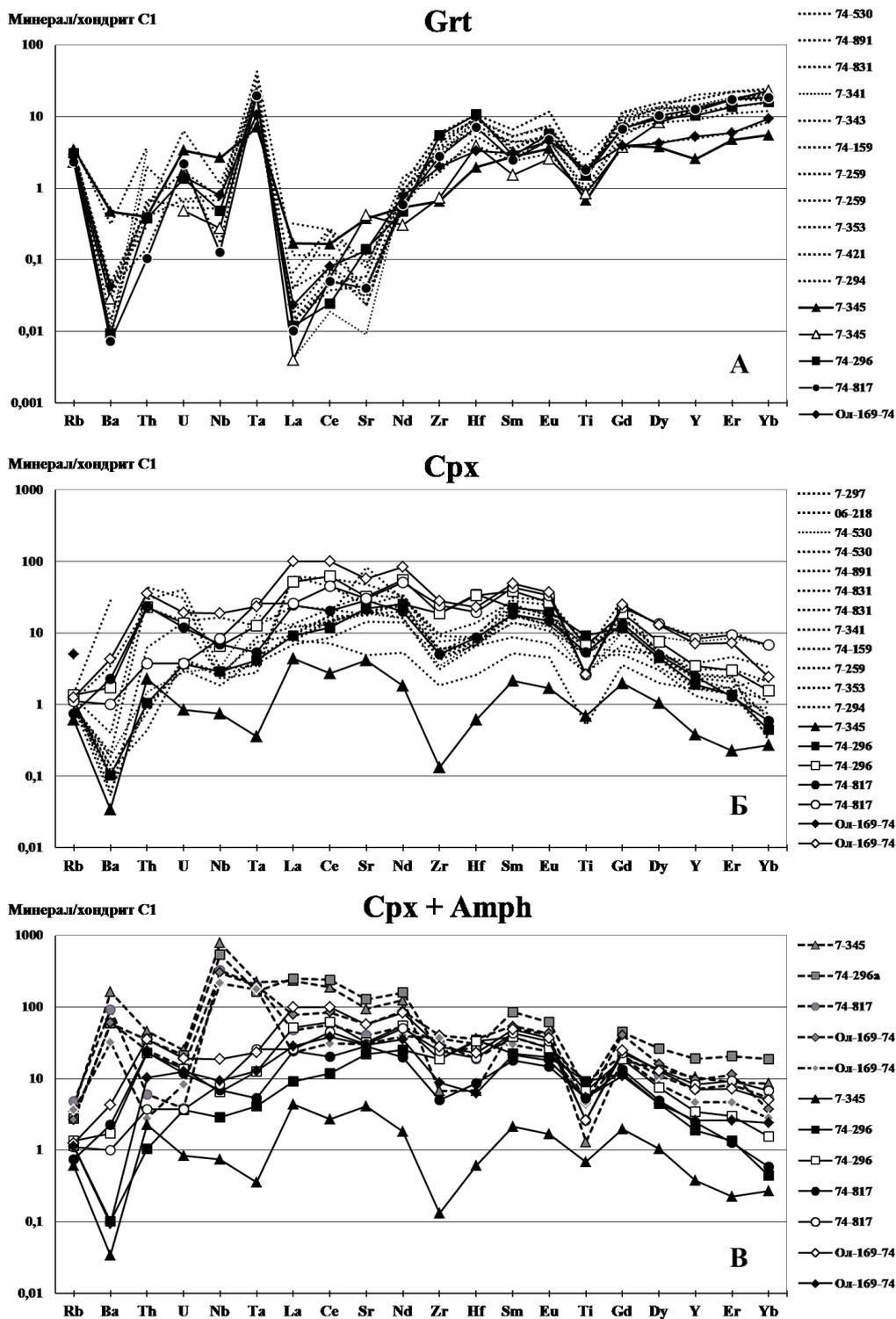


Рис. 1. Диаграммы содержаний редких элементов в минералах, нормированные к хондриту C1 [5].

А — Содержания редких элементов в гранатах.

Образцы с метасоматическими изменениями — черные линии; образцы из магнезиальной группы ксенолитов трубки Обнаженная без признаков метасоматических изменений — пунктирные линии.

Б — Содержания редких элементов в клинопироксенах.

Образцы с метасоматическими изменениями — черные линии;

образцы из магнезиальной группы без признаков метасоматических изменений — пунктирные линии.

В — Сравнение содержаний редких элементов в клинопироксенах (черные линии) и амфиболах (штриховые линии).

На кривых распределения клинопироксена для магнезиальной группы из трубки Обнаженная наблюдаются небольшой максимум по Sr+Nd, а также минимумы Ba, Zr + Hf, Ti (Рис. 1Б). Образцы с

признаками метасоматических изменений демонстрируют широкий разброс значений, в целом попадают в поле неизмененных, но демонстрируют более высокие содержания элементов группы HFSE. Привнос элементов группы HFSE и редких земель можно также проследить, проанализировав составы новообразующегося амфибола (Рис. 1В).

Относительно низкие содержания La в клинопироксенах и амфиболах (1-59 ppm) позволяют предположить отсутствие карбонатитовой компоненты в расплавах. На диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ [4] все полученные нами составы попадают в область силикатного метасоматоза.

Возраст флогопита из образца 74-318 $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом был определен как 1639 ± 5 млн лет, что в целом соответствует возрасту аккреции Сибирского кратона [1]. Полученный возраст также согласуется с U-Pb датировкам по детритовым цирконам [2] и близко к $^{206}U/^{238}Pb$ $^{207}Pb/^{206}Pb$ датировкам цирконов из трубки Рубин (Куойкское кимберлитовое поле) [6] (1868-1984 и 2073-2580 млн лет, что соответствует возрасту формирования Биректинского террейна.

На основании содержания редких элементов в клинопироксене и амфиболе, а также делается вывод о том, что при аккреции Сибирского кратона (~1.7 млрд лет) образовывались расплавы-флюиды, обогащенные Nb+Ta, а также редкими землями, которые приводили к развитию флогопит-амфиболовой минерализации по пироксену.

В целом можно сделать вывод, что ксенолиты из трубки Обнаженная отражают состав литосферной мантии под Куойкским полем и этапы ее эволюции. Первоначальным породам соответствуют гарцбургиты и лерцолиты, которые затем испытали воздействие метасоматизирующих силикатных расплавов базальтового состава. Возможно, воздействие таких расплавов было неоднократным, но последний этап наиболее четко прослеживается с помощью модального Phl-Amph метасоматоза. Такие расплавы приносили элементы группы HFSE, REE. Время развития Mg серии, скорее всего, может быть отнесено ко времени формирования протолита литосферной мантии Биректинского террейна (~ 2.4 млрд. лет), а возраст метасоматических преобразований по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам равняется 1.7 млрд. лет.

1. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции// Геотектоника. 2003. №3. С.3-21.

2. Розен О.М., Манаков А.В, Серенко В.П. Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции// Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1259-1272.

3. Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука, 1994. 256 с.

4. Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F. and Upton, B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean// Journal of Petrology, 1999. V. 40. N. 1. P. 133 — 165.

5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth// Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

6. Nasdala L., Kostrovitsky S., Kennedy A. K., Zeug M. Retention of radiation damage in zircon xenocrysts from kimberlites, Northern Yakutia// Lithos. 2014. V. 206–207. P. 252–261.

7. O'Reilly S.Y. and Griffin W.L. Mantle metasomatism// В: Metasomatism and the chemical transformation of rock. Harlov D.E. Austrheim H. (eds.), 2013. P. 471-534.

ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

© А. И. Коробкова¹, Я. С. Коробков², И. Г. Коробков³, К. А. Лыткин⁴

¹ ЦКЛ ЛФХИ «Лукойл Коми», Усинск, Россия, ² БРГЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия,

³ МПТИ (ф) СВФУ, Мирный, Россия, ⁴ БРГЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия

До настоящего времени по-прежнему актуальным является определение тектонических элементов, контролирующих проявления кимберлитового магматизма. Эти элементы составляют основу структурно-тектонических предпосылок прогнозирования коренных источников алмазов и потому их изучение имеет весьма важное значение. При проведении локального прогноза, который базируется на структурно-тектонических факторах необходимо и понимание геологической природы кимберлитовмещающих структур — относятся ли к ним зоны брекчирования и повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения, пликативные дислокации или какие-то другие элементы. Частичное разрешение подобных вопросов было получено авторами при выполнении исследований в пределах Мирнинского кимберлитового поля, относящегося к категории наиболее продуктивного в пределах Якутской алмазоносной провинции. В задачу этих исследований входили картирование и изучение структур осадочного чехла на участках околотрубочных пространств и определение возможности их применения в качестве локальных структурно-тектонических факторов прогнозирования [1].

Структурный план кимберлитовмещающих образований на площади характеризуемого поля изучался по разным горизонтам осадочного чехла. Их выбор как опорных уровней для структурных построений определялся степенью изученности разрезов на глубину, а также величиной эрозионного среза. Все особенности строения верхней части кимберлитовмещающей толщи анализировались по структурной карте, построенной по отметкам вычислительным по данным каротажа поисково-структурных скважин (рис. 1).

На площади Мирнинского поля в качестве опорного горизонта была выбрана кровля мирнинской свиты (Є₂mr). Для прослеживания структур на глубину привлекались материалы сейсморазведочных работ, в том числе горизонты, приуроченные к верхней части метегерской свиты среднего кембрия (K₂m).

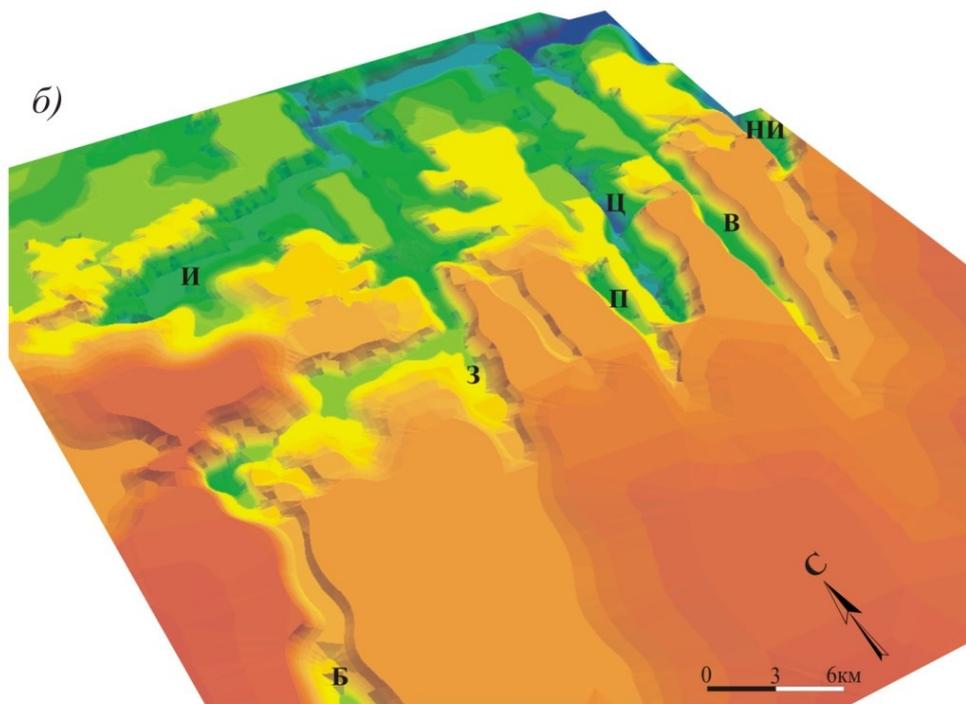
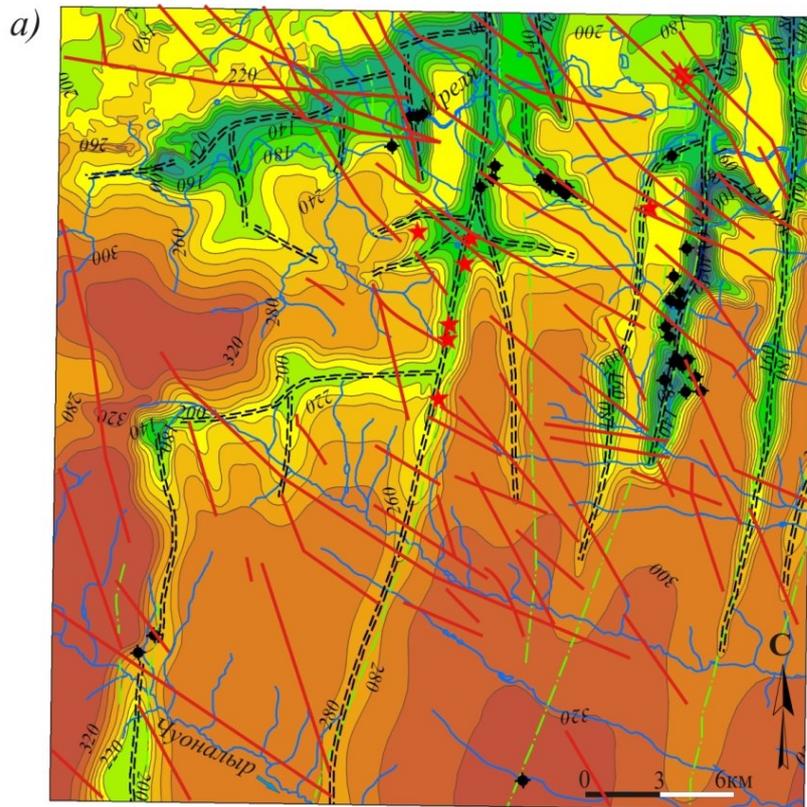
Изучение построенных структурных карт дало возможность установить на площади характеризуемого поля главные тектонические элементы, а также определить их пространственно-генетические связи с кимберлитовыми телами.

Анализ структур кимберлитовмещающего основания показал, что на площади Мирнинского поля широким распространением пользуются линейные депрессии, выделяемые в ранге тектонических грабенов. В пределах структурных поверхностей они нередко характеризуются резкими азимутными переходами и разветвлениями различной протяженности и амплитуды (рис. 1).

Данные структуры унаследованно находят свое отображение на разных этажах осадочного чехла, в том числе в повышенных остаточных мощностях верхних частей разреза кимберлитовмещающих образований.

В структурных построениях к категории наиболее контрастных из них относится серия субмеридиональных именных грабенов, отходящих от более крупного Иреляхского грабена. Всего в этой серии выделяется пять основных грабенов с востока на запад Нижнеиреляхский (НИ), Восточный (В), Центральный (Ц), Западный (З) и Буордахский (Б). По материалам Ботубинской ГРЭ особенности отражения некоторых из них на временных сейсмических разрезах показаны на рисунке 2.

Протяженность грабенов составляет до 30 км при ширине по днищу от 1 до 2 км. Глубина этих структур по отношению к верхним частям бортов в среднем составляет 80-120 м, достигая на отдельных отрезках 180-200 м. В то же время здесь по простиранию выделяются фрагменты, где эта глубина не превышает 40-60 м. Подобные же значения характерны и для участков торцевого выклинивания грабенов. В целом строение данных грабенов довольно сложное. Иногда они имеют в плане четковидное выражение, обусловленное чередованием участков расширения и пережимов. К осложняющим элементам относятся также мелкие и часто менее контрастные ответвления в виде оперяющих грабенов и микрограбенов протяженностью до 4-6 км. Кроме того, в отдельных случаях вблизи основных грабенов выделяются как бы сателлитные, субпараллельные им, хотя и менее контрастные грабены, но имеющие уже соразмерную протяженность, достигающую 10-18 км. Примерами этих сателлитных структур служит грабен, отождествляемый с общеизвестным Параллельным разломом, в том числе два подобных грабена, сопровождающие также широко известный Западный разлом.



шкала изогипс кровли мирнинской свиты (ϵ_{2mg}), м



Рис. 1. Структурная карта Мирнинского кимберлитового поля (а) и ее объемная модель (б)

1 — трубка взрыва: кимберлитовые (а), базитовые (б); 2 — осевые линии грабенов и их названия: И — Иреляхский; В — Восточный; Ц — Центральный; П — Параллельный; 3 — Западный; Б — Буордахский; 3 — дайки долеритов (а) и разломы северо-западного направления (б), выделенные по геолого-геофизическим данным.

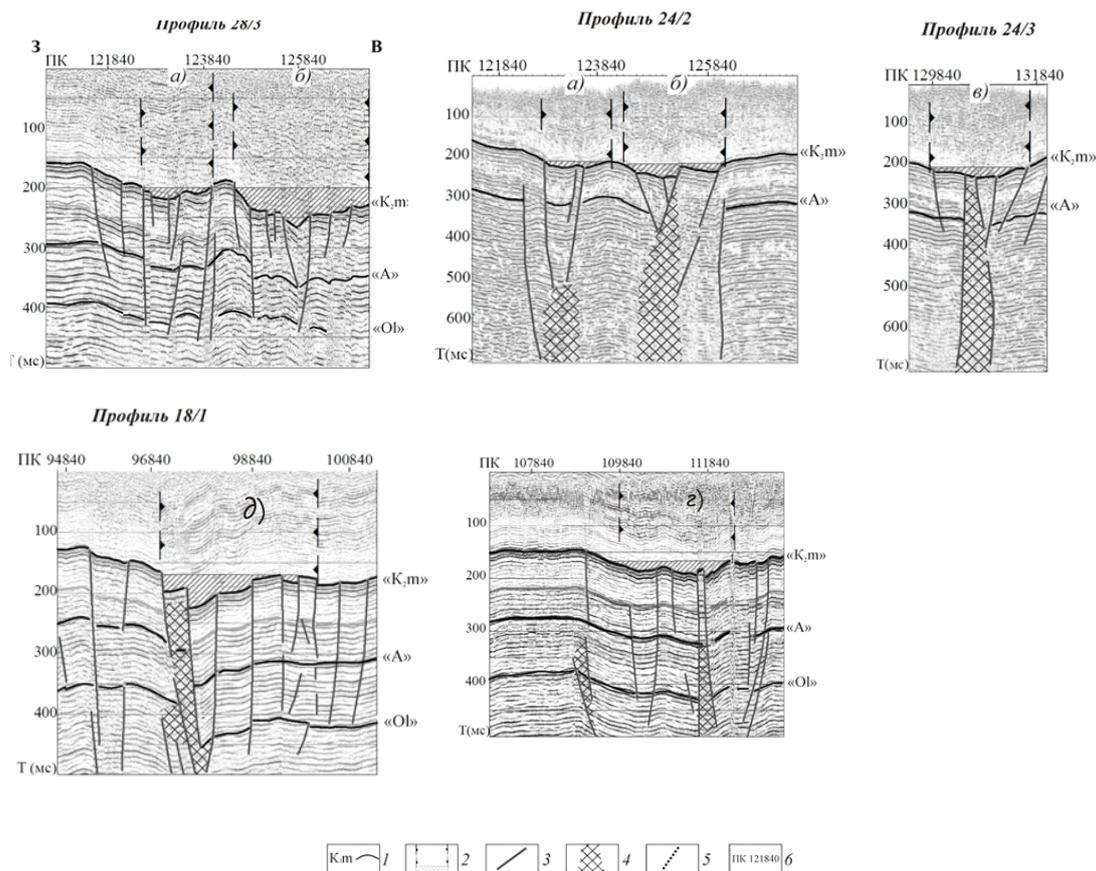


Рис. 2. Временные разрезы зон Параллельного (а), Центрального (б), Восточного (в), Западного (г), Буордахского (д) грабенов

1 — сейсмоотражающие горизонты «K_{2m}», «А», «Оl»; 2 — центральные части грабенов; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны потери корреляции; 5 — кимберлитовые тела; 6 — пикеты сейсмопрофилей и их номера.

По простиранию грабенов нередко наблюдаются их коленообразные изгибы со смещениями и разрывами осевых линий. Как правило, эти смещения происходят в западном направлении, очень часто ответвления в виде мелких грабенов, коленообразные изгибы и разрывы осевых линий происходят на участках, где основные грабены пересекаются северо-западными и субширотными разломами, выделенными независимо по геофизическим данным.

Значение данных северо-западных разрывов определяется тем, что они картируются в пределах околотрубочного пространства практически всех кимберлитовых трубок Мирнинского поля.

Поскольку все вытянутые диатремы этого поля, а также самостоятельные жильные тела кимберлитов имеют северо-западную ориентировку в плане, можно констатировать, что выделяемые разломы именно этого направления являются для данного поля кимберлитовмещающими.

Таким образом, проведенные авторами прогнозные построения, а также результаты изучения структур кимберлитовмещающих осадочных образований, свидетельствуют о том, что наиболее значимыми с минерагенических позиций структурами поля являются субмеридиональные грабены, в пределах которых здесь размещены все известные кимберлитовые тела.

Полученные выводы необходимо использовать при локальном прогнозе на других территориях, благоприятных на проявление коренной алмазности.

1. Коробков И. Г., Шахурдина Н. К. Структуры осадочного чехла кимберлитовых полей Западной Якутии — как основа инновационного подхода к прогнозированию новых коренных источников алмазов // Руды и металлы, 2011. № 5. С. 27–34

2. Коробков И. Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2015. 353 с.

МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© А. И. Коробкова¹, Я. С. Коробков², И. Г. Коробков³, К. А. Лыткин⁴

¹ ЦКЛ ЛФХИ «Лукойл Коми», Усинск, Россия, ² БРГЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия,

³ МПТИ (ф) СВФУ, Мирный, Россия, ⁴ БРГЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия

Проявление базитового магматизма на востоке Тунгусской синеклизы обусловило образование широкого набора интрузивных и вулканических пород. Площади распространения этих пород нередко занимают до 60-80% перспективных территорий. Размещение базитовых образований в составе перекрывающего комплекса оказывает негативное влияние на ведение поисковых работ, направленных на выявление новых как коренных, так и россыпных месторождений алмазов. Все это требует специализированного изучения трапповых образований для создания унифицированной схемы их развития, определение морфологических особенностей и установления взаимосвязей с конкретными кимберлитоконтролирующими структурами, а также морфоструктурными элементами вмещающих осадочных образований позволили разработать основные методические примеры специализированного фациально-формационного анализа направленного на решение прогнозных задач при ведении поисковых работ на алмазы [1; 2]. Реализация комплекса этих примеров проводилась в два этапа.

Первый из них включал применение дистанционных методов, таких как дешифрирование аэро- и космоснимков, морфоструктурный анализ современного рельефа, анализ гравимагнитных полей, и их наложение на объемные модели рельефа. Перечисленные методы позволили провести районирование исследуемой территории с выделением различных типов вулканоструктур. Геологические карты явились основой для определения обобщенных гидрографических границ вулканоструктур. В подходе к картированию этих границ лежал постулат того, что смежные вулканоструктуры разделяются линейными безтрапповыми участками, в большинстве своем сложенными терригенными верхнепалеозойскими осадками. При значительном эрозионном врезе в пределах этих участков обнажаются нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы по ним же закладывается и развивается почти вся мезо-кайнозойская гидросеть.

Современные графические способы визуализации геологических объектов с применением цифровых технологий дают возможность получать весьма наглядные объемные модели выделяемых вулканических структур. При их создании проводилась оцифровка изолиний современного рельефа в масштабе, необходимом для охвата выделяемой вулканоструктуры и ее ближайших флангов. Для получения объемного образа рельефа в отдельных случаях применялись космоснимки высокого разрешения. При исследовании особенностей рельефа и определения наиболее оптимальных пространственных позиций наблюдения выделяемых объектов, полученные модели просматривались под разными углами и освещения, что позволяло выявлять важные элементы строения вулканоструктур: крупные эпицентральные купола и горсты с отходящими от них валообразными массивами, отдельные локальные изометричные купола и наиболее возвышенные морфоструктуры, потенциально определяемые как некии эродированных палеовулканических построек. Далее определялась генетическая природа выделенных элементов посредством наложения на объемный рельеф геологической карты, а также гравитационного и магнитного полей. На тех участках, которые характеризуются низкой плотностью скважин или их полным отсутствием, дистанционные методы представляли единственную возможность для районирования и определения характера проявления структурных и морфоструктурных факторов прогноза алмазоносности через формы их отображения в особенностях строения вулканоструктур.

Следующий этап исследований охватывал те участки и площади, где имелся достаточно плотный каркас буровых скважин. На данном этапе наибольшую важность приобретали построения карт изопакит интрузивных массивов в пределах каждой выделяемой вулканоструктуры. Сегодня учитывая опыт подобных исследований, можно говорить о том, что распределение основных объемов интрузивного расплава изученных вулканоструктур имеет свои четкие закономерности. Так максимальные мощности интрузивных массивов вулканоструктур всегда приурочены к их эпицентральной частям, которые характеризуются также и наиболее возвышенными отметками в современном рельефе. Отходящие от эпицентральных частей вулканоструктур крупные валообразные массивы имеют радиальные, а чаще секторальные вектора распространения.

При этом в исследованиях особенностей площадного распределения мощностей базитовых интрузивных образований учитывался погребенный рельеф карбонатного цоколя, в том числе и все структурные элементы венднинеопалеозойского кимберлитовмещающего основания. Ранее было

установлено, что все оси валлообразных интрузивных массивов вулканоструктур имеют ориентировку вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети, унаследовано заложенной, в свою очередь, по среднепалеозойским грабенам, в том числе и тем, которые относятся к рангу кимберлитоконтролирующих. Необходимо также отметить, что векторы движения базитовых расплавов, овеществленных в валлообразных массивах, направлены всегда вдоль долин палеоводотоков, к их верховьям.

Важнейшей задачей является и картирование эпицентров структур, в том числе и самих центров извержений. Изучение туфогенных образований, сформированных в периоды наибольшего развития эксплозивно-эффузивных процессов, показывает их закономерное полифациальное строение. Так в составе эпицентральных областей вулканоструктур наблюдается широкое развитие крупнообломочных туфов с явным преобладанием в составе эндогенного материала — базальтов, витробазальтов, обломков стекла, а также нижнепалеозойских карбонатных пород. При удалении от эпицентров извержений в туфогенных породах отмечается закономерное уменьшение эндогенных обломков, причем как в их размерах, так и в количественном объеме, а также сокращение ксенолитов, нижнепалеозойских образований.

В краевых частях вулканоструктур развиты уже туфогенно-осадочные породы (слоистые мелкообломочные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые и пизолитные туфы). Экзогенный материал в составе данного набора пород представлен мелкими обломками и зернами верхнепалеозойских терригенных отложений.

Все задачи по районированию вулканогенных образований и определению местоположений эпицентральных областей и зон подводящих каналов вулканоструктур решались путем проведения специализированного фациального анализа. Методика его проведения заключалась в изучении многочисленных частных разрезов туфогенной толщи с выделением трех основных литотипов: субжерлового, промежуточного и туффитового [3].

Картирование общих границ распространения туфов проводилось с учетом изопахит подстилающих интрузивных пород. Необходимым условием для выделения эпицентральных областей вулканоструктур служило наличие следующих элементов: крупные купола и горсты, образованные наиболее мощными интрузивными массивами; наличие в межкупольном пространстве инъективных блоков и поднятий пород нижнего палеозоя; повышенные мощности эксплозивных образований, широкое развитие и преобладание среди эксплозивных образований жерловых и субжерловых фаций.

На заключительных стадиях исследований из всех закартированных элементов составлялись картографические модели вулканоструктур.

Таким образом, предложенный подход к картированию базитовых образований в восточной части Тунгусской синеклизы, с учетом форм отражения ими структурных и морфоструктурных прогнозных факторов, позволяет значительно расширить возможности поисков новых коренных и россыпных месторождений алмазов на «закрытых» территориях.

1. Евстратов А. А., Коробков И. Г., Новопашин А. В. Фациально-формационный анализ базитовых образований на востоке Тунгусской синеклизы / Вулканизм и геодинамика: проблемы современного и древнего вулканизма: тезисы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии / под ред. Е. И. Гордеева. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 125–128.

2. Коробков И. Г., Евстратов А. А., Мильштейн Е. Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы / отв. ред. А. А. Поцелуев. Томск: Изд-во STT, 2013. 270 с.

3. Коробков Я.С., Коробков И.Г. Структурно-формационный анализ мезозойских вулканоплутонических ассоциаций // Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире: сб. докл. VI-й Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. М.: Спутник, 2015. С. 206–212.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЦИТОВ ШАДОРОНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© И. О. Кремер

Томский государственный университет, Томск, Россия, stilcev@yandex.ru

Коллизионные процессы в системе Сибирский континент — докембрийские древние массивы (Центрально-Монгольский, Аргунский, Буреинский), на границе палеозоя и мезозоя, привели к реформации обширного океанического бассейна разделявшего эти структуры, в Монголо-Охотский складчатый пояс. Значительное распространение здесь получили терригенные, зачастую флишеидные серии, с большим количеством разнообразных вулканитов объединенных в систему покровно-складчатых зон составляющих основу пояса. Западная (Забайкальская) часть Монголо-Охотского складчатого пояса, в границах Агинской зоны, характеризуется широким представительством различных по составу и генезису комплексов, что указывает на их формирование в отличных друг от друга геодинамических обстановках. Примером, подобных комбинационных структур, может являться северо-западная часть Борщовочного поднятия. В пределах этого региона, в мезозойское время, режим пассивной окраины сменяется режимом активной континентальной окраины, что находит свое отражение в формировании мощной вулканогенной (вулканогенно-осадочной) толщи — шадоронской серии, в единой ассоциации с субвулканическими образованиями андезит-дацитового шадоронского комплекса [1, 2, 6]. Характерные петрохимические особенности гипабиссальных тел дацитового состава данного комплекса, будут рассмотрены ниже.

Кислые разновидности субвулканических пород шадоронского комплекса представлены метадацитами и метадацит-порфирами. Дайки метадацитов характеризуются выдержанным первичным составом и строением, а их основные различия определяются интенсивностью проявления наложенных деформаций и вторичных изменений.

Дациты представляет собой однородный агрегат, где на фоне тонкозернистой основной массы диагностируются порфиновые выделения кварца, полевого шпата, мусковита, реже биотита размерами до 5 мм. Основная масса породы сложенная кварцем, полевыми шпатами, слюдами, гематитом и гидроокислами железа обнаруживает микролит-фельзитовую структуру.

Плагиоклаз вкрапленников представлен длиннопризматическими и таблитчатыми полисинтетическими агрегатами размером от 0,5 до 10 мм. Состав плагиоклаза вкрапленников и основной массы соответствует альбит-олигоклазу. Наиболее крупные выделения полевого шпата катаклазированны, а изменения в их зернах проявлены в развитии агрегатов серицита, чешуйки которого равномерно распределяются по всему объему вкрапленников. Вкрапленники кварца, размером до 7 мм, характеризуются изометричной округлой формой со сглаженными контурами.

Метадацит-порфиры отличаются от метадацитов резким увеличением вкрапленников плагиоклаза, размер которых может достигать 5 мм. Кристаллы полевого шпата характеризуются короткопризматической формой. Плагиоклаз вкрапленников сильно замещен серицитом, кальцитом и соссюритом, пространственное распределение вторичных минералов подчеркивает двойниковую первичную структуру и зональное строение полевых шпатов. Значительная количественная роль порфиновых выделений, погруженных в микролит-фельзитовую основную массу, в отдельных случаях достигает 50% от объема породы.

Химический состав метадацитов шадоронского комплекса (рис. 1а, б, в) позволяет отнести их к умеренно дифференцированным образованиям. Значения TiO_2 и Al_2O_3 показывают умеренные концентрации для данного типа пород. Содержание SiO_2 и суммы щелочей изменяется в незначительных пределах, 63.1-67.2 мас. % для кремнезема и 3.4-5.7 мас. % для щелочей.

На рис. 1а точки составов метадацитов шадоронского комплекса формируют относительно компактное поле дифференциации, соответствуя полям дацитов и низкощелочных дацитов. Располагаясь, таким образом, в области пород нормальной щелочности. Показатель отношения $FeO(\text{total})/MgO$ (рис. 1б) варьирует в диапазоне 0.5-2.17 мас. %, что позволяет отнести их к производным известково-щелочной серии.

Данные о положении точек составов метадацитов на диаграмме в координатах $TiO_2 - Al_2O_3$ дают возможность предположить их становление в окраинно-континентальных условиях, а точнее в зоне перехода океан — континент. Если обратить внимание на время и характер реактивации структур Восточно-Забайкальской части Монголо-Охотского океана, то именно в средне-(поздне)мезозойский этап трансформация палеоокеана в складчатую область характеризуется пиковой вулканно-магматической активностью. Подобная активизация в данном регионе, вероятно, является результатом

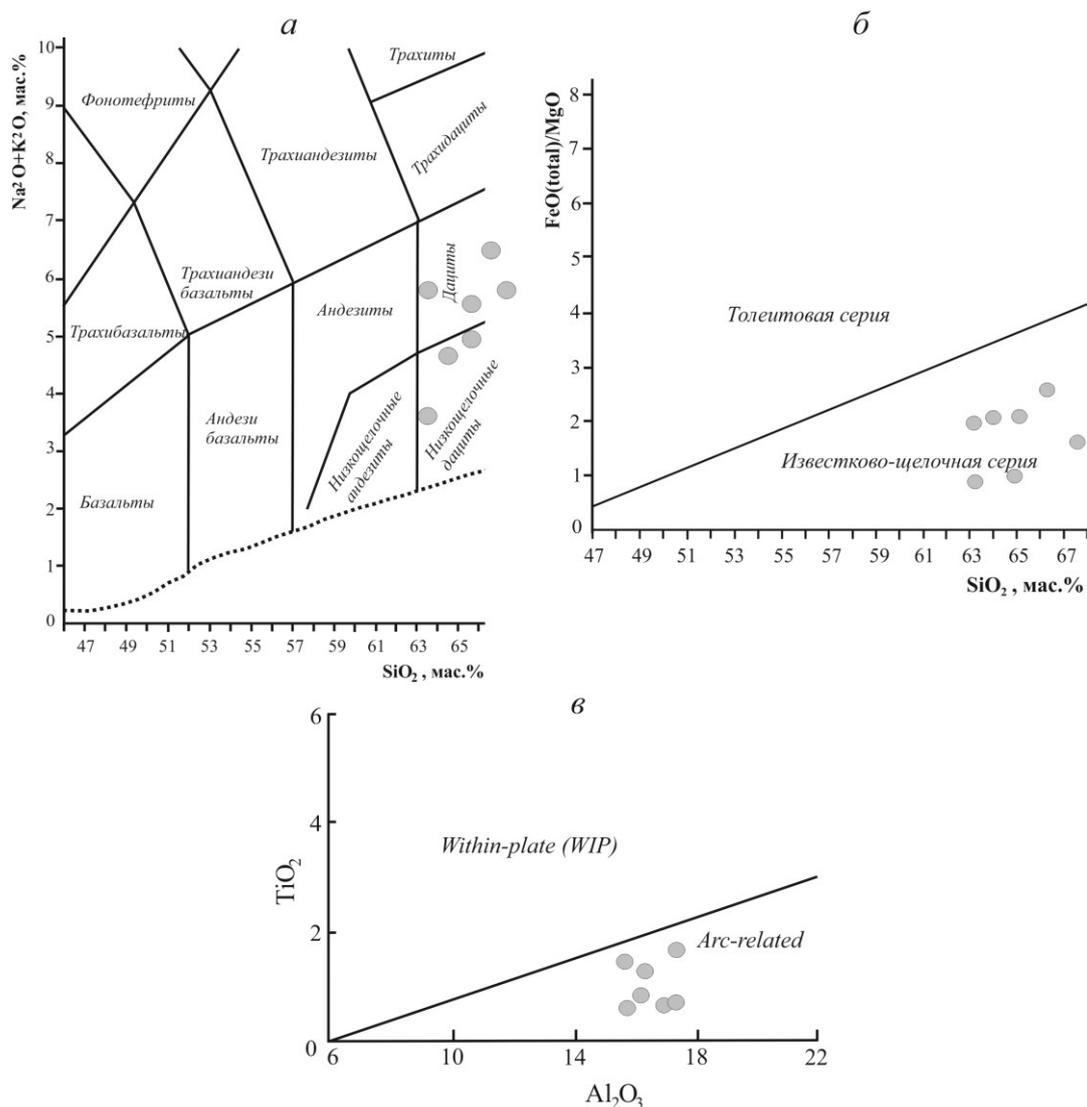


Рис. 1 Положение дацитов шадоронского комплекса на диаграммах (Na₂O+K₂O)–SiO₂ (а) [3], FeO(total)/MgO–SiO₂ (б) [4] и TiO₂–Al₂O₃ (в) [5]

субдуцирования океанической коры Монголо-Охотского океана под структуры Аргунского древнего массива (микроконтинента) и как следствие образование вулканно-плутонического пояса вдоль зоны субдукции, представленного породной ассоциацией шадоронского комплекса.

Таким образом, метадациты шадоронского субвулканического комплекса по характеру распределения основных петрогенных элементов соответствуют породам известково-щелочной серии нормальной щелочности. А формирование данных образований следует рассматривать в качестве производных субдукционного процесса, при изменении геоструктурного плана Забайкальского региона в результате масштабных мезозойских коллизионных событий.

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 334 с.

2. Мазукабзов А.М., Склярлов Е. В. и др. Комплексы метаморфических ядер: обзор // Геодинамика и тектонофизика. Иркутск, 2011. Т. 2. № 2. С. 95–125.

3. Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanetti B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 745–754.

4. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.

5. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // In: Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva: Natwich, 1983. P.230–249

6. Ruzhentsev S.V. Nekrasov G.E. Tectonics of Aga Zone, Mongolia-Okhotsk belt // Springer Published — Geotektonika. № 1. P. 39–58.

ЧЕРНОЯРОВСКАЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© В. С. Ланцева, И. В. Гордиенко

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

В Юго-Западном Забайкалье осадочно-вулканогенные породы чернойяровской свиты широко развиты в окрестностях Хамбинского хребта, в междуречье нижнего течения рек Чикоя и Хилка, в пределах северного и южного бортов Тугнуйской рифтогенной впадины, а также по северным и южным отрогам Заганского хребта вплоть до бассейна среднего течения р. Хилок (Чикой-Хилокская впадина). Породы представлены преимущественно трахибазальтами и трахиандезибазальтами, с подчиненными пачками туфогенно-осадочных пород, переслаивающихся с туфами основного и кислого состава. Совместно с субвулканическими образованиями они составляют чернойяровский вулканический комплекс, датируемый по растительным остаткам средне-поздним триасом [6].

Стратотип свиты находится на левобережье р. Хилок, в 3 км ниже д. Чернойярово, здесь она разделяется на три пачки: нижнюю осадочно-вулканогенную; среднюю туфогенно-осадочную; и верхнюю преимущественно вулканогенную. Максимальная ее мощность — от 1350 до 1500 м.

Чернойяровская свита нами была изучена в районе д. Катаево (рис. 1). Ранее этот участок относился к катаевской свите венд-раннекембрийского возраста, который был определен условно и базировался лишь на косвенных данных [4].

Вдоль правого борта долины р. Хилок, вблизи д. Катаево в разрезе наблюдается чередование трахибазальтов, трахиандезибазальтов, риолитов, хлорит-серицитовых сланцев, кварц-биотитовых сланцев. Вулканиды интенсивно подвержены динамометаморфическим изменениям. Среди вулканидов залегают силлы массивных среднезернистых габбро и габбро-долеритов.

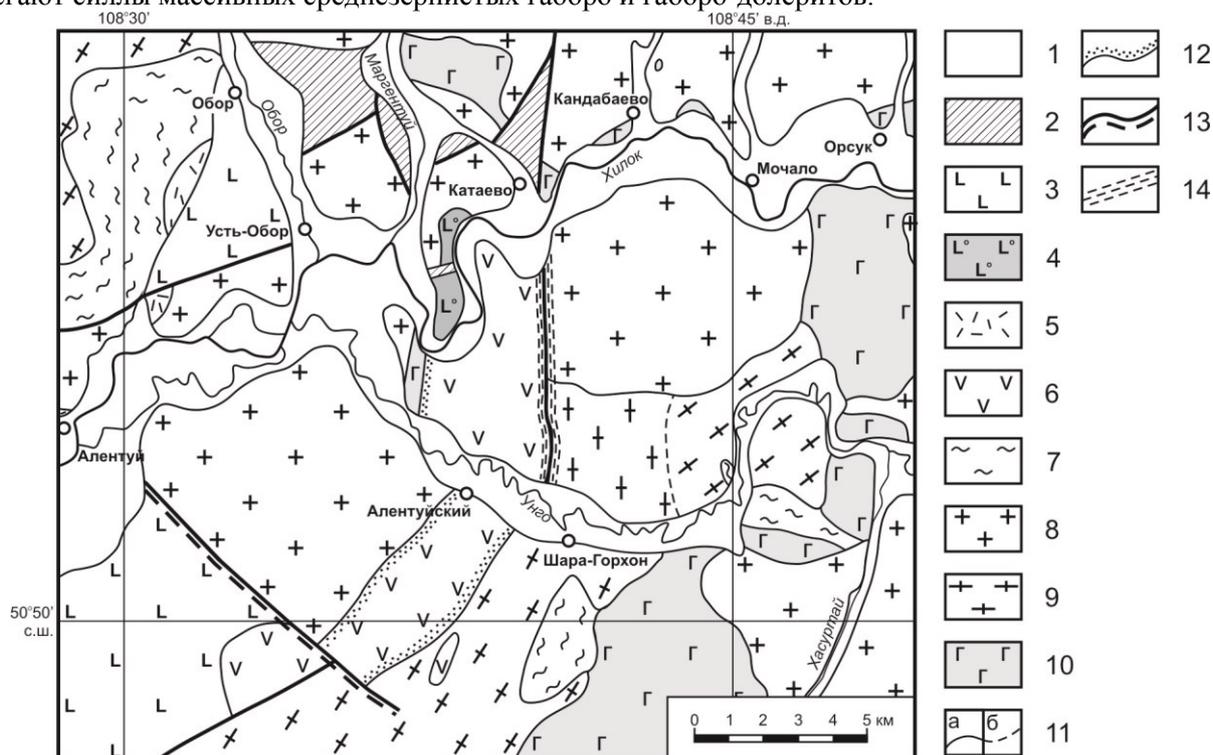


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района д. Катаево (Западное Забайкалье). Составлена на основе данных В.И. Сизых и В.П. Сапожникова [4] (с изменениями и дополнениями). 1 — четвертичные отложения; 2 — раннемеловые осадочные образования (убукунская свита); 3 — раннемеловые вулканогенные образования (хилокская свита); 4 — средне-позднетриасовые вулканогенно-осадочные образования (чернойяровская свита); 5 — пермские вулканогенно-осадочные образования (нерасчлененные); 6 — условно венд-раннекембрийские вулканогенно-осадочные образования (катаевская свита); 7 — докембрийские метаморфические сланцы; интрузии: 8 — верхнепалеозойские гранитоиды; 9 — раннепалеозойские гранитоиды; 10 — раннепалеозойские габброиды; 11 — геологические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 12 — контактовые роговики; 13 — разломы; 14 — зоны развития тектонитов.

Отобранные образцы вулканидов осадочно-вулканогенной чернойяровской свиты района д. Катаево были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных

элементов. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для одной пробы риолитов и одной пробы габбро-долеритов.

Определение основных петрогенных оксидов выполнены методом силикатного анализа (аналитики Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова). Содержания редких элементов устанавливались рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Р.Ж. Ринчинова). Определение содержаний редкоземельных элементов было выполнено методом ISP AES (аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева). Определения были выполнены в ГИН СО РАН. Датирование U-Pb методом единичных зерен цирконов из обеих проб было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Исследуемые породы подверглись динамометаморфическим преобразованиям, поэтому для геохимической классификации пород мы использовали главным образом элементы, считающиеся стабильными в процессах выветривания, метаморфизма, метасоматоза. К ним относятся Zr, Nb, Ti, редкоземельные элементы (за исключением Eu) [5].

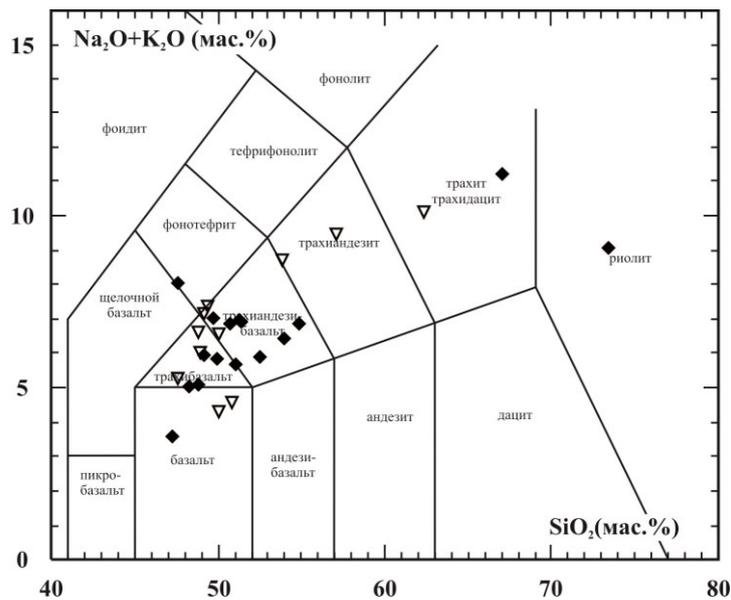


Рис. 2. Соотношение содержаний SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ в вулканитах черныяровской свиты на классификационной диаграмме [7] ромб — вулканиты участка вблизи д. Катаево, треугольник — вулканиты Тугнуйской впадины [6].

На диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис. 2) породы свиты образуют два поля, соответствующие трахибазальтам-трахиандезитобазальтам и трахидацитам-трахириолитам. По петрохимическим параметрам вулканиты свиты относятся к субщелочным высокоглиноземистым и высокотитанистым породам калиево-натриевой серии.

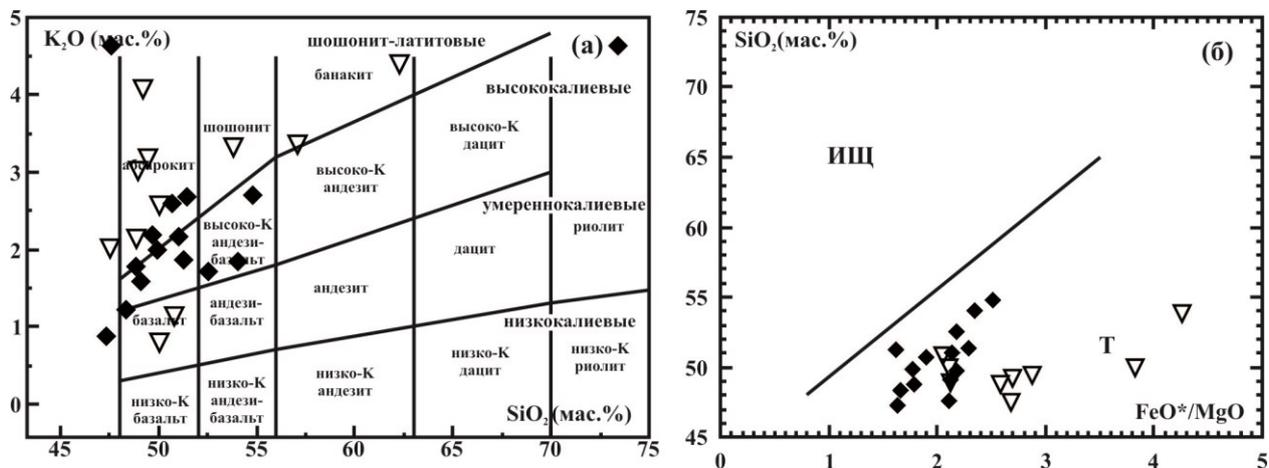


Рис. 3. Классификационные диаграммы: а. K_2O — SiO_2 [10] и б. SiO_2 — FeO^*/MgO [8] для вулканитов черныяровской свиты. Усл. обозн. см. рис. 2.

По концентрации K_2O точки составов вулканитов участка вблизи д. Катаево лежат в поле высококалиевых пород (рис. 3а), а породы Тугнуйской впадины лежат в поле щелочных пород. По

соотношению величин FeO^*/MgO с SiO_2 (рис. 3б) породы свиты располагаются в поле толеитовой серии.

Геохимическими особенностями трахибазальтов и трахиандезитов являются высокие содержания Sr (580-1550 г/т) и Ba (487-1840 г/т). Для этих пород типично фракционное распределение редкоземельных элементов $((\text{La}/\text{Yb})_n=6-13)$. На нормализованных по составу примитивной мантии [9] мультиэлементных спектрах базальтоидов отмечаются хорошо выраженные отрицательная аномалия Nb и положительные аномалии Ba и Sr.

Все эти параметры свидетельствуют о возможном вкладе субдукционных компонентов в магматических источниках, но наличие в породах свиты высоких концентраций TiO_2 (1,33-2,29 мас.%) говорит о формировании пород во внутриплитных условиях. На большинстве дискриминационных диаграмм, точки составов пород черныяровской свиты лежат в поле внутриплитных образований.

Относительно возраста изученных пород черныяровской свиты можно сказать следующее. Первоначально возраст свиты оценивался по находкам растительных органических остатков *Cladophlebis szeiana* Pan., *Pecopteris crenulata* Pryn., *Cladophlebis nervosa* Pryn., *Tersiella* sp., *Yuccites* sp. (определения Г.П. Радченко, И.А. Добрушкина, В.М. Скобло) и датировался как ранне-среднетриасовый, что отражено на изданной геологической карте Бурятской АССР (1980 год) [1]. В последующем возраст этих остатков был пересмотрен и определен как средне-позднетриасовый [3]. По нашим геохронологическим данным по цирконам из габбро-долеритов (221.5 ± 2.6 млн лет — поздний триас) и риолитов (199 ± 4 млн лет — ранняя юра) (неопубликованные данные) возраст свиты определяется как позднетриасово-раннеюрский. Следует отметить, что подобные образования были выделены на продолжении Чикой-Хилокской впадины, по левобережью р. Чикой, которые ранее на геологической карте Бурятской АССР [1] условно относились к вулканитам катаевской свиты (C_1 ?). Их возраст здесь оказался позднетриасовым [2].

1. Геологическая карта Бурятской АССР. Масштаб 1:500 000. Ред. П.Ч. Шобогоров. Картфабрика ВСЕГЕИ, 1980.

2. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Б. де Ваэле, Пресняков С.Л. Позднетриасовая катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 30-49.

3. Пехтерев С.Н., Нечпаев Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А., Духовский А.А., Еникеев Ф.И., Кожунова С.В., Круткина О.Н., Ступина Т.А., Четвериков М.Е., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49. Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 438 с.

4. Сизых В.И., Сапожников В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-49-VII. Объяснительная записка. М., 1971. 90 с.

5. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М.: Изд-во «Интермет инжиниринг», 2001. 288 с.

6. Gordienko I.V., Semushin V.N. Granitic excursion. The description of stops // Guidebook for excursions (5s Intern. Symp. on Pre-Jurassic evol. of East Asia. IGCP Pr. 224; 1st Intern. Symp. on evol. of Paleoasian ocean. IGCP Pr. 283. Ulan-Ude, Aug. 17-19, 1990. P. 28-31.

7. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e.a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.

8. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. N 4. P. 321-355.

9. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V.42. P. 313-345.

10. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА СРЕДНИХ ШИРОТАХ

© С. А. Рябова

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия, riabovasa@mail.ru

В настоящее время накоплено достаточно много фактов, свидетельствующих о влиянии флуктуаций магнитного поля на биологические и физиологические процессы в живых организмах. В частности, установлено влияние магнитного поля на кровеносно-сосудистую систему животных и человека, на транспортировку питательных веществ, наиболее чувствительна к воздействию магнитного поля нервная система [4]. В этой связи исследование структуры естественного магнитного поля Земли в разных частотных диапазонах и изучение их динамики в зависимости от меняющихся геофизических условий является важной задачей современной геофизики.

Геомагнитное поле в любой точке Земли не статично, а меняется с течением времени. Продолжительность изменений магнитного поля различна. Известны 11-летние и 22-летние периоды, связанные с циклом солнечных пятен. Магнитные вариации с периодами от секунды до нескольких лет обусловлены электрическими токами в ионосфере и магнитосфере Земли, которые тесно связаны с солнечной активностью. Интенсивность и форма этих магнитных вариаций зависят от широты, времени года и суток, параметров солнечного ветра. Вековые вариации связаны с процессами, протекающими в ядре Земли [3].

В качестве исходных данных в ходе работы привлекались результаты регистрации двух горизонтальных и вертикальной составляющих индукции геомагнитного поля за период 2010-2012 г. на среднеширотных обсерваториях: 1) Геофизическая обсерватория «Михнево» Института динамики геосфер РАН, Московская область, пос. Михнево; 2) Магнитная обсерватория «Киев» Института геофизики НАНУ, Киевская область, пос. Дымер; 3) Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли РАН, Ярославская область, пос. Борок. Регистрация геомагнитных вариаций на ГФО «Михнево» выполняется с помощью феррозондового магнитометра LEMI-018 (диапазон измерений ± 68000 нТл, разрешающая способность 10 пТл). Измерения вариаций геомагнитного поля на ГО «Борок» выполняются с помощью трехкомпонентного магнитометра (производство GEOMAG) с диапазоном измерений ± 70000 нТл и полосой пропускания 0 — 1 Гц. Регистрация геомагнитных вариаций на МО «Киев» выполняется с помощью феррозондового магнитометра LEMI-008 (разрешающая способность по аналоговому каналу 5000 нТл; ширина канала аналогового выхода DC — 1 Гц; коэффициент передачи аналогового выхода 2 мВ/нТл).

Первичная обработка временных рядов компонент геомагнитного поля на обсерваториях сводилась к редакции данных, выявлению технических сбоев, восстановлению пропусков методом линейной интерполяции и методом с использованием пары преобразований Фурье, исследованию цифровых рядов на стационарность, однородность. В результате обработки были сформированы банки данных, которые содержат временные ряды с дискретизацией 1 минута. Причем, данные регистрации на ГО «Борок» были преобразованы из геомагнитной системы координат (в которой ведется регистрация) в географическую систему. Для анализа динамики геомагнитного поля применялся вейвлет-анализ, в качестве материнского вейвлета был выбран комплексный вейвлет Морле. В настоящей работе учитывалось, что при выполнении вейвлет-преобразования конечного временного ряда возникают ошибки в расчете коэффициентов вейвлет-преобразования на концах временного ряда. Для выделения области влияния краевых эффектов строился конус влияния.

На рис.1 приведены результаты регистрации вариаций компонент геомагнитного поля на среднеширотных обсерваториях: ГФО «Михнево» ИДГ РАН, МО «Киев» Института геофизики НАНУ, ГО «Борок» ИФЗ РАН в географической системе координат (ось X направлена на географический север, Y — на восток, Z — вертикально вниз) за период 2010-2012 гг. с дискретностью 1 мин. Отчетливо виден тренд, знак которого не меняется на протяжении трех лет, что связано с вековым изменением компонент поля. В виде «шумового» фона проявлены высокочастотные вариации.

Расчет характеристик вейвлет-преобразования для среднесуточных значений на всех обсерваториях свидетельствует о наличии вариаций с периодами, равными примерно 27 суткам и двумя гармониками указанной периодичности в $\sim 6-8$ и $\sim 12-14$ сут. (рис.2), а также о наличии полугодовой периодичности.

Более детальный анализ результатов инструментальных наблюдений свидетельствует о сложном характере геомагнитных вариаций. В качестве примера на рис.3 приведены результаты

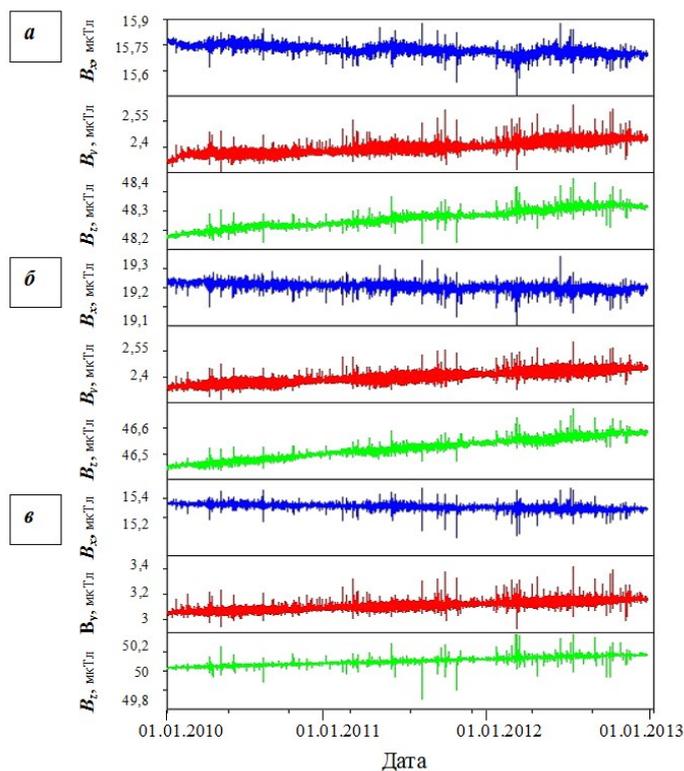


Рис. 1. Графики компонент геомагнитного поля по данным наблюдений с 01.01.2010 г. по 31.12.2012 г. на среднеширотных обсерваториях: а) ГФО «Михнево», б) МО «Киев», в) ГО «Борок»

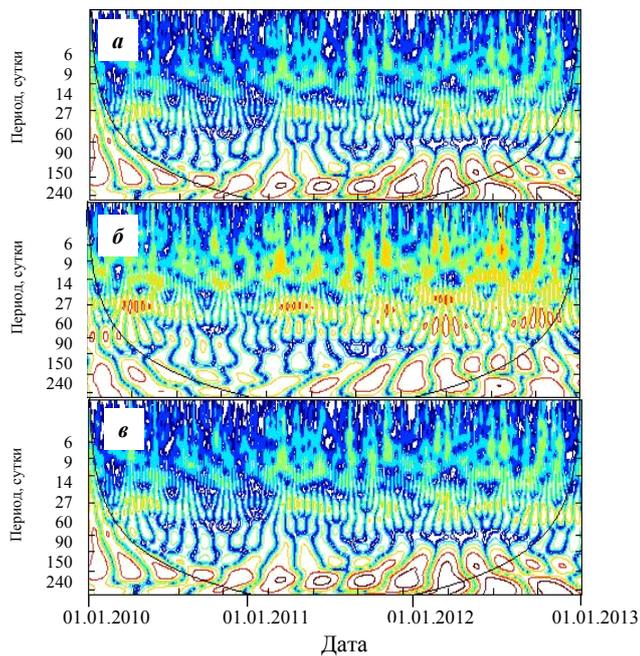


Рис. 2. Результаты вейвлет-анализа временного ряда X — компоненты геомагнитного поля по данным наблюдений с 01.01.2010 г. по 31.12.2012 г. на среднеширотных обсерваториях: а) ГФО «Михнево», б) МО «Киев», в) ГО «Борок» (Черная линия — конус влияния).

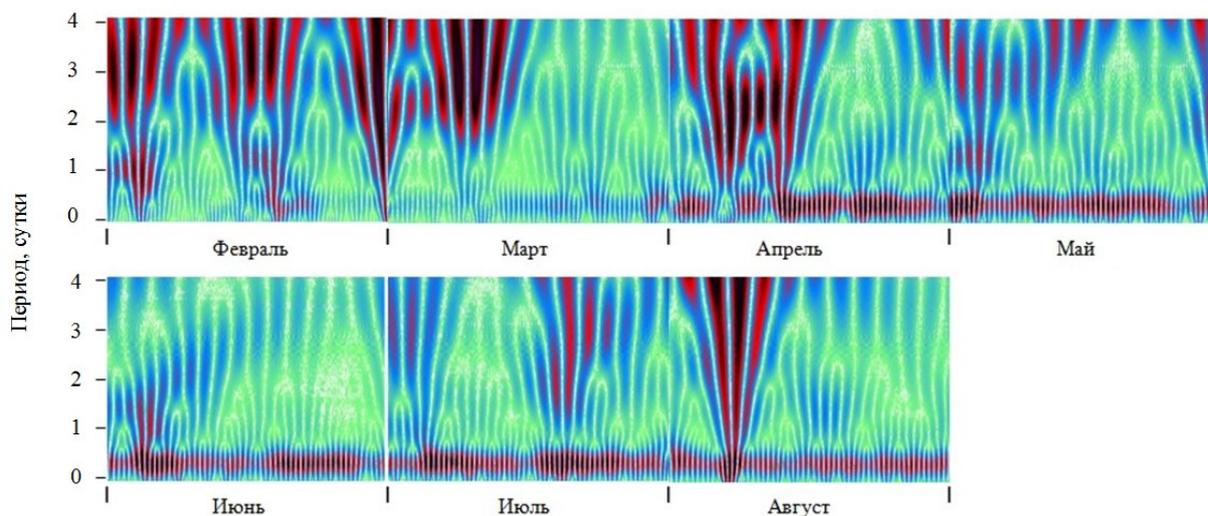


Рис.3. Результаты вейвлет-анализа геомагнитных вариаций за период февраль-август 2011 г. на ГФО «Михнево» в пределах конуса влияния

вейвлет-анализа геомагнитных вариаций за период февраль-август 2011 г. на ГФО «Михнево». Из представленного вейвлет-спектра следует, что в фоновых геомагнитных вариациях выделяется ряд хорошо выраженных периодичностей (суточные периодичности; периодичности с периодом 6 — 8 сут.). Интенсивность геомагнитных вариаций не постоянна во времени, а для некоторых периодов даже имеет спорадический характер. Как видно из рис.3, временные интервалы, когда наблюдаются ярко выраженные периодичности геомагнитных вариаций, сменяются периодами спада амплитуды вариаций и даже полного отсутствия некоторых из установленных периодичностей. Так, например, в 2011 г. периодичности с периодом 6 — 8 сут. отчетливо проявляются в феврале — первой половине марта, первой половине апреля, частично во второй половине мая, в течение недели июля и в первой половине августа, но практически отсутствуют во второй половине марта, в третью неделю апреля, первой половине мая, полностью в июне и во второй половине августа.

Другой особенностью наблюдаемых периодичностей геомагнитных вариаций является их фрактальный характер. Приведенный на рис.3 вейвлет-спектр демонстрирует иерархическую структуру флуктуаций геомагнитного поля. Каждое дробление масштаба отмечено появлением в распределении модуля коэффициентов характерных "вилочек" — раздвоением локальных максимумов. Это повторяется с увеличением масштаба, что свидетельствует о самоподобии процесса, а также близости его к монофрактальному [1].

1. Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166, № 11. С. 1145–1170.

2. Павлов А. Н., Анищенко В. С. Мультифрактальный анализ сложных сигналов // Успехи физических наук. 2007. Т.177, № 8. С. 859–872.

3. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 446 с.

4. Baule G.M., McFee R. Detection of magnetic fields of the heart // Amer. Heart J. 1963. V. 66. P. 95–96.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ

© В. Б. Хубанов^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, khubanov@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Существует разнообразие гипотез формирования высоко- и ультракалиевых кислых пород: 1) ликвация щелочно-риолитового расплава на калиевую и натриевую жидкие фазы [5]; 2) плавление при высоких температурах породы, состоящей исключительно из щелочного полевого шпата [4]; 3) кристаллизация калиевого полевого шпата и удаление остаточных «натриевых» жидкостей посредством механизмов стрессовой сепарации (фильтр-прессинг и механизм порога жесткого просачивания) [11]; 4) накопление калия при наложенном низкотемпературном метасоматозе (адуляризация стекла и плагиоклаза) [2; 3; 10]; 5) модель флюидно-магматического взаимодействия. Последняя точка зрения предполагает участие сложных щелочно-галоидных растворов при плавлении гранитных (коровых) субстратов [9; 8] и при кристаллизационной дифференциации кислых магм [1; 7]. Практический интерес обусловлен тем, что с одной из разновидностей ультракалиевых кислых пород, а именно с эльванами, связана полезная редкометалльная минерализация.

На примере гранитных ксенолитов, претерпевших частичное плавление в контакте с вмещающей щелочно-мафической (лампрофировой) магмой Гусиноозерской дайки, показано, что высоко-, ультракалиевые кислые производные сформировались во флюидно-магматической системе.

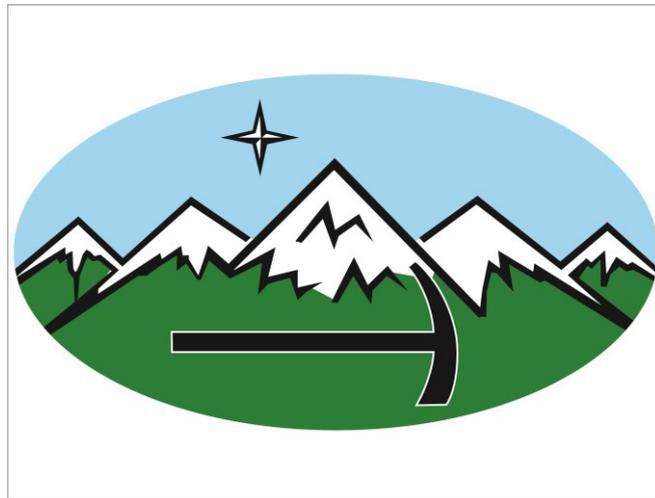
Внутреннее строение ксенолитов неоднородное. В периферийной части они окружены микрофельзитовой каймой (реакционной зоной) мощностью до первых миллиметров. В контакте с вмещающей породой первичные минералы ксенолита могут отсутствовать, что, вероятно, обусловлено их полным плавлением. С удалением от контакта и в случае частичного плавления минералов ксенолита реакционная зона приобретает гломерогранулярную структуру. Далее мощность зон, сложенных микрофельзитом и стеклом, постепенно уменьшается и внутри ксенолита она составляет сотни — десятки микронов между первичными полевыми шпатами и кварцем. Такие особенности ксенолитов свидетельствуют о том, что они испытали частичное (парциальное) плавление именно в контакте с горячей вмещающей лампрофировой (щелочно-мафической) магмой. Среди ксенолитов выявлено два субстрата, претерпевших плавление: 1) плагиогранит — плагиоклаз и кварц и 2) щелочно-полевошпатовый гранит — щелочной полевой шпат и кварц. Отличительной особенностью продуктов плавления, независимо от состава протолитового субстрата, является их повышенная калиевость с отношением $K_2O/Na_2O \geq 2$.

Очевидно, что условия плавления ксенолитов, в большей степени, контролировалось интенсивными параметрами кристаллизации щелочно-мафической магмы, с которой они контактировали. Согласно определениям [6] субликвидусная температура щелочно-мафической магмы составляла 1100-1000°C, а субсолидусная — 800-700°C. Вполне вероятно, что из кристаллизующейся щелочно-мафической магмы выделялся флюид в виде самостоятельной фазы. Согласно экспериментальным данным [12] наличие фенокристаллов биотита и амфибола, а также отсутствие плагиоклаза среди вкрапленников лампрофиров указывают на то, что изначально мафическая магма была существенно обогащена водой (не менее 4-6 мас.%). Помимо воды заметную роль среди летучих компонентов, возможно, играли галогены и углекислота. На их присутствие указывают содержания фтора и хлора в составе апатита [6] и интерстиционный карбонат в лампрофирах, а также карбонат среди продуктов плавления ксенолитов. Следует добавить, что поскольку мафическая магма была щелочной, то отделившиеся растворы, скорее всего, также были обогащены щелочами. Сопоставление составов производных контактового плавления с экспериментальными данными подтверждает возможность плавления с образованием ультракалиевых расплавов в присутствии щелочно-хлоридного и/или щелочно-углекислого флюида, выделявшегося из кристаллизующейся вмещающей щелочно-основной магмы.

Особенности условий плавления ксенолитов Гусиноозерской дайки дают основание полагать, что выплавление ультракалиевых расплавов также возможно над апикальными частями промежуточных щелочно-мафических камер на уровне средней и верхней континентальной коры в обстановках растяжения.

Исследования проведены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-00498).

1. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. Т. 4. № 25. С. 21–40.
2. Мишин Л.Ф. Природа и поисковое значение ультракалиевых риолитов на примере эпитермальных золото-серебряных месторождений Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. №6. С. 30–39.
3. Попов В.С., Николаенко Ю.С. О происхождении ультракалиевых риолитов // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1988. Ч. 117. В. 3. С. 294–304.
4. Стюарт Д.Б. Образование богатых кремнеземом калиевых стекловатых пород // Эволюция изверженных пород. Москва: Мир, 1983. С. 332–343.
5. Фромберг Э.Д. О природе ультракалиевых липаритов // Доклады Академии наук. 1980. Т. 253. №3. С. 685–687.
6. Шадаев М.Г. Условия кристаллизации щелочно-базальтовых магм при формировании Гусиноозерской дайки (Забайкалье). // Записки Всероссийского минералогического общества. 2001. Ч. 130. В. 1. С. 34–48
7. Antipin V.S., Halls C., Mitichkin M.A., Scott P., Kuznetsov A.N., 2002. Elvans of Cornwall (England) and Southern Siberia as subvolcanic counterparts of subalkalic rare metal granites. *Russian Geology and Geophysics* 43(9), P. 847–857.
8. Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E., 2013. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 374. P. 111–120. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.027>
9. Bai T. B., Koster Van Groos A. F., 1999. The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La, and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(7/8). P. 1117–1131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00284-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00284-1)
10. Ennis D.J., Dunbar N.W., Campbell A.R., Chapin C.E., 2000. The effects of K-metasomatism on the mineralogy and geochemistry of silicic ignimbrites near Socorro, New Mexico. *Chemical Geology* 167. P. 285–312. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00223-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00223-5)
11. Litvinovsky B.A., Karmanov N.S., Vapnik E., 2006. Genesis of ultrapotassic quartz porphyry in the Northern Arabian-Nubian shield. *Russian Geology and Geophysics* 47(11). P. 1103–1127.
12. Sisson T.W., Grove T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(2). P. 143–166. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00283225>



СЕКЦИЯ 2

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ,
ПАЛЕОНТОЛОГИЯ
И СТРАТИГРАФИЯ**

Председатели:

Хубанов Валентин Борисович,
канд. геол.-минерал. наук

Намзалова Оюна Дамдин-Цыреновна

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© М. А. Абилдаева

Институт геологии и минералогии СО РАН,

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, fidler.marina@gmail.com

Долгое время считалось, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн, или Ильчирскую зону, сформировалась в ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирскому кратону. При этом главная фаза надвигания тектонических покровов охватывала конец кембрия и начало ордовика. В последнее десятилетие выявлено [3, 4, 6], что геологическое строение Тункинских гольцов характеризуется сложной позднепалеозойской покровно-складчатой структурой, которую слагают позднекембрийские и нижнекембрийские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы, метаморфизованные в различной степени. При изучении материалов по геологическому строению Тункинских гольцов выделен целый ряд близких по возрасту магматических и метаморфических событий, которые вместе с позднепалеозойским покровообразованием характеризуют крупный орогенный этап в регионе.

Геологическое строение и история формирования покровных структур Тункинских гольцов описывается на примере Аршанского участка (рис. 1), расположенном в восточной части данного горного района вблизи села Аршан.

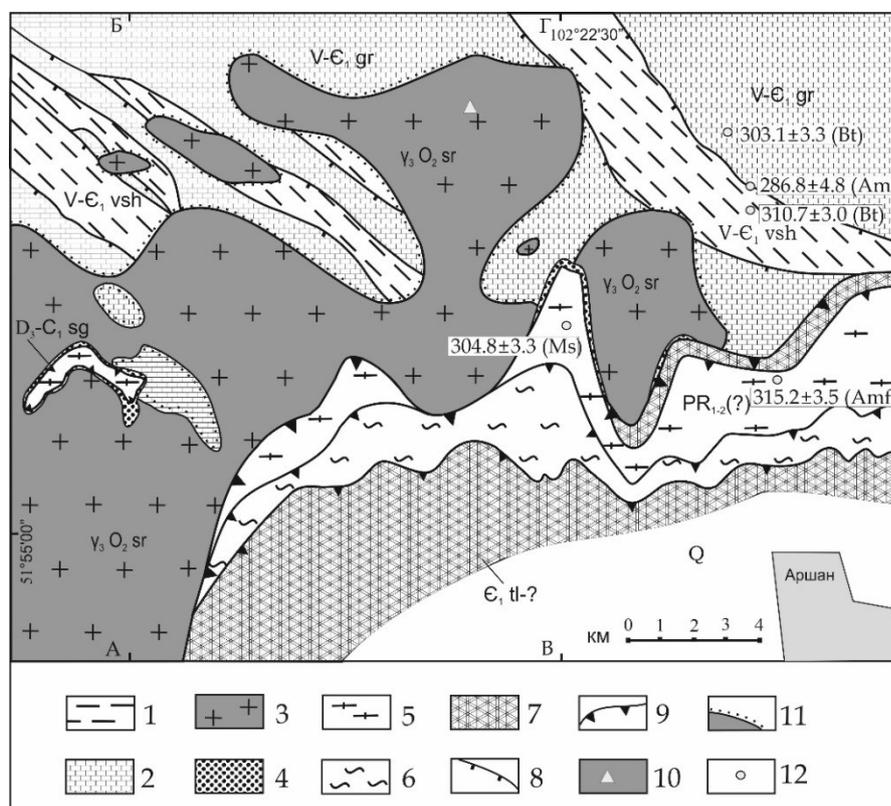


Рис. 1. Геологическая схема Аршанского участка Тункинских гольцов Восточного Саяна.

1, 2 — нижний аллохтон: 1 — венд—нижний кембрий, верхнешумакская свита, зеленые сланцы по песчаникам и алевролитам, линзы метаконогломератов; 2 — венд—нижний кембрий, горлыкская свита, известняки, доломиты, прослои графит-гранат-кварцевых сланцев; 3 — микроклиновые граниты и граносиениты (средний ордовик, третья интрузивная фаза сархойского комплекса); 4 — сагансайрская свита, поздний девон—ранний карбон, конгломераты и песчаники красноцветные; 5—7 — верхний аллохтон: 5 — нижний—средний протерозой (?), гнейсы с блоками гранатовых амфиболитов; 6 — биотитовые сланцы; 7 — толтинская свита, нижний—средний (?) кембрий, известняки с прослоями зеленокаменных вулканитов; 8 — кембрийско-раннеордовикские надвиги; 9 — карбон-пермские надвиги; 10 — место отбора пробы гранитов на U/Pb датирование — 462.6±7.8 млн лет [4]; 11 — интрузивные контакты, сопровождающиеся ороговикованием; 12 — места отбора образцов на Ag/Ag датирование и значения возрастов амфибола (Amf), биотита (Bt) и мусковита (Ms) из метаморфических пород (млн лет), по [3, 6].

Строение участка характеризуется наличием трех структурных этажей. Нижний, каледонский, структурный этаж представлен двумя свитами — терригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской, которые являются комплексами деформированного венд-нижнекембрийского чехла ТММ. На изучаемой территории терригенные породы верхнешумакской свиты преобразованы в гранат-сланцевые сланцы, карбонаты горлыкской свиты — в кальцитовые, кальцит-мусковитовые мраморы, кварц-карбонатные и углисто-карбонатные милониты. Уровень метаморфизма пород определяется по метапелитам как верхняя часть зеленосланцевой — нижняя часть эпидот-амфиболитовой фации. По разломам наблюдаются сдвиговые смещения правосторонней кинематики. Пластины деформированы и смяты в антиформную складку с простирием шарнира в широтном направлении. Ядро антиформы географически приурочено к субширотному участку долины р. Кынгарга, где обнажена толща биотитовых плаггиогнейсов. Попытки датировать данный этап покровообразования Ar-Ag методом по породам разломных зон не привели к успеху — все датировки отразили позднепалеозойскую реактивацию этих разломных зон (см. рис. 1) [3, 6].

Породные комплексы нижнего этажа прорывают микроклиновые граниты и граносиениты третьей фазы сархойского комплекса (также описываемого в литературе как саянский [1, 7] и зунмуринский [5]). Становление массивов происходило на завершающем этапе складчатости вмещающих пород и после ее окончания [1, 6]. Датирование микроклиновых гранитов U-Pb методом по циркону дало конкордантное значение возраста $462,6 \pm 7,8$ млн лет (см. рис. 1), что позволило сделать вывод о досреднеордовикском возрасте деформационной структуры, которую запечатывают эти граниты [4].

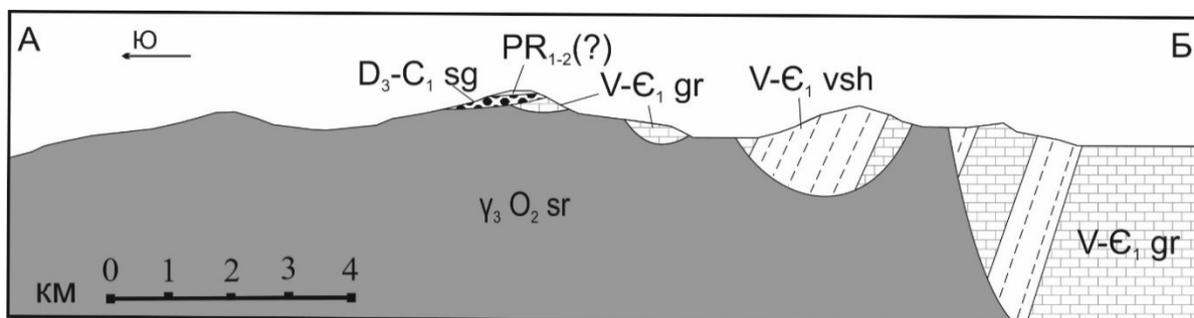


Рис. 2. Разрез по линии АБ. Условные обозначения см. рис. 1.

На породы каледонского структурного этажа и запечатывающие их граниты с размывом налегают практически не метаморфизованные красноцветные груботерригенные отложения сагансайрской свиты, сохранившиеся фрагментарно в основании позднепалеозойских покровов (рис. 1-3). Таким образом, свита служит неавтохтонным [2] комплексом для каледонского этажа и перекрыта по надвигу герцинским аллохтоном. В основании тектонических покровов породы сагансайрской свиты рассланцованы, мощность рассланцевания составляет 1-2 м. Ar-Ag возраст синтетектонических слюд (серицита) из зоны рассланцевания определен в 306-285 млн лет. На основании этих данных возраст свиты условно принят как раннекарбонный [4].

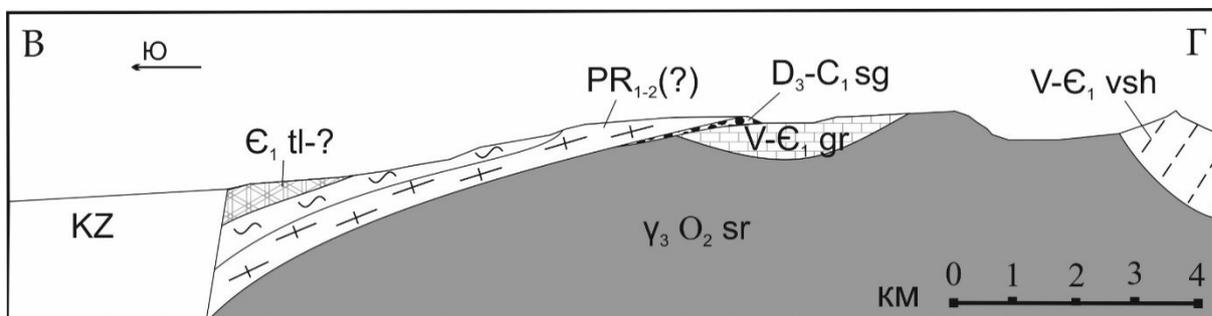


Рис. 3. Разрез по линии ВГ. Условные обозначения см. рис. 1.

В строении герцинского аллохтона принимают участие различные по литологии тектонические пластины (рис. 1, 3): 1) Кальцитовые, кальцит-мусковитовые, кальцит-флогопит-диопсидовые мраморы, и углисто-карбонатные милониты; 2) мономинеральные, плаггиоклазовые, плаггиоклаз-биотитовые амфиболиты и основные кристаллосланцы; 3) биотитовые плаггиогнейсы.

Карбонатная пластина южной части Аршанского участка представляют собой метаморфизованные островодужные отложения толгинской свиты нижнего кембрия. Среди карбонатов присутствуют прослои метавулканитов, протолитом которых считаются вулканиты раннепалеозойских островных дуг [8].

Под южной карбонатной пластиной залегает пластина зеленых сланцев и амфиболитов. Породы, послужившие им протолитом, неизвестны.

Биотитовые плагиогнейсы имеют минеральный состав Pl, Qtz, Chl, Bt, Ep. В верховьях р. Толта наблюдается тектонический останец гнейсов, надвинутый на отложения сагансайрской свиты. Датирование цирконов из гнейсов дало возраст 2,0 млрд. лет. Таким образом, протолитом гнейсов являлись нижнепротерозойские породы — скорее всего, комплексы фундамента ТММ.

Тектонические пластины разделены зонами рассланцевания и катаклаза с появлением новообразованных листоватых минералов — слюд и хлоритов.

Внутреннее строение пластин характеризуется сложной складчатой структурой [6]. Выделяются складки двух генераций: F₁ (с кинематическим типом послыоного течения) и F₂ (складки вязко-пластичного излома и складки изгиба в зависимости от литологии и положении в тектоническом «разрезе»). Для складок F₁ характерны сложные дисгармоничные структуры, часто наблюдаются оторванные замки складок. В породах различного состава доминирует сланцеватость (параллельная крыльям лежащих складок F₁), обусловленная в амфиболитах ориентировкой кристаллов амфибола, в мраморах и кальцифирах — ориентировкой кристаллов кальцита и слюд (парагонит, мусковит, флогопит).

На основе результатов геологического картирования, геометрического анализа деформационных макро-, микроструктур и результатов Ar-Ar датирования синтетектонических минералов (слюд и амфиболов) Аршанского участка было выделено три последовательных этапа формирования позднепалеозойской деформационной структуры [6]: 316-310 млн лет — покровный, 305-303 млн лет покровно-складчатый и 286 млн лет — сдвиговый.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №17-05-00833.

1. Арсентьев В. П. Объяснительная записка к листу N-47-XXXVI геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, Москва, 1969, 73 с.
2. Боос Р. Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. 1991. 143 с.
3. Буслов М.М. Проявление позднекарбонново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) / М. М. Буслов, А. Б. Рябинин, Ф. И. Жимулев, А. В. Травин // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. №4. С. 496–499.
4. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизийных событий в юго-восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2056–2074.
5. Магматизм и рудоносность Восточного Саяна // Ред. Н. Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1989. 135 с.
6. Рябинин А. Б., Буслов М. М., Жимулев Ф. И., Травин А. В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №12. С. 2087–2109.
7. Самбург А. Л. Объяснительная записка к листу М-48-1 геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, Москва 1971. 66 с.
8. Школьник С. И., Беличенко В. Г., Бараш И. Г. Особенности состава протолита высокоглинозёмистых метапелитов горлыкской свиты (венд-кембрийский чехол Тувино-Монгольского микроконтинента) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) — Иркутск, 2009. Т.2. С. 154–155.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАРФЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА (КОВЫКТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

© И. В. Афонин¹, Е. В. Корбовяк¹

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,
heaven05@list.ru

Данная работа посвящена палеогеографическим реконструкциям парфеновского горизонта, проведенным на основании исследования поведения геохимических индикаторов. Геохимические особенности этих пород изучены на основании 30 определений микроэлементного состава, с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, исследования проводились в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем». Для восстановления условий осадконакопления были использованы следующие коэффициенты, характеризующие фациальные обстановки седиментации — La/Yb, Sr/Ba, Ce/Ce*, Eu/Eu*, U/Th, Cr/Ni, Cr/Cu [2,4]; нормированные к PAAS спектры [3].

Объектом изучения является парфеновский горизонт Ковыктинского газоконденсатного месторождения. В строении горизонта выделяются два пласта П₁ и П₂ [1], охарактеризованные 22 и 8 пробами соответственно.

На основании анализа морфологии нормированных спектров было установлено два основных типа (рис. 1). К первому типу (тип 1) относятся кривые с положительным «бугром» ряда легких лантаноидов, а также с положительными пиками Pr, Nd, Eu или Gd (типы 1.1 и 1.2). Наличие отрицательного наклона кривых и слабо отрицательных и положительных аномалий церия позволяют предполагать субконтинентальную (тип 1) и прибрежно-морскую седиментацию (типы 1.1 и 1.2). Второй тип характеризуется обратным V-образным профилем с четким европиевым пиком, что может быть обусловлено биогенным механизмом концентрирования редкоземельных элементов. Формирование отложений с данным типом спектра предположительно происходило в морских условиях.

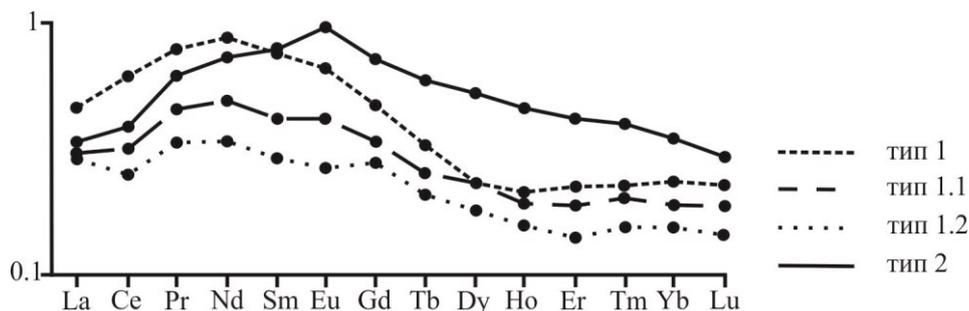


Рис. 1. Характеристические спектры редкоземельных элементов для пород парфеновского горизонта, нормированные к PAAS

Распределение типов спектров по разрезу позволяют выделить некую цикличность, обусловленная сменой обстановок осадконакопления, которая подтверждается вариациями геохимических индикаторов (рис. 2).

Так для пласта П₂ установлено двучленное строение (рис. 2а), граница между циклами проведена на основании симбатного изменения значений геохимических индикаторов. Формирование осадков первого цикла проходило в соленом бассейне (Sr/Ba=0,52-1,18) с преимущественно окислительным режимом (U/Th=0,15-0,19, Eu/Eu*=0,53-0,57). Близость источника сноса (Ti/Zr=33,3-51,6), терригенный механизм концентрирования лантаноидов (La/Yb=21,8-34,1) и цериевое отношение более 1 позволяют предполагать прибрежно-морские (авандельтовы, заливаемые дельты) обстановки седиментации.

Для отложений цикла 2 характерны значения Sr/Ba (0,76-1,07), отвечающие соленым водам. Взаимные вариации индикаторов уменьшение Ce/Ce* (0,94-0,97) и La/Yb (17,6-37,1) и увеличение U/Th (0,16-0,27) и Eu/Eu* (0,50-0,65) от подошвы к кровле разреза предполагают формирование данного фрагмента разреза в прибрежно-морских обстановках (удаленная зона пляжа) на фоне общей трансгрессии бассейна.

Для пласта П₁ также установлено двучленное строение (рис. 2б). Цикл 2 характеризуется низкими значениями Sr/Ba (0,20-0,47), что характерно для опресненного бассейна. Вариации U/Th и Eu/Eu* фиксируют близнеутральную (восстановительно-окислительную) среду бассейна

осадконакопления. Значения La/Yb показателя соответствуют терригенному механизму концентрирования редких земель (17-31). При этом цериевое отношение не превышает 1. Формирование осадка предположительно происходило в обстановках заливаемых дельт, что позволяет объяснить сочетание низких значений Ce/Ce^* и Sr/Ba .

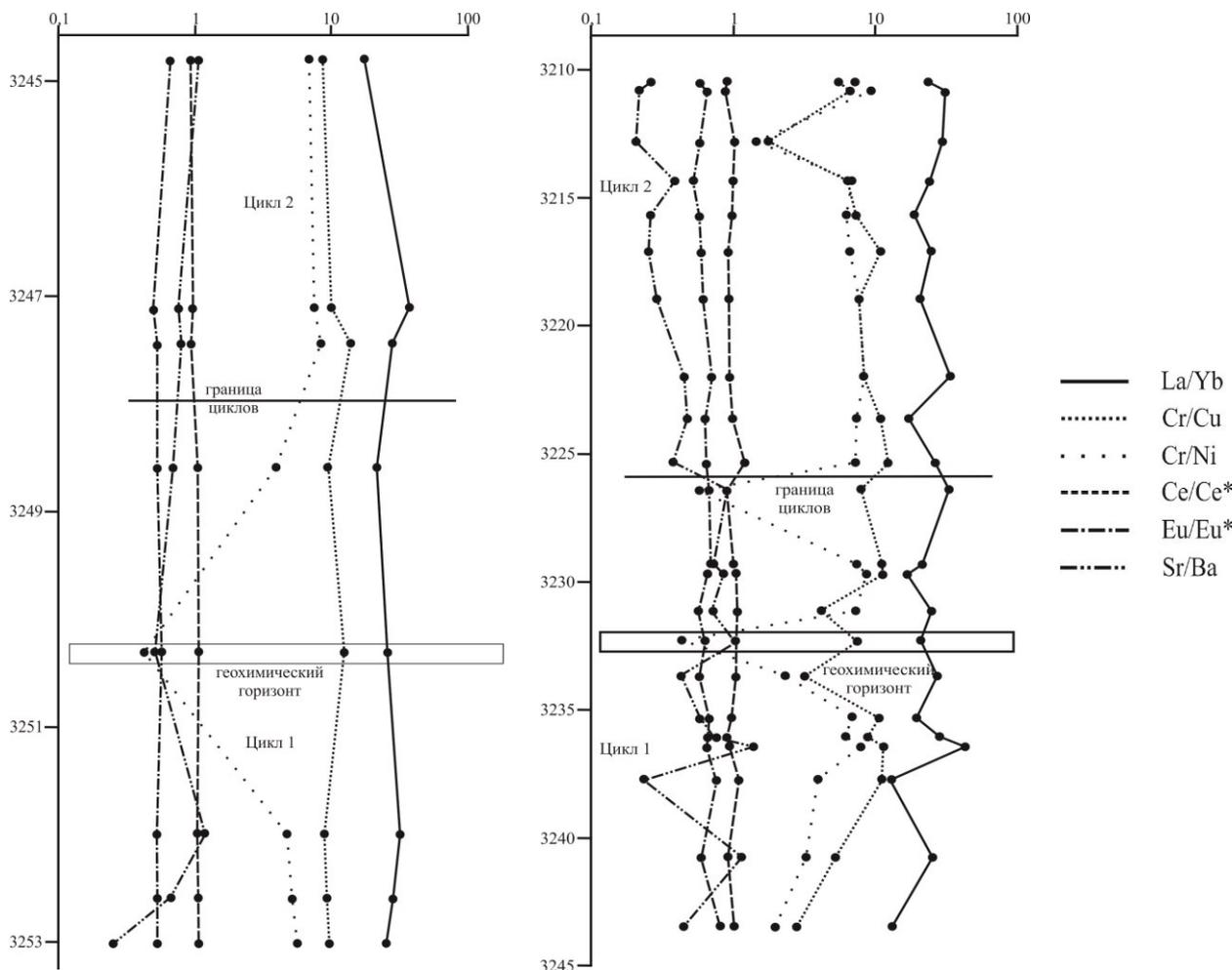


Рис. 2. Распределение основных геохимических индикаторов для отложений парфеновского горизонта: а. пласт П₂; б. пласт П₁

Для первого цикла характерны значения $Sr/Ba=0,58-1,38$, с локальными падениями до 0,23 и 0,44. Ce/Ce^* отношение меняется от 0,89 до 1,05, фиксируя как морские условия, так и области смешения соленых и пресных вод. Вариации Ti/Zr и $\sum TR$ позволяют судить о близости расположения источника сноса. Симбатные изменения U/Th и Eu/Eu^* фиксируют постепенную смену с восстановительной на восстановительно-окислительную среду бассейна седиментации, от подошвы к кровле цикла 2. Значения La/Yb показателя фиксируют терригенный механизм концентрирования редких земель (от 16,8 и выше). Сочетание вышеописанных индикаторов позволяет сделать вывод, что формирование отложений происходило в пределах подводных дельтовых конусов выноса, на общем регрессивном тренде морского бассейна.

Помимо этого для каждого пласта были выявлены геохимические горизонты, которые возможно являются реперными для рассматриваемого месторождения. Горизонты были выделены на основании разнонаправленного изменения показателей Cr/Ni и Cr/Cu . Обоснование выделения горизонтов базируется на опыте использования данных отношения для изучения ванаварской свиты на Придутском участке [5].

Таким образом, на основании проведенных исследований можно заключить, что пласты парфеновского горизонта характеризуются двучленным строением, которое фиксируется резким изменением значений геохимических параметров, что отвечает смене обстановок осадконакопления либо подчеркивает границы регрессивно-трансгрессивных циклов. Формирование пород пласта П₂ происходило на фоне общей трансгрессии, что привело к смене обстановок с авандельтовых к

пляжевым, для пород пласта П₁ отмечается общий регрессивный тренд и смена авандельтовых (заливаемые дельты) условий седиментации на дельтовые конуса выноса.

Также были установлены два геохимических горизонта, сходных по геохимическим характеристикам, которые могут являться реперными для данного горизонта в пределах месторождения.

1. Конторович А. Э., Беляев С. Ю., Конторович А. А. Тектоническая карта венд-палеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. Новосибирск, 2009. Т. 50. №8. С. 851–862.

2. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

3. Шатров В. А., Сиротин В. И., Войцеховский Г. В., Зеленская А. Н. Реконструкция обстановок осадкообразования отложения девона геохимическими методами (на примере опорных разрезов Воронежской антиклизы) // Геохимия. Москва. 2005. № 8. С.856–864.

4. Юдович Э. Я., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

5. Afonin I. V. Geochemical characteristics of vanavarskaya suite on the example of Pridutsky area (Eastern Siberia) // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU: Novosibirsk. 2016. P. 76-78.

КОМПЛЕКСНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© Л. М. Бызов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, leo212002@yandex.ru

Байкальская рифтовая система является одним из крупнейших проявлений континентального рифтогенеза, наряду с Восточно-Африканской системой и Провинцией Бассейнов и хребтов. Она имеет сложное внутреннее строение и, как следствие, экспонирует разнообразные формы рельефа. Доминирующими структурами здесь являются собственно долины и, окружающие их, горные системы. В горном окружении рифтовых долин Байкальской системы особенно выделяются сбросовые уступы. Эти морфоструктуры являются основными элементами крутых бортов рифтовых впадин, наряду с предгорными откосами и вершинными скатами. Морфология сбросовых уступов и сопутствующих элементов хранит информацию об эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессах [2]. В частности, важным индикатором процессов орогенеза могут выступать базальные фасеты — тектогенные грани треугольной или трапециевидной формы, расположенные в основании уступа и обращенные к долине. Количественные параметры этих граней (ширина, высота и наклон), наряду с другими морфометрическими характеристиками (высота хребта, геометрия русел и др.), если рассматривать их в комплексе, позволяют реконструировать общий сценарий развития того или иного сегмента горного обрамления. Для решения подобных задач в настоящее время разработано множество компьютерных программ комплексного математического моделирования. В данной работе использовалась программа CHILD (Channel-Hillslope Integrated Landscape Development) американского геолога Грегори Такера [4]. Разработка этой методики началась в 1998 году, но ее модернизация продолжается и сейчас. Программа позволяет создавать сложные трехмерные модели эволюции ландшафтов, включает алгоритмы русловых и склоновых эрозионно-аккумулятивных процессов и несколько тектонических сценариев. Для решения задачи моделирования сбросовой кинематики, совместно с сотрудниками ИДСТУ СО РАН, был разработан новый модуль программы, позволяющий реконструировать смещение по разлому, как по вертикали, так и по горизонтали.

В рамках данного исследования была проведена серия экспериментов по моделированию позднекайнозойской эволюции рельефа отдельных сегментов горного обрамления впадин БРС. В качестве объектов были выбраны юго-восточный склон Баргузинского хребта, северный склон Делюн-Уранского хребта, юго-восточный склон Святоносского поднятия, небольшие сегменты Северо-Муйского (вблизи Таксимо) и Южно-Муйского (междуречье Сюльбана и Куанды) хребтов. Основными критериями выбора объектов являлись: относительная молодость уступов (начало формирования должно соответствовать последней фазе активизации орогенеза), наличие базальных фасет, схожесть литологического строения (выбранные сегменты сложены, преимущественно, гранитоидами). Следует отметить, что моделирование длительной (миллионы лет) эволюции любого ландшафта сопряжено с большим количеством условностей. Например, практически невозможно определить точные количественные параметры климатических условий, периодичность относительного тектонического затишья и активизации, гранулометрические особенности пород, поэтому обычной практикой является осреднение и интерполяция свойств. Задачей данного эксперимента являлось сравнительное моделирование, направленное на определение особенностей тектонического режима в разных частях БРС.

В качестве эталонного объекта был выбран сегмент Саранхурской кулисы Баргузинского хребта между реками Нестериха и Ульзика. Выбор обусловлен наличием у нас данных трекового датирования по апатитам [3], которые позволяют достаточно уверенно говорить о времени начала последней фазы активизации (5 млн лет назад) и скорости поднятия (0,4 мм/год). Кроме того, данные АФТ показали, что до этого времени территория длительное время находилась в состоянии тектонического покоя. Это позволяет предположить, что склон был значительно нивелирован под воздействием доминирующей денудации, т.е. на момент начала поднятия объект представлял собой пологий ровный склон. Определение всех прочих параметров, определяющих морфологию ландшафта, проводилось с помощью специально разработанного нами калькулятора. Для каждого эксперимента создавался отдельный вводный файл, содержащий более 150 параметров, определяющих особенности русловых эрозионно-аккумулятивных процессов и гидравлической геометрии, свойства подстилающих пород, режим выпадения осадков, параметры склоновой диффузии и тектонических процессов. Часть вводных данных была взята из литературы, часть получена эмпирически либо с помощью ГИС. В результате исследования была получена модель, морфометрически схожая с реальным рельефом, т.е.

количественные параметры отдельных фасет (ширина, высота и наклон), а также высота хребта и профили русел в целом совпадали (соответствие~95%).

Следующим этапом, полученный набор данных был применен ко всем остальным объектам. Для каждого отдельного объекта менялись только тектонические характеристики (время, скорость, падение разлома) и те параметры, связанные с его современной морфометрией (длина и ширина склона, площадь водосбора и др.), которые, в свою очередь, влияют на процессы эрозии, переноса и аккумуляции реголитов. Таким образом, набор параметров, полученный на первом этапе эксперимента, нельзя назвать постоянным. Константой здесь являются соотношения, которые возможно представить общими для всех выбранных объектов, опираясь на их морфологическое сходство.

Результаты моделирования показали, что все прочие объекты начали свое формирование позже Баргузинского хребта. Поднятие Делюн-Уранского хребта началось 3,5 млн лет назад, при этом разные его части испытывали (и, вероятно, испытывают) различные скорости (западная часть хребта — 0,45 мм/год, центральная — 0,4). Аналогичное время активизации показывают уступы Святоносского поднятия (скорость 0,4 — 0,5 мм/год). Полученные значения времени соответствуют датировке [1]. Моделирование для объектов Муйско-Куандинской впадины показало, что они значительно моложе (1 млн лет), но поднимались быстрее (0,8 мм/год). Следует заметить, что работа еще продолжается, и результаты, которые будут представлены на конференции, могут немного отличаться от заявленных.

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

2. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с. : ил. + [1] отд. л. схем. Библиогр.: С. 207–215

3. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V. A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A. I., Kovalenko S. N., Anisimova S. V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // 2009, *Tectonics*, 28, TC3008

4. Tucker G.E. CHILD Users Guide for version R9.4.1 // Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) and Department of Geological Sciences University of Colorado, Boulder, CO 80309 USA, 2010, 52

ГЕОЛОГИЯ БИРЮЗОВОГО ОЗЕРА (ВЕРХОВЬЯ Р. ИЗИГ-СУГ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© Б. Л. Гармаев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, garmaevbator@gmail.com

Восточный Саян представляет собой уникальное с точки зрения геологической истории развития место. Недаром ещё Эдуард Зюсс (1831-1914) в своей фундаментальной работе «Лик Земли» (1883-1909), на основании анализа работ русских исследователей И.Д. Черского (1845-1892) и В.А. Обручева (1863-1956), предложил для этого района название «Древнее темя Азии». В его трактовке это горные сооружения, окаймляющие с юго-востока и юго-запада «Иркутский амфитеатр»¹. Эти горные массивы, по мнению Э. Зюсса, сложены в основном древними архейскими образованиями с возрастом 900-520 млн лет. Позже, в середине и конце XX века было показано, что в состав «Древнего темени Азии» входят не только архейские породы, но и раннепалеозойские каледонские (возраст 490-400 млн лет), позднепалеозойские — герцинские (возраст 350-230 млн лет) и более молодые покровно-складчатые образования [3, 4, 6].

Актуальность работы. Отдаленные и труднодоступные районы, в особенности приграничные, зачастую бывают геологически слабоизученными. К таким местам можно отнести верховья р. Изиг-Суг. Поэтому авторские сведения, приводимые в данной работе, позволят пролить дополнительный свет на состав и строение горных пород, слагающих приграничные районы республик Бурятия и Тыва.

Цель работы: изучить петрографический состав горных пород, слагающих Бирюзовое озеро.

Задачи работы: 1) провести макроскопическое описание горных пород, слагающих Бирюзовое озеро; 2) провести описание петрографических шлифов горных пород; 3) провести типизацию изученных горных пород.

Методика исследования. Всего в ходе маршрута было отобраны образцы наиболее типичных горных пород. Из них были изготовлены шлифы, а также подготовлены геохимические пробы для последующих химических испытаний в Аналитическом центре ГИН СО РАН. Описание петрографических шлифов проводилось на петрографическом микроскопе ПОЛАМ-Р 312 [1, 5, 7]. Описываемое в данном сообщении Бирюзовое озеро находится в верховьях реки Изиг-Суг, вблизи минеральных источников «Жойган». Последний располагается на территории Республики Тыва вблизи с административной границей с Республикой Бурятия (рис. 1).

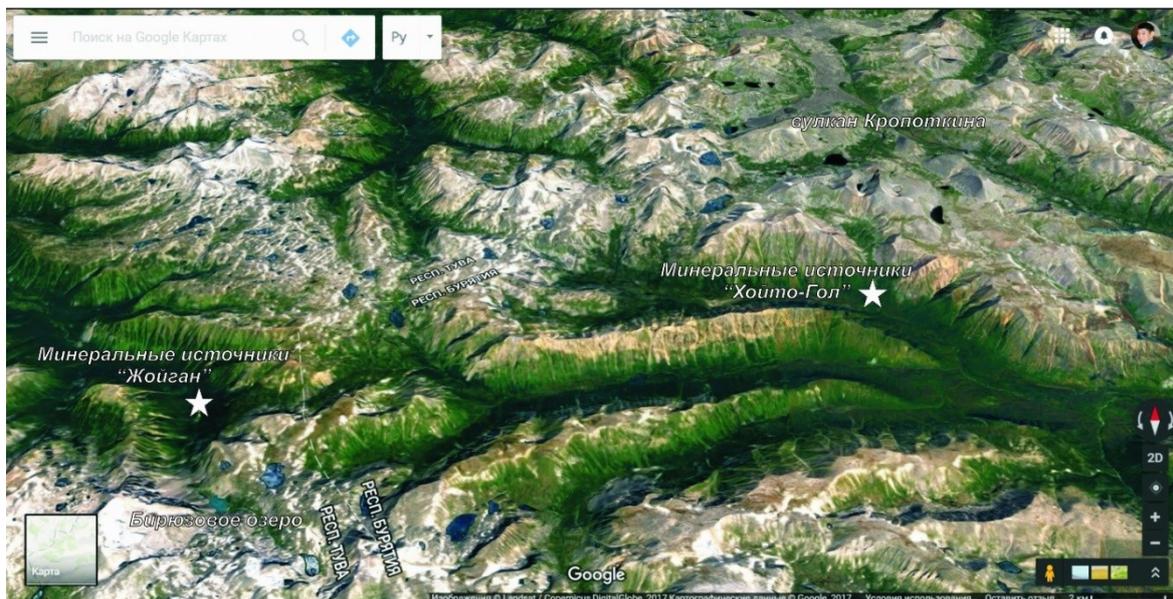


Рис. 1. Обзорная схема района

Котловина Бирюзового озера сложена серыми кристаллическими сланцами и гнейсо-гранитами. Все породы претерпели тектонические нарушения, о чём свидетельствует расланцевание пород и наблюдаемые в скальных обнажениях крупные складки.

¹ название южной части Сибирской платформы с прилегающими к ней на ЮЗ и ЮВ склонами хребтов Восточного Саяна и Прибайкалья. На севере Иркутский амфитеатр открыт в сторону Тунгусского бассейна. Термин введен в геолого-географическую литературу австрийским геологом Э. Зюссом в начале XX века.

Образец Бо-1. Порода: гранат-содержащий хлорит-серицитовый кристаллический сланец. Структура породы: гранолепидобластовая (структура, для которой характерно наличие в породе минералов как удлиненно-призматической (в нашем случае мусковита и хлорита), так и изометрической (кварца и плагиоклаза) формы, с преобладанием минералов пластинчатой формы [8]. Текстура: сланцеватая (сланцевая).

Минеральный состав породы (в объёмных %). *Кварц* (20) — наблюдается в основной массе породы совместно с плагиоклазом, в виде зерен округлой и неправильной формы. Размер кристаллов от 0.2 до 1.5 мм. *Плагиоклаз* (10) — встречается в породе совместно с кварцем. Практически по всем зернам развивается агрегат серицита. В некоторых случаях замещается серицитом практически нацело. Форма кристаллов округлая, неправильная, размер около 0.2-0.4 мм. *Серицит* (35) — представлен тонкочешуйчатым агрегатом развивающихся по кристаллам плагиоклаза. Иногда нацело замещает последний. В этих случаях образует удлиненные мономинеральные индивиды. Размер выделений от сотых долей мм (тончайшие иголки и мелкие чешуйки) до 0.5 мм (замещенные зерна плагиоклаза). Имеет светло-коричневатую интерференционную окраску. Распространен в породе равномерно. *Мусковит* (25) — наблюдается в виде крупных листоватых чешуек с высокими цветами интерференции — ярко-розовыми, ярко-голубоватыми, светло-зеленоватыми и салатными. Отчетливо видна спаянность минерала. В некоторых местах образуют скопления агрегатов, размером около 1 мм. Минерал выполняет трещины в породе. *Хлорит* (9-10) — развивается совместно с кристаллами мусковита, в виде листоватых удлиненных чешуек. Имеет аномальные (чернильные) цвета интерференции, в проходящем свете имеет темно-зеленый цвет. *Биотит* (5) — распространен в породе неравномерно. Для него характерно кучное распределение чешуйчатых агрегатов, в виде пластинчатых выделений и их сростков, иногда субпараллельно вытянутых. Размер зерен варьирует от 0,1x0,2 до 0,7x1 мм. *Гранат* (0-1) — встречается в шлифе в виде единичных трещиноватых кристаллов, часто с округленными краями. В проходящем свете непрозрачный минерал.

В целом порода сложена кварцем и серицитизированным плагиоклазом, на фоне которой наблюдаются удлиненные чешуйчатые агрегаты мусковита. Часто эти чешуйки группируются совместно с хлоритом. Слюдистые минералы (мусковит, хлорит и биотит) имеют ориентированное расположение, обуславливающее сланцеватую структуру породы. Гранат встречается эпизодически, в виде отдельных округлых зерен.

Образец Ис-1. Внешне это светло-серая плотная порода. Светлые части сложены кварцем и полевым шпатом (плагиоклазом), темные сложены слюдистыми минералами — хлоритом и биотитом. По некоторым свежим сколам наблюдается гнейсовая (полосчатая) текстура породы. Полевое определение породы — лейкократовый гнейсо-гранит. В большинстве случаев термин гнейсо-гранит употребляется применительно к гранитоидам, независимо от их генезиса, обладающих более или менее отчетливой выраженной гнейсовой текстурой [2].

Микроскопическое описание. Порода: лейкократовый гнейсо-гранит. Структура породы: гипидиоморфная (общее название структур магматических пород, характеризующихся хаотическим расположением зерен разной степени идиоморфизма), текстура породы — гнейсовая (текстура явнокристаллических пород с более или менее ясно выраженным расположением составных частей, параллельных некоторому направлению; характеризуется ориентированным расположением вытянутых минералов (в нашем случае слюдистых минералов) в параллельных слоях).

Минеральный состав породы (в объёмных %). *Кварц* (30) — образует относительно крупные зерна неправильной формы, размером 1.5-2 мм и более. Наблюдается совместно с плагиоклазом. *Плагиоклаз* (35) — образует гипидиоморфные зерна покрытых тонкочешуйчатым агрегатом серицита. Размер зерен от 0.5 до 1.5 мм. *Серицит* (17-19) — представлен тонкочешуйчатым агрегатом зерен, в виде тонкой вкрапленности по кристаллам плагиоклаза. Иногда нацело замещает последний, в этих случаях образует удлиненные мономинеральные индивиды (мусковит). Размер выделений от сотых долей мм (тончайшие иголки и мелкие чешуйки) до 0.5 мм (замещенные зерна плагиоклаза). Имеет светло-коричневатую интерференционную окраску. Распространен в породе равномерно, за счет плагиоклаза. *Мусковит* (5) — встречается в породе эпизодически, в виде единичных удлиненных чешуек, расположенных в межзерновом пространстве плагиоклаза и кварца. Имеет высокую интерференционную окраску — ярко-розовую, ярко-голубоватую и светло-зеленоватую. Отчетливо видна спаянность минерала. В некоторых местах образуют скопления агрегатов, размером около 1 мм. Выполняет трещины в породе. *Хлорит* (10) — распространен в породе неравномерно, в виде относительно крупных (0,6-1,2 мм) листоватых удлиненных чешуек и их скоплений. Имеет аномальные цвета интерференции — фиолетовые, чернильные, темно-бурые. При проходящем свете

отчетливо плеохроирует. *Гранат* (1-3) — встречается в породе в виде трещиноватых округлых зерен, иногда группирующихся совместно. *Эпидот* (0-1) — представлен единичными удлиненно-призматическими зернами незначительного размера — 0,05–0,2 мм.

В целом, можно отметить следующее — практически все кристаллы плагиоклаза подвержены вторичным изменениям — серицитизации; зерна кварца несут следы тектонического воздействия (давления), что выражается в волнистом погасании минерала. Кроме того, в породе достаточно большое количество граната и мелких зерен эпидота, что может свидетельствовать о метаморфизме в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Образец Ис-2. Визуально это плотная сланцеватая темно-серая мелкозернистая порода. Отчетливо наблюдается сланцеватость, выраженная параллельным (слоистым) расположением кварца, полевого шпата (плагиоклаза) и биотита (слюды). Мощность темноокрашенных прослоек сложенных слюдой составляет около 2-3 мм. Иногда эти слои сливаются в мономинеральные обособления. Полевое определение породы — слюдистый кристаллический сланец.

Микроскопическое описание. Порода: кварц-хлорит-биотитовый кристаллический сланец с гранатом. Структура породы: гетеробластовая — структура, характеризующаяся тем, что главные минералы метаморфической породы имеют различные размеры, аналогично неравномернозернистой структуре магматических пород. Текстура: сланцеватая.

Минеральный состав породы (в объёмных %). *Кварц* (27-29) — встречается в основной массе в виде округлых изометричных зерен размером от 0.1-0.3 до 1 мм. Наблюдается совместно с плагиоклазом. *Плагиоклаз* (20) — практически не затронут вторичными изменениями (серицитизацией), большинство зерен «свежие». Размер кристаллов 0.5-0.7 мм. *Биотит* (35) — распространен в породе равномерно, в виде отдельных пластинчатых зерен и их скоплений. Чешуйки иногда изогнуты и смяты в морщины. Длина отдельных чешуек от 0.1 до 1.2-1.4 мм, ширина 0.05-0.3 мм. В проходящем свете имеет характерную коричневатую окраску. Отчетливо наблюдается спаянность минерала. *Хлорит* (10) — встречается преимущественно с чешуйками биотита, хорошо диагностируется благодаря зеленоватой окраске в проходящем свете. Размер зерен 0.2-0.5 мм. *Гранат* (5) — представлен в шлифе округлыми, иногда трещиноватыми, кристаллами размером от 0.05 до 0.4 мм. В некоторых случаях образует скопления из мелких зерен. В проходящем свете непрозрачный. *Эпидот* (1-3) — встречается только совместно с биотитом, имеет высокую («сарафанную») интерференционную окраску — ярко-розовую, ярко-красную. Размер кристаллов незначительный и составляет в среднем 0.05-0.1 мм.

В целом, для образца Ис-2 характерно большое количество слюдистого минерала — биотита, большее количество граната, по сравнению с предыдущими шлифами, а также более или менее свежий облик кристаллов плагиоклаза.

Заключение

Таким образом, в результате проведенной работы проведено микроскопическое описание горных пород, слагающих верховья р. Изиг-Суг. Основные разновидности пород представлены кристаллическими сланцами с переменным количеством слюдистых минералов и граната (образцы Бо-1 и Ис-2) и гнейсо-гранитами (образец Ис-1). Все породы подверглись тектоническому воздействию, о чем свидетельствует волнистое погасание зерен кварца. Также следует заметить различную степень вторичных изменений полевых шпатов (плагиоклаза). В шлифе Ис-1 практически весь плагиоклаз серицитизирован.

1. Врублевская Т.Т. Кристаллооптика. Методические указания. Улан-Удэ: Изд-во Бурят. гос. ун-та, 2003. 41 с.
2. Геологический словарь. В двух томах. Том 1. А-М. Том 2. Н-Я. — М.: Недра, 1973.
3. Геология и метаморфизм Восточного Саяна // Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1988. 192 с.
4. Геология и рудоносность Восточного Саяна // Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989. 127 с.
5. Даминова А. М. Породообразующие минералы. М.: Высшая школа, 1963. 176 с.
6. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
7. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Издание 5-е, испр. и доп. / под ред. В. С. Соболева. М.: Недра, 1974. 248 с.
8. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических горных пород: учеб. пособие. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. 160 с.

Бурение проводилось с помощью разведочного бура диаметром 4 см. По возможности копались шурфы (если позволял уровень грунтовых вод).

В лаборатории проводился седиментологический анализ методом пошагового удаления компонентов осадка (органика, карбонаты, глина, песок), что позволило охарактеризовать состав и генезис отложений.

Для радиоуглеродного датирования отбирались раковины моллюсков. Растительные остатки не использовались, так как корни растений проникают на большую глубину, что может привести к омоложению датировок. Химическая подготовка проб и выделение углерода проводились в лаборатории радиоуглеродных методов анализа Новосибирского Государственного Университета. Радиоуглеродное датирование велось на ускорительном масс-спектрометре в центре коллективного пользования "Геохронология кайнозоя", Новосибирск. Полученные радиоуглеродные возраста корректировались на изотопное фракционирование углерода разными организмами, затем калибровались с помощью программы Calib 7.1.

Полученные результаты

Проведя ГИС-анализ объектов, мы получили морфометрические параметры понижений: площади, положения озерных абразионных уровней, высоты окружающих уступов и отметок вероятных порогов стока. По этим данным были рассчитаны возможные объемы водоемов с использованием мощностей отложений, полученных по данным бурения.

Рассчитан испарявшийся из промежуточных озер объем воды, который мог быть больше суммарного стока рек. Таким образом, во время существования промежуточных озер притока речных вод в озеро Чаны могло не быть, или он был минимальным. Озеро питалось атмосферными осадками, выпадавшими в акватории и прилегающей к озеру части водосбора. По мере исчезновения промежуточных озер, речной сток в оз. Чаны мог увеличиваться, и уровень озера мог расти.

Анализ морфологии понижений позволил понять условия залегания и последовательность накопления озерных, болотных и речных слоев. Установлено, что вода рек Каргат, Чулым и Сума могла заполнять сухоходольные понижения рельефа или занятые озерами (как, например, Саргуль и Малая Чича). Вода наполняла понижения до уровня порога стока, и, вероятно, продолжала течь дальше. Образовавшиеся озера короткое время имели максимальный уровень. Порог стока, прорезаемый рекой, постепенно понижался, и озеро устанавливалось на метастабильном уровне. Прибрежно-волновая деятельность формировала абразионный уступ, видимый в настоящее время. Дальнейшее прорезание порога стока приводило к сокращению зеркала воды, а разгрузка в озеро речной взвеси в условиях мелководья приводила к формированию подводной дельты, а затем и поймы, занимавшей часть озерного понижения. По мере осушения понижение заболачивалось, превращалось в тростниковое займище, рям или болото.

Предложенная модель объясняет наличие разных по степени заполнения осадками понижений: практически сухих займищ; займищ, частично заполненных осадками; займищ с остаточными озерами; умирающих озер, заполненных осадками; озер, не заполненных осадками.

Этот ряд показывает закономерное уменьшение степени заполнения понижений осадками от верховьев к низовьям рек. Таким образом, можно предположить, что отмирание промежуточных озер происходило от верховьев к низовьям рек, что могло постепенно увеличивать водный бюджет оз. Чаны.

Ниже проиллюстрированы современные знания о возрасте основных стадий изменения уровня оз. Чаны и времени существования промежуточных озер (рис. 2). Датирование показывает существование промежуточных озер в основном до повышения уровня оз. Чаны, т.е. до 2 кал. тыс. л. н. Промежуточные озера появлялись не одновременно и развивались индивидуально. До появления озёр понижения являли собой сухие или влажные ландшафты, представленные болотными почвами (Сума, Старогорносталево) или палеозерами (Чича, Саргуль, Денисовский канал). После исчезновения озер все понижения развивались как тростниковые займища.

- Понижение Саргуль было занято крупным озером в интервале 7.6-4 тыс.л.н. После 4 тыс.л.н. вероятно появилось современное проточное озеро меньших размеров, практически прекратившее свое существование в 2012 г.
- Старогорносталевское озеро существовало в интервале 4-1.8 тыс.л.н.
- Озеро Заячье существовало в интервале 6.8-4.7 тыс.л.н.
- Суминское озеро существовало в интервале 5.9-2.4 тыс.л.н.

- Озеро Чича существовало 4.1-3.0 тыс.л.н. и после было заполнено отложениями р. Каргат, датированными в 2.6 тыс.л.н. Затем местность развивалась как тростниковое займище, но по краям понижения до настоящего времени есть остаточные озера.
- Кундранское озеро образовалось 6.3 тыс.л.н. и существовало длительное время, вероятно до 1 тыс.л.н.; его верхний предел недостаточно обоснован радиоуглеродными датировками.
- Озеро Денисовский канал существовало 7.9-7.1 тыс.л.н. после чего произошла смена озерного режима займищным. В интервале 5.5-4.5 тыс.л.н. понижение снова заполнилось водой. К настоящему времени в северной части понижения сохранилось остаточное озеро.

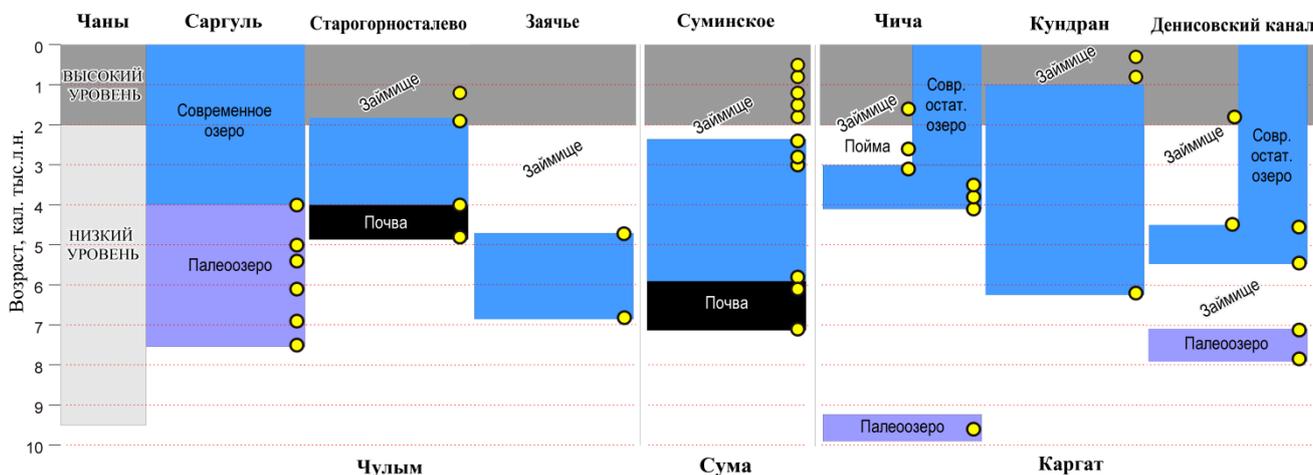


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая соотношения фаз высокого и низкого уровней оз. Чаны и времени существования промежуточных озер рек Чулым, Сума и Каргат. Кружками показаны радиоуглеродные датировки, обосновывающие возрастные рамки промежуточных озер и обстановок, существовавших до их появления и после их исчезновения

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00678 А "Почему же все-таки озеро Чаны такое молодое? История Чановского водосборного бассейна".

1. Гусев В. А., Кривоногов С. К., Жилич С. В. Промежуточные озера водосборного бассейна озера Чаны // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета. Том I. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. С. 62-63.
2. Кривоногов С. К., Леонова Г. А., Мальцев А. Е., Бобров В. А. Стратиграфия и возраст сапропелей в озерах юга Западной Сибири // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Матер. VII Всерос. литологического совещания. Новосибирск, 2013. Т.2. С. 102-105.
3. Krivonogov S., Zhilich S. Small lakes of Siberia: ages and eventual correlations // Abstract for the 11 East Eurasia International Workshop "Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia". Nanjing, Hanzhou, 2014. P. 57-58.
4. Krivonogov S., Zhilich S., Gusev V. New data on lake evolution in northern Central Asia // Abstract for the 13th International Paleolimnology Symposium. Lanzhou, 2015. P. 61.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ИЗ ПРИГРАНИЧНЫХ ТРИАС-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

© Л. М. Матлай

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, lidijamatlai@ukr.net

Триас-юрские отложения в Горном Крыму широко распространены на северных склонах Крымских гор в долинах рек и простираются вдоль южного берега Крыма от Янышарской бухты до бухты Ласпи. Они представлены песчано-глинистой флишевой толщей, объединённой под общим названием таврической серии [1]. Вопросами стратиграфии этих отложений занимались многие учёные: К.К. Фохт, О.О. Борисьяк, О.С. Моисеев, В.Ф. Пчелинчев, М.В. Муратов, В.П. Казакова, В.В. Пермяков, Т.В. Астахова, О.В. Снегирёва, Г.Я. Крымголец, Д.М. Пяткова и другие [1-3]. По результатам их исследований было достоверно доказано присутствие во флишевой толще отложений карния и нория верхнего триаса (крымская свита) и геттанга, синемюра, плинсбаха, тоара нижней юры (эски-ординская свита) без определения их стратиграфического объёма [1, 2]. Сильно дислоцированные породы и малочисленные палеонтологические остатки в них не позволяют провести более детального их расчленения.

Наиболее древние отложения по известковому нанопланктону были установлены в аргиллитовой толще верхней подсвиты крымской свиты в разрезе Петропавловского карьера. В слоях с *Monotis salinaria salinaria* (по Т.В. Астаховой) [1] определён многочисленный комплекс нанопланктона: *Prinsiosphaera triassica* Jafar (более 15 экземпляров), *Thoracosphaera geometrica* (Jafar) Bown, *Crucirhabdus minutus* Jafar, *Eoconusphaera zlabachensis* (Moshkovitz) Kristan-Tollmann, *Archaeozygodiscus koessenensis* Bown (рис. 1) [4]. Присутствие в нём вида *Eoconusphaera zlabachensis* (Moshkovitz) Kristan-Tollmann фиксируется на границе нория — рэта [6]. По таксономическому составу комплекса устанавливается нанопланктонная субзона NT2b / *Eoconusphaera zlabachensis* зоны NT2 / *Prinsiosphaera triassica* [6]. Эта субзона определяется в отложениях раннего рэта и граничит с породами юры, установленных по находкам моллюсков [1].

Морские отложения нижней юры в разрезе Петропавловского карьера по известковому нанопланктону выявлены только в аргиллитах верхней подсвиты эски-ординской свиты в объёме аммонитовой зоны *Dactyloceras tenuicostatum* нижнего тоара. Многочисленный комплекс нанопланктона состоит из 33 видов и 17 родов: *Mitrolithus elegans* Deflandre, *M. lenticularis* Bown, *M. jansae* (Wiegand) Bown, *Similiscutum orbiculus* de Kaenel and Bergen, *S. cruciulus* de Kaenel and Bergen, *Crepidolithus impontus* (Grün) Goy, *C. crassus* (Deflandre) Noël, *Biscutum grande* Bown, *B. novum* (Goy) Bown, *B. finchii* Crux, *Parhabdolithus liasicus* Deflandre *distinctus* Bown, *P. liasicus* Deflandre *liasicus*, *Lotharingius hauffii* Grün and Zweili и другие (рис. 1). По таксономическому составу он соответствует субзоне NJ5b-*Crepidolithus impontus* зоны NJ5-*Lotharingius hauffii* [3, 6].

В образцах из разрезов таврической серии, обнажающихся в долине реки Бодрак, около города Ялта (так званные «моховые камни»), города Симферополь, села Морское, известковый нанопланктон не выявлен. Только единичные виды *Prinsiosphaera triassica* Jafar были установлены в глинах с *Monotis salinaria* (по Д.Е. Макаренко) у с. Партизанского. Обедненный комплекс нанопланктона нория-рэта, состоящий из видов *Prinsiosphaera triassica* Jafar, *Crucirhabdus minutus* Jafar, *Archaeozygodiscus koessenensis* Bown, определён из флишевой толщи около санатория Тессели у Фороса, что подтверждает присутствие в ней пород верхнего триаса.

Таким образом, наиболее перспективным по стратиграфическому и палеонтологическому значению является разрез Петропавловского карьера, где можно проследить переход морских слоёв верхнего триаса к юрским.

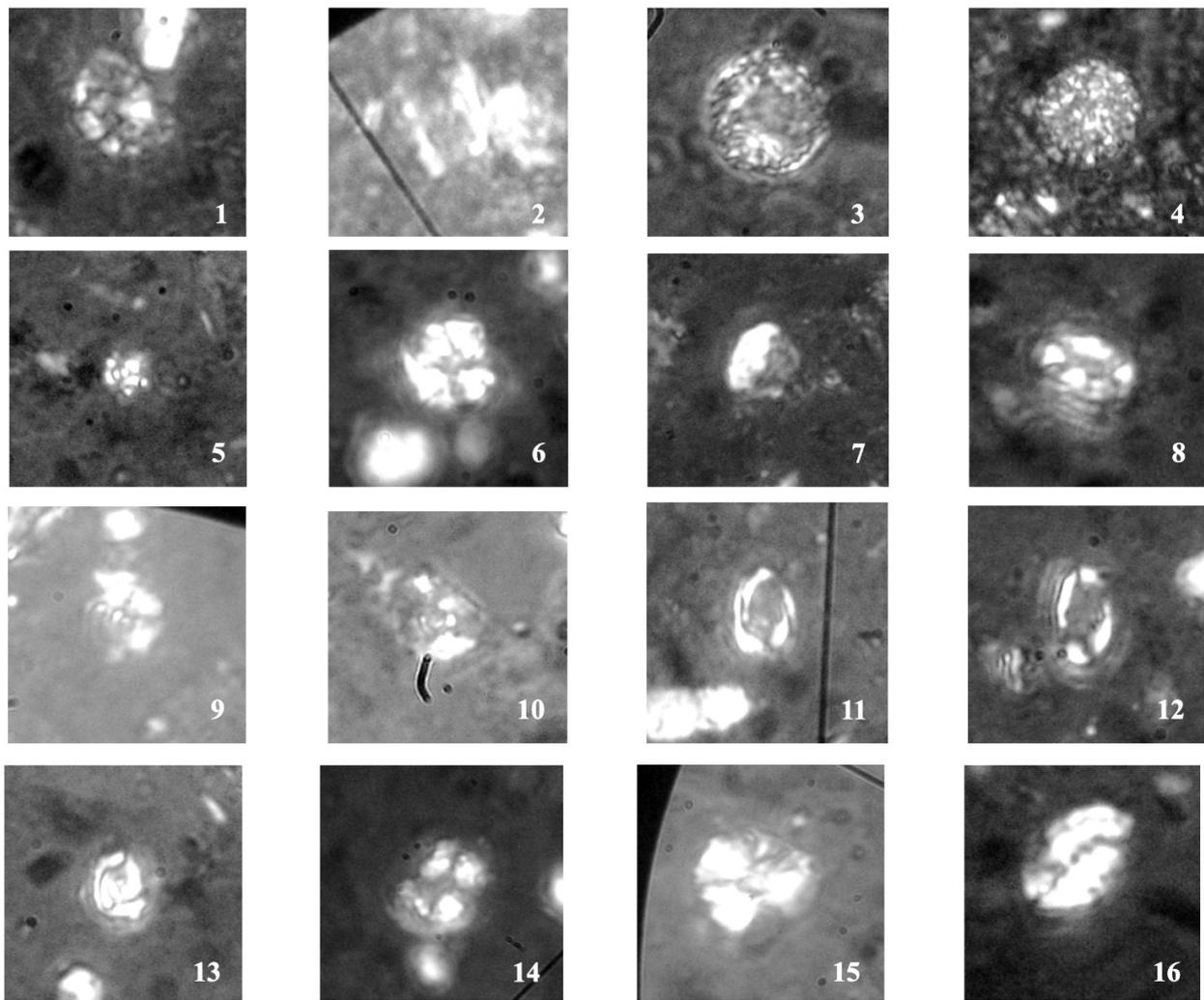


Рис. 1. Известковый нанопланктон из верхнетриасских — нижнеюрских отложений Петропавловского карьера (изображение в скрещенных николях, увеличение 1575): 1 — *Archaeozygodiscus koessenensis* Bown, верхняя подсвита крымской свиты, верхний триас; 2 — *Eoconusphaera zlabachensis* (Moshkovitz) Kristan-Tollmann, верхняя подсвита крымской свиты, верхний триас; 3 — *Thoracosphaera geometrica* (Jafar) Bown, верхняя подсвита крымской свиты, верхний триас; 4 — *Prinsiosphaera triassica* Jafar, верхняя подсвита крымской свиты, верхний триас; 5 — *Crucirhabdus minutus* Jafar, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 6 — *Mitrolithus elegans* Deflandre, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 7 — *Mitrolithus lenticularis* Bown, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 8 — *Mitrolithus elegans* Deflandre, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 9 — *Similiscutum orbiculus* de Kaenel and Bergen, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 10 — *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 11 — *Crepidolithus impontus* (Grün) Goy, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 12 — *Biscutum grande* Bown, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 13 — *Parhabdololithus liasicus* Deflandre *distinctus* Bown, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 14 — *Biscutum novum* (Goy) Bown, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 15 — *Biscutum finchii* Crux, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар; 16 — *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, верхняя подсвита эски-ординской свиты, нижний тоар.

1. Астахова Т.В. Триасові двостулкові і головоногі молоски Криму. Киев: Наукова думка, 1971. 116 с.

2. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Чёрного моря) / отв. ред. Ю. В. Тесленко. Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

3. Матлай Л.М. Вапняковий нанопланктон з нижньоюрських відкладів Петропавлівського кар'єру (Південно-Західний Крим) // Доповіді НАН України. 2012. № 2. С. 141–145.

4. Матлай Л. Вапняний нанопланктон з юрських відкладів Присивашья та Рівнинного Криму // Палеонтологічний збірник. 2012. № 44. С. 86-92.

5. Стратиграфія УРСР. Т. VII. Юра / Відп. ред. І.М. Ямниченко. Киев: Наукова думка, 1969. 219 с.

6. Bown P. Calcareous nannofossil biostratigraphy. London: Charman and Hall, 1998. 318 p.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ИЗ КИМЕРИДЖ-ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА (РОССИЯ)

© Л. М. Матлай

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, lidijamatlaim@gmail.com

Первые сведения о наличии известкового нанопланктона в верхнеюрских отложениях Печорского бассейна были представлены в работах М.А. Устиновой [5], где комплексы нанопланктона установлены в средневожских отложениях аммонитовой зоны “panderi”. Полученные нами новые результаты не только дополняют палеонтологическую характеристику этих отложений, но и позволяют коррелировать их с одновозрастными отложениями Днепровско-Донецкой впадины.

Наиболее богатые по количественному и видовому составу комплексы известкового нанопланктона выявлены в толще тёмно-серых глин, обнажающихся в бассейне р. Чим: *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *W. fossacincta* (Black) Bown, *W. ovata* Bukry, *W. britannica* (Stradner) Reinhardt, *W. manivittiae* Bukry, *Zeugrhabdotus fissus* Grün and Zweili, *Z. erectus* (Deflandre) Reinhardt, *Stephanolithion atmetos* Cooper (9 экземпляров), *S. brevispinus* (Wind and Wise) Bown, *S. bigotii* Deflandre *bigotii*, *Discorhabdus corollatus* Noël, *Tubirhabdus patulus* Rood, *Biscutum dubium* (Noël) Grün, *B. constans* (Gorka) Black, *Staurolithites quadriarcula* (Noël) Wilcoxon, *Staurolithites* sp., *Axopodorhabdus cylindratus* (Noël) Wind and Wise, *Crucibiscutum* sp. (рис. 1). По присутствию в нём зональных видов *Stephanolithion atmetos* Cooper, *S. bigotii* Deflandre *bigotii* и *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown определяется нанопланктонная субзона NJ17a / *Axopodorhabdus cylindratus* зоны NJ17 / *Stephanolithion atmetos* в объёме аммонитовых зон “klimovi — panderi” ранне-средневожского времени (по схеме П. Боуна для Бореальной провинции) [8].

Комплекс известкового нанопланктона, выявленный в образцах обнажения в бассейне р. Айюва, представлен видами: *Watznaueria* sp., *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre) Reinhardt, *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown, *Stephanolithion* sp., *Biscutum dubium* (Noël) Grün, *Tubirhabdus patulus* Rood, *Staurolithites lumina* Bown, *Retecapsa* cf. *R. schizobrachiata* (Gartner) Grün. По наличию в нём видов *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown и *Staurolithites lumina* Bown установлена нанопланктонная зона NJ16 / *Stephanolithion brevispinus* позднего кимериджа — ранней волги. Вследствие того, что во многих работах [2, 3, 6, 7] отмечен перерыв в нижневожских отложениях этого региона, возраст отложений по известковому нанопланктону датирован поздним кимериджем в объёме аммонитовой зоны “autissiodorensis” (по схеме П. Боуна для Бореальной провинции) [8].

Позднекимериджский комплекс нанопланктона выявлен в глинах разреза, обнажающегося в бассейне р. Лаптиуга. Он состоит из 16 видов кокколит: виды рода *Watznaueria*, *Biscutum dubium* (Noël) Grün, *B. constans* (Gorka) Black, *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre) Reinhardt, *Anfractus harrisonii* Medd, *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, *Discorhabdus corollatus* Noël, *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown, *Stephanolithion* sp., *Tubirhabdus patulus* Rood, *Retecapsa* cf. *R. schizobrachiata* (Gartner) Grün (рис. 1). По таксономическому составу он принадлежит нанопланктонной субзоне NJ16a / *Anfractus harrisonii* зоны NJ16 / *Stephanolithion brevispinus* [8]. Вверх по разрезу комплекс известкового нанопланктона обедняется как в видовом, так и количественном плане (8 видов), и появляется в нём зональный вид вожского яруса *Stephanolithion atmetos* Cooper, что позволяет утверждать о перерыве между верхнекимериджским и верхами нижнего — средневожским ярусами. Это противоречит выводам Ю.С. Репина [4] о наличии здесь непрерывного разреза Печорской провинции.

Определённые комплексы нанопланктона хорошо сопоставимы с установленными ранее [1] в отложениях разреза скважины 913 Белгородского района, скважины Сумская — 11009 и стратотипического разреза вожского яруса «Городище». Выявленные комплексы известкового нанопланктона присущи морскому бассейну Бореальной провинции.

Данное исследование доказывает перспективность изучения известкового нанопланктона при стратификации юрских отложений Печорского бассейна.

Автор выражает благодарность канд. геол.-минерал. наук Д. М. Пятковой за предоставленные образцы.

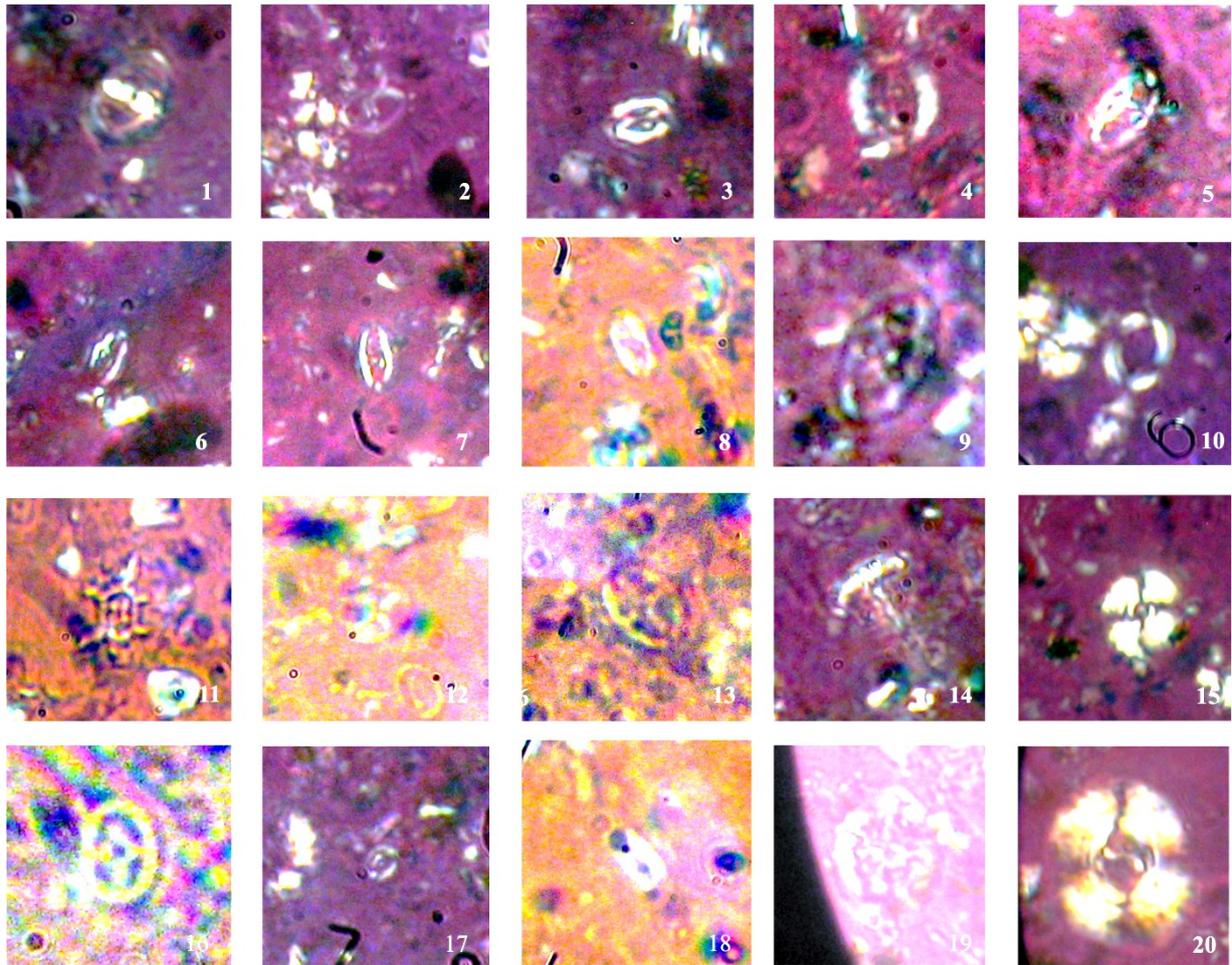


Рис. 1. Известковый нанопланктон из кимеридж — волжских отложений Печорского бассейна и разреза Городище: 1) *Zeughrabdodus erectus* (Deflandre) Reinhardt, р. Лаптюга; 2) *Zeughrabdodus fissus* Grün and Zweili, р. Чим; 3) ? *Crucibiscutum* sp., р. Чим; 4) *Retecapsa* cf. *R. schizobrachiata* (Gartner) Grün, р. Айюва; 5) *Tubirhabdus patulus* Rood, р. Айюва; 6) *Stephanolithion atmetos* Cooper, р. Чим; 7) *Stephanolithion atmetos* Cooper, разрез «Городище»; 8) *Stephanolithion atmetos* Cooper, разрез «Городище»; 9) *Stephanolithion brevispinus* (Wind and Wise) Bown, р. Лаптюга; 10) *Watznaueria ovata* Bukry, р. Чим; 11) *Stephanolithion bigotii* Deflandre *bigotii*, разрез «Городище»; 12) *Staurolithites lumina* Bown, разрез «Городище»; 13) *Staurolithites* cf. *S. lumina* Bown, разрез «Городище»; 14) *Discorhabdus corollatus* Noël, р. Лаптюга; 15) *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, р. Чим; 16) *Staurolithites quadriarculla* (Noël) Wilcoxon, разрез «Городище»; 17) *Biscutum dubium* (Noël) Grün, р. Лаптюга; 18) *Truncatoscapus intermedius* Perch-Nielsen, разрез «Городище»; 19) *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, р. Лаптюга; 20) *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, р. Чим

1. Матлай Л.М. Вапняний нанопланктон верхньоюрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Проблеми геології фанерозою України. матеріали VI Всеукраїнської наукової конференції. 24-26 вересня 2015 р. Львів, 2015. С. 103-106.

2. Месежников М.С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Ленинград: «Недра», 1984. 224с.

3. Месежников М.С., Кравец В.С., Козлова Г.Я., Яковлева С.П. О нижневолжских отложениях бассейна р. Печора // Доклады АН СССР. 1973. Т. 211, № 6. С. 1415-1419.

4. Репин Ю.С. Аммонитовая шкала печорской юры // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып.2. С. 24-31.

5. Устинова М.А., Лавренко Н.С. Известковый нанопланктон средневолжских отложений р. Айюва (Тиманская область) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. IV Всеросс. совещ. 26-30 сентября 2011, научные материалы. СПб., 2011. С. 235-238.

6. Яковлева С.П. Биостратиграфия кимериджских и волжских отложений бассейна р. Печора по фораминиферам. — Автореферат на соискание учёной степени канд. геол. — мин. наук. Ленинград, 1976. 17 с.

7. Яковлева С.П. Волжские фораминиферы Тимано-Уральской области // Новые данные по микрофауне и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений СССР. Труды ВНИГРИ. Вып. 349. Ленинград, 1974. С. 53-62.

8. Bown P. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. London: Chapman and Hall, 1998. 318 p.

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ДОЛИНЫ РЕКИ СЕЛЕНГИ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)

© О. Д.-Ц. Намзалова

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

Мелкие млекопитающие благодаря их биологическим и экологическим особенностям (относительно короткому циклу жизни, способности достигать высокой численности, тонко реагировать на изменения окружающей среды и др.) служат надежными индикаторами определенных климатов и ландшафтов для реконструкции палеосреды прошлых эпох (в том числе среды обитания древнего человека) [1].

Новые материалы по ископаемым мелким млекопитающим конца позднего плейстоцена-голоцена были получены при проведении полевых работ в 2014-2016 годах на местонахождениях Западного Забайкалья: археологические стоянки Ошурково и Кибалино, и опорный разрез Тологой.

В местонахождении Ошурково нами обнаружены фаунистические материалы в трех горизонтах. Достаточно обильные остатки мелких млекопитающих установлены в отложениях сарганского гляциала (15-12 тыс. л. н., по археологическим данным), представленных белесыми карбонатизированными супесями и тонко-зернистыми песками. В этом слое встречены также многочисленные раковины моллюсков и костные остатки крупных млекопитающих. Видовой состав мелких млекопитающих представлен следующими формами: *Cricetulus barabensis* (Pallas, 1773), *Alticola* sp., *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773), *Myopus schisticolor* (Lilljeborg, 1884), *Microtus gregalis* (Pallas, 1779), *Microtus oeconomus* (Pallas, 1776), *Microtus maximowiczii* Schrenck (Schrenck, 1858), *Microtus mongoloicus* (Radde, 1861). Следующий фаунистический горизонт обнаружен в культурном горизонте (в слое с керамикой, датируемый по археологическим данным, как 11-8 тыс. л.н.) и представлен следующими формами: *Anura* gen indet, *Insectivora*, *Lepus timidus* Linnaeus, 1758, *Spermophilus* sp., *Micromys minutus* (Pallas, 1771), *Cricetulus barabensis* (Pallas, 1773), *Alticola* sp., *Lemmus* sp., *Myopus schisticolor* (Lilljeborg, 1884), *Microtus gregalis* (Pallas, 1779), *Microtus oeconomus* (Pallas, 1776), *Microtus fortis* Buchner, 1889, *Microtus maximowiczii* Schrenck, 1858. Голоценовая фауна мелких млекопитающих стоянки Ошурково представлена следующими видами: *Clethrionomys rufocanus* (Sundevall, 1846), *Alticola* cf. *macrotis* Radde, *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773), *Microtus gregalis* (Pallas, 1779), *Microtus fortis* Buchner, 1889, *Microtus oeconomus* (Pallas, 1776). Кроме того, установлено присутствие остатков *Strauchbufo raddei*.

Впервые обнаружены остатки мелких млекопитающих в голоценовых отложениях местонахождения Тологой 3. Костные остатки найдены из отложений черного и темно-коричневого песчанистого суглинка, включающих кротовины. Видовой состав мелких млекопитающих представлен следующими формами: *Ochotona daurica* Pallas, 1776, *Spermophilus undulatus* Pallas, 1778, *Cricetulus barabensis* (Pallas, 1773), *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773), *Clethrionomys* sp., *Microtus gregalis* (Pallas, 1779), *Microtus fortis* Buchner, 1889.

Немногочисленные остатки мелких млекопитающих найдены на археологической стоянке Кибалино, расположенной на уровне второй надпойменной террасы реки Селенги. Материал собран из разнозернистых песков, включающих тонкие слои гравия и суглинка. Фауна представлена следующими видами: *Ochotona daurica* Pallas, 1778, *Spermophilus undulatus* Pallas, 1778, *Microtus* sp.

Анализ видового состава фауны мелких млекопитающих позволяет выявить ландшафтно-климатические условия региона на протяжении позднего плейстоцена — голоцена. Установлено, что в позднем плейстоцене доминировали открытые пространства холодных перигляциальных степей. Об этом свидетельствует присутствие характерных представителей перигляциальных степных ландшафтов, таких как *Lagurus lagurus*, *Microtus gregalis*, *Cricetulus barabensis*. В переходный период от плейстоцена к голоцену количество степных форм сокращается, луговые и предгорные обитатели сохраняют численность, значительно увеличивается количество лесных форм. Палеоландшафт оставался мозаичным, климат становится более мягким, менее холодным в связи с расширением лесной растительности. В голоцене анализ экологической приуроченности видов свидетельствует о мозаичности ландшафтов при господстве степных пространств, ближайшие склоны гор были покрыты лесами, по долинам рек были распространены открытые луговые и степные ландшафты с отдельными кустарниковыми зарослями. Палеоландшафт приобретает современный облик. Климат был сравнительно холодным, но значительно теплее, чем в плейстоцене, о чем свидетельствует обилие восточной и узкочерепной полевок.

Впервые в долине реки Селенги найдены остатки горных полевок (*Alticola*). Установлено, что ареал горных обитателей (*Alticola* sp.) и сухих степей (*Lagurus lagurus*) был намного шире, чем в современную эпоху. Современный ареал *Alticola* в Забайкалье ограничен, встречается на хребтах Хамар Дабан и Баргузинский, а современный ареал *Lagurus lagurus* охватывает территории западного Казахстана, юго-запада Монголии, и ограниченный ареал известен в Хакасии [2].

Исследования были поддержаны грантами РФФИ, № 15-05-01858, № 16-05-01096.

1. Агаджанян А. К., Ербаева М. А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 189 с.

2. Громов И. М., Ербаева М. А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб., 1995. 520 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

© М. В. Рампилова, М. О. Рампилов, Г. С. Рипп, Б. Б. Дамдинов
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, mburtseva@mail.ru

Офиолитовая ассоциация представляет собой фрагменты древней океанической коры, сохранившиеся в складчатых областях континентальной. Они интересны тем, что с ними связаны месторождения хромитовых руд, платиноидная минерализация, месторождения асбеста, нефрита и других полезных ископаемых. Изучению офиолитов посвящено большое количество работ, но они касаются в основном неизменных пород — гипербазитов, габброидов, вулканогенно-осадочных пород. В меньшей степени исследования были посвящены метаморфическим и метасоматическим породам, включающим жадеиты, нефриты, серпентиниты, листвениты, родингиты.

Процессы постмагматического изменения широко проявлены в базит-гипербазитовых массивах Саяно-Байкальской складчатой области, их описание дано в работах [4, 5, 7]. Установлено, что образование их произошло по серпентинитам. В одних случаях формировался нефрит, в других — лиственит.

Оспинско-Китойский массив находится в Восточном Саяне, образует линзообразное тело и является одним из участков покрова Восточно-Саянского офиолитового пояса [5, 6]. Массив представляет собой серию тектонических пластин. В основании их расположена зона серпентинитового меланжа, которая вверх по разрезу сменяется массивными серпентинитами и затем слабоизмененными ультраосновными породами [4]. Массив сложен дунитами, гарцбургитами (до 30% площади), серпентинитами, тальково-карбонатными породами и лиственитами. В контакте с вмещающими породами и карбонатизированными серпентинитами вдоль тектонических зон распространены тальково-карбонатные породы и листвениты. В массиве установлено более 20 нефритовых жил.

Парамский массив имеет форму линзы, длиной 20 и шириной 4,5 км. Тектоническими нарушениями массив разбит на несколько блоков. Центральная часть массива сложена дунитами и гарцбургитами, образующими полосчатый комплекс. По направлению к эндоконтакту возрастает роль серпентинитов. Среди серпентинитов обнаружены тальк-карбонатные породы и листвениты. Нефритоносная зона располагается вдоль контакта плагиоклаз-амфиболовых метагаббро и сланцев келянской толщи с серпентинитами [3].

Усть-Келянский массив расположен к югу от Северо-Муйской глыбы и прослежен почти на 10 км при ширине до 2 км. Массив разбит на блоки, сложенные лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми серпентинитами с небольшими ядрами серпентинизированных гарцбургитов [2]. На контакте их с плагиогранитами картируется зона серпентинитового меланжа, переходящего в листвениты.

В пределах перечисленных участков проведено геохимическое изучение присутствующих в них метасоматитов. Они включают серпентиниты, нефриты и листвениты.

Нефриты сложены тремолитом, содержащим до 5 % FeO. Акцессорные минералы в них представлены хромитом, магнетитом.

Серпентиниты имеют разный состав, даже в пределах одного участка встречаются как антигоритовые, так и лизардитовые с хризотиловыми. В них присутствуют единичные включения хромита и магнетита.

Листвениты сложены кварцем и карбонатами с подчиненным количеством талька. Карбонат в основном представлен магнезитом, реже доломитом.

Составы серпентинитов и гарцбургитов Оспинского массива близки и отличаются в основном содержаниями воды (табл. 1). Незначительно отличаются серпентиниты от гарцбургитов и по микроэлементному составу (рис. 1).

В нефритах Оспинского и Парамского массивов относительно первичных пород уменьшилось содержание Mg, Fe и увеличилось SiO₂ и CaO (табл. 1), возрастают содержания редких и редкоземельных элементов (рис. 1, 2). В лиственитах количества петрогенных и редких элементов сильно варьируют (табл. 1, рис. 1, 2).

Графики содержаний элементов гарцбургитов, серпентинитов, нефритов Оспинского массива нормированных к примитивной мантии близки (рис. 1а). Относительно примитивной мантии породы Оспинского массива обеднены большинством элементов (кроме Cs, Rb, и U). Серпентиниты относительно гарцбургитов, отличаются только повышенными содержаниями Cs, Ba и Ta, а нефриты

при близкой конфигурации, более высокой концентрацией всех элементов. В лиственитах некогерентные элементы варьируют, относительно гарцбургитов, серпентинитов и нефритов обогащены LREE.

Табл. 1. Химический состав пород Оспинского, Парамского и Усть-Келянского массивов, мас. %

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма	CO ₂
Оспинско-Китойский массив															
1	Ок14/10*	40,54	0,02	0,29	1,22	6,01	0,10	47,16	0,22	0,07	0,01	0,05	3,36	99,05	н/о
2	Ок2/8*	41,50	0,03	0,42	0,21	6,90	0,10	47,84	0,18	-	0,01	0,04	1,76	98,99	н/о
3	Ок17/6*	43,08	0,01	0,52	1,02	6,63	0,11	45,53	0,50	-	-	0,04	1,63	99,07	н/о
4	Ос-354-с	32,60	<0,02	0,10	0,70	5,14	0,11	38,40	0,06	0,02	<0,01	0,11	22,13	99,37	4,62
5	Ок-130	35,80	<0,02	0,20	6,52	1,76	0,10	40,16	0,33	0,05	<0,01	<0,10	14,48	99,40	1,54
6	Ок-132	40,00	<0,2	1,10	3,04	2,57	0,12	40,30	0,24	0,06	<0,01	<0,03	12,39	99,82	0,22
7	2682	55,80	<0,2	0,90	0,26	3,66	0,12	22,23	12,66	0,05	0,05	<0,03	3,37	99,10	0,44
8	Ос-354	22,60	<0,02	<0,10	<0,10	5,03	0,10	33,50	0,27	0,09	<0,01	<0,10	38,57	100,16	22,22
9	Ок 45	32,00	<0,02	0,10	0,09	3,08	0,13	18,60	14,66	<0,01	<0,01	<0,10	30,66	99,32	24,20
10	Ок-46	26,10	<0,02	<0,10	0,03	2,65	0,19	12,76	23,86	<0,01	0,01	<0,10	33,69	99,29	33,22
11	Ок-97	47,20	<0,02	<0,10	<0,10	4,20	0,09	21,26	1,96	0,02	<0,01	0,11	24,35	99,19	8,36
12	Ос-351	34,70	<0,02	0,20	<0,10	2,10	0,05	37,78	0,12	<0,01	<0,01	<0,10	24,92	99,87	2,86
Парамский массив															
13	Нк-4	40,50	<0,02	0,30	2,06	2,88	0,07	40,30	<0,10	<0,01	<0,01	0,12	13,50	99,73	0,66
14	911	46,60	<0,2	6,50	1,93	6,63	0,14	22,47	9,55	0,05	0,05	<0,03	5,64	99,56	1,10
15	Нк-22	25,80	<0,02	0,20	0,95	4,40	0,08	31,60	0,48	<0,01	0,04	<0,10	36,29	99,84	15,84
16	Нк-27	32,00	<0,02	0,50	1,51	4,35	0,17	40,35	<0,10	0,02	<0,01	<0,10	21,32	100,22	4,62
Усть-Келянский массив															
17	Кел-4	42,40	<0,02	0,60	1,52	0,89	0,15	36,90	4,69	0,02	<0,01	0,15	12,32	99,64	0,44
18	Кел-8	39,70	<0,20	0,80	2,64	1,13	0,12	40,52	0,04	0,01	<0,01	0,13	14,71	99,80	0,44
19	Кел-16	26,00	<0,20	0,60	0,72	3,31	0,12	34,60	0,33	0,10	<0,01	0,10	33,87	99,75	9,68

Примечание. 1-3 — гарцбургит, 4-6, 13, 17, 18 — серпентинит; 7, 14 — нефрит, 8-11, 15, 16, 19 — лиственит, 12 — тальк-карбонатная порода. Н/о — элемент не определялся, — элемент не обнаружен. Пробы* по [1].

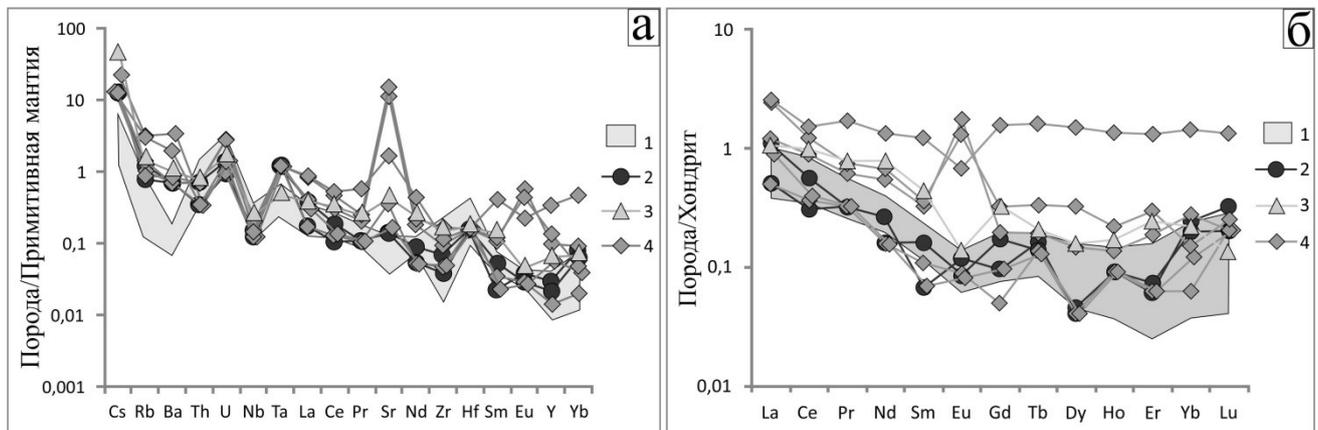


Рис. 1. Спайдер-диаграмма (а) и распределение редкоземельных элементов (б) для гипербазитов и метасоматитов Оспинского массива [8]. 1 — гарцбургиты, 2 — серпентинит, 3 — нефрит, 4 — лиственит.

Для графиков распределения РЗЭ гарцбургитов, серпентинитов, нефритов и лиственитов Оспинского массива (рис. 1б) характерны содержания REE ниже хондритовой нормы при относительно широком диапазоне вариаций. График распределения REE в гарцбургитах (рис. 2б) характеризуется уменьшением концентраций лантаноидов от легких к тяжелым, но с отчетливой отрицательной Eu аномалией. Серпентиниты попадают в поле гарцбургитов. Нефриты повторяют конфигурацию, но содержания лантаноидов выше, чем в гарцбургитах и серпентинитах. Листвениты характеризуются широким диапазоном вариаций РЗЭ, часть значений их попадают в поле гарцбургитов, другие существенно дистанцировались.

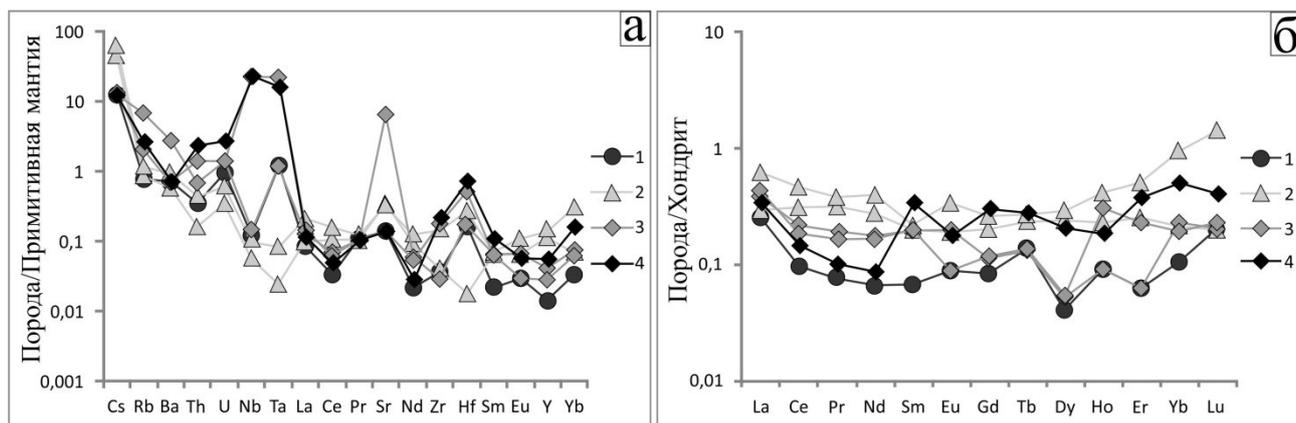


Рис. 2. Спайдер-диаграмма (а) и распределение редкоземельных элементов (б) [8] для метасоматитов Парамского: 1 — серпентинит; 2 — нефрит; 3 — листвениит; Келянского массивов: 4 — листвениит.

Графики содержания элементов метасоматитов Парамского и Келянского массивов нормированных к примитивной мантии показаны на (рис. 2а). Нефриты, относительно серпентинитов, характеризуются более высокими содержаниями Sm, Eu, Y и Yb, а в листвениитах выше содержания Nb, Ta и Sr. В метасоматитах этих массивов содержания REE ниже хондритовой нормы (рис. 2б). В нефритах содержание лантаноидов выше, чем в серпентинитах, график более ровный. В листвениитах содержания РЗЭ выше, чем в серпентинитах, но ниже чем в нефритах.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: в водном флюиде, приведшем к серпентинизации, были привнесены редкие и редкоземельные элементы, определившие более высокий уровень их содержания относительно первичных пород. Состав листвениитов предполагает, что флюид, под воздействием которого они образовались, содержал SiO₂, CO₂, CaO и РЗЭ.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 16-35-00040-мол_а и 15-06-06133-А.

1. Анциферова Т. Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян): дис. ... канд. геол.-минерал. наук; Геологический институт СО РАН, 2006.
2. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
3. Гурулев С. А., Шагжиев К. Ш. Геология и условия образования Парамского месторождения нефрита в Восточной Сибири / Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 234–244.
4. Дамдинов Б. Б. Лиственииты Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (Восточный Саян): вещественный состав и благороднометалльная минерализация // Металлогения древних и современных океанов — 2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов: материалы XVII научной молодежной школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 89–92.
5. Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В. Офиолиты и олистромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
6. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
7. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты, Новосибирск, Наука, 1984, 150 с.
8. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 228.

КРИБРИЦИАТЫ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© М. С. Скрипников¹, Л. И. Ветлужских²

¹Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, mikhail.scripnikoff@yandex.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, L_vetla@mail.ru

В статье приведены краткие результаты изучения остатков крибрициат из отложений олдындинской свиты нижнего кембрия (Западное Забайкалье, Удино-Витимская зона, междуречье р. Ульдзуйтуй и Известковый). Образцы с фауной собраны авторами в результате полевых исследований лаборатории геодинамики ГИН СО РАН. Помимо этого, была проведена ревизия палеонтологических коллекций предшественников (М.М. Язмир, Б.А. Далматов и др.).

Впервые крибрициаты были обнаружены А.Г. Вологдиным в 1932 г. в нижнекембрийских известняках Сибири, которые всегда сопутствовали остаткам археоциат. Принимая во внимание малый размер кубков, он посчитал их личинками археоциат. Были выделены два типа «личинок» — кубаревидные и боченовидные. В то же время было известно, что начальные стадии кубков археоциат были в десятки раз меньше обнаруженных организмов, описанных А.Г. Вологдиным, а строение скелета археоциат на начальных стадиях не имеет ничего общего со строением «личинок». На этом основании И.Т. Журавлева доказала несовместимость таких понятий, как начальная стадия развития археоциат и предполагаемые носители — крибрициаты.

В 1962 г. А.С. Бояринов впервые высказал предположение, что формы, трактуемые А.Г. Вологдиным как личинки, могли быть самостоятельными организмами [3].

Позднее А.Г. Вологдин выделил крибрициаты в самостоятельный класс в типе археоциат, а Т.В. Янкаускас считал их самостоятельным типом, не имеющим отношения к археоциатам.

По мнению А.Ю. Розанова, позиция о значительной самостоятельности крибрициат представляется более реальной, поскольку соображения в пользу их тесной связи с конкретными археоциатами не соответствуют фактическому материалу [5].

На данный момент группа организмов общепризнанно именуется *Cribricyatha* [3] и насчитывает в своем составе 30 родов [2]. Крибрициаты в отложениях нижнекембрийской олдындинской свиты совместно с водорослями и археоциатами, представлены, в большинстве случаев, простыми морфологическими одностенными формами с гладкими стенками как *Dubius*, *Ramifer*, и реже, двустенными *Akademiophyllum*, *Dolichocyathus*, *Leibaella*, *Lomaticyathus*, *Striatocyathus*(?). Наибольшее распространение получили кубаревидные формы. Отмечаются также «личинки» типа *dolium*.

Указанные формы приурочены к отложениям нижнеульдзуйтуйского и верхнеульдзуйтуйского горизонтов атдабанского яруса. Изучая материал предшествующих лет в палеонтологических шлифах, изготовленных из известняков сухореченского и хулудинского горизонтов, было выявлено, что крибрициаты, и вообще, возможные выросты типа крибрициат — крибры, не получили дальнейшего распространения на протяжении ботомского яруса, что говорит о достаточно узком интервале распространения данных организмов именно на территории Западного Забайкалья. Это в очередной раз подтверждает, что крибрициаты — группа, имеющая большое стратиграфическое значение, так как она известна только для нижнего кембрия [4], а на территории Западного Забайкалья может указывать на атдабанское время.

По данным изучения крибрициат Западной Монголии показано, что данные организмы в основном известны с ботомского яруса, и возможно, их миграция происходила с территории Алтае-Саянской области, где они появились в атдабанское время [4]. Также с указанного времени крибрициаты известны в Приамурье [1], и в Западном Забайкалье. При дальнейшем изучении данной фауны, в будущем, возможно, определить пути миграции крибрициат в кембрии. Возможно то, что миграция происходила в широтном направлении.

И все же, несмотря на большой фактический материал, исследователи не пришли к единому мнению о природе крибрициат. И.Т. Журавлева считала, что крибрициаты являются пелагической формой существования археоциат. В доказательство этому высказыванию приводились данные по изучению таких форм археоциат, как *Acanthopyrgus* Handfield, а также по сравнительному анализу микроструктуры скелета археоциат и крибрициат.

Род *Acanthopyrgus* характерен тем, что последовательно, на каждой стадии развития двустенного кубка, образуется вокруг устья центральной полости "воротничок" с полыми "шипами" (рис. 1). Внешне «шипы» воротничка у *Acanthopyrgus* ничем не схожи с каким-либо конкретным представителем крибрициат. Однако именно присутствие воротничка, который представляет собой только форму

проявления диморфизма у двустенных археоциат, показало, что крибрициаты, по крайней мере некоторые из них, могли проявиться не как самостоятельные организмы, независимые от археоциат, или как особый класс в их составе, а как одна из форм их существования в процессе диморфизма [3].

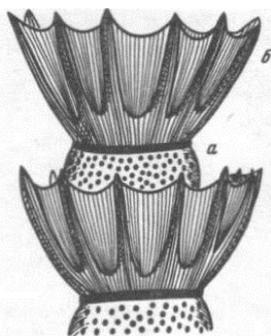


Рис. 1. Схема строения воротничка у двустенного метамерного мешковидного археоциата *Acanthopyrgus* (по И.Т. Журавлевой): а — камера двустенного кубка; б — воротничок

При изучении материала из известняков олдындинской свиты, подобных «воротничков» обнаружено не было, однако, различные ответвления, типа «крибр», от основного кубка археоциат автору встречались. Как правило, они приурочены к археоциатам типа *Dokidocyathus*, *Protopharetra*, *Coscincyathus*, *Loculicyathus*, *Cadniacyathus* (рис. 2).

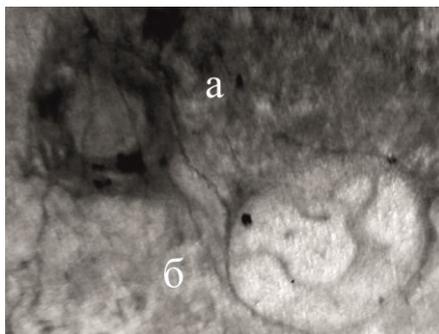


Рис. 2. Крибра (а) в непосредственной близости от кубка *Protopharetra* sp (б). Шлиф 01150, олдындинская свита, нижеульдзуйтуйский горизонт.

Также отмечены были и терсиевые выросты на внешних стенках кубков археоциат (рис. 3).

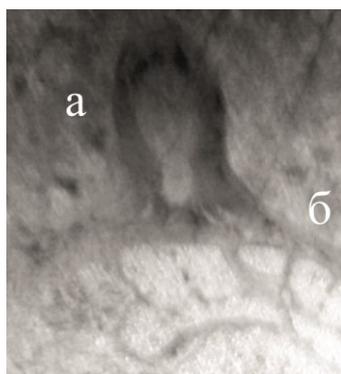


Рис. 3. Терсиевый вырост (а) на внешней стороне кубка *Loculicyathus irregularis* Toll (б). Шлиф 01150, олдындинская свита, нижеульдзуйтуйский горизонт.

Ранее исследователями, были высказаны предположения о дальнейшем преобразовании крибрициат. Вполне возможно, что свободно плавающие крибрициаты группировались по три экземпляра, соединяясь между собой. При этом два более крупных экземпляра соприкасались непосредственно стенками, третий — был соединен скелетной тканью, но находился на некотором расстоянии от двух первых. В дальнейшем, происходило срастание двух крибр с образованием кубка

типа *Capsulocyathus*. Назначение третьей крибры не ясно. Возможно, она играла роль питающей камеры, а при завершении процесса — отпадала [1].

В отложениях олдындинской свиты также были обнаружены свободно плавающие крибры того типа, как их описывает Г.В. Беляева. Однако предположения о дальнейшем развитии крибрициат не совпадают с полученными результатами, так как были описаны формы, где все три крибры не были сросшимися, а соединены скелетной тканью, и, также, где вовсе во взаимном срастании расположены не три, а четыре крибры.

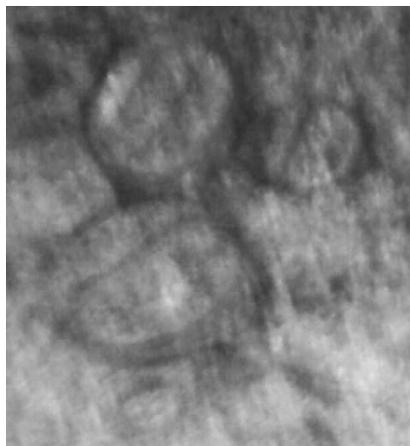


Рис. 4. Срастание крибр. Шлиф 01150, олдындинская свита, нижнеульдзуйтуйский горизонт.

По сравнению с известными в настоящее время группами древнейших животных крибрициаты имеют некоторые черты сходства с археоциатами. Однако непосредственному отнесению крибрициат к археоциатам препятствуют их малые размеры, двусторонняя симметрия и иное строение скелета [6].

Авторы считают, что в будущем следует поставить и решить определенные задачи, связанные с пониманием природы крибрициат:

1. Проведение ревизии крибр, учитывая новые данные. Изучение этих образований важно для понимания развития органического мира в раннем кембрии. Следует принять во внимание, что до того момента, пока каждая из крибр не получит подтверждения парного ее существования с определенным видом или родом археоциат, следует использовать для их наименования видовые и родовые названия, предложенные Т.В. Янкаускасом и А.Г. Вологдиным.

2. Необходимо установить причину образования крибр. Личиночная ли это стадия развития археоциат, как предполагал А.Г. Вологдин, либо крибры образуются под влиянием внешних факторов среды и т.д.

3. Если в дальнейшем появятся неопровержимые доказательства о самостоятельности крибрициат, необходимо с большей точностью определить их геологическое распространение, важность использования их в стратиграфии, а также, восстановление путей миграции, и, возможно, приобщения данных организмов для палеобиогеографических реконструкций.

1. Беляева Г. В. Еще о крибрициатах // Проблематики позднего докембрия и палеозоя. М.: Наука, 1985.

2. Журавлев. А. Ю. Особенности разнообразия организмов в кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы: Вып. 4 / Российская академия наук, Палеонтологический институт; под ред. А. Г. Пономаренко, А. Ю. Розанова, М. А. Федонкина. — М.: ПИН РАН, 2001. — 200 с., илл., 4 фототаблицы.

3. Журавлева И.Т., Окунева О.Г. О природе крибрициат. В кн.: Проблематики фанерозоя. М.: Наука, 1981 (Тр.ИГиГ СО АН СССР; Вып. 481).

4. Саютина Т. А. Крибрициаты нижнего кембрия Монголии. В кн.: Проблематики позднего докембрия и палеозоя. М.: Наука, 1985.

5. Справочник по систематике ископаемых организмов (таксоны отрядной и высших групп). М.: Наука, 1984 г. 224 с.

6. Янкаускас Т. В. Птероциатиды нижнего кембрия Красноярского края (Восточный Саян) // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 114–157.

ДОМАНИКОВЫЙ ГОРИЗОНТ И ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО СОБЫТИЯ PUNCTATA В РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА

© М. А. Соболева, Н. А. Матвеева
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Исследование доманикового горизонта представляет собой огромный интерес с точки зрения его нефтематеринского потенциала, литологических, стратиграфических и геохимических особенностей. Впервые доманиковый горизонт выделен в 1843 году А. Кейзерлингом на Южном Тимане. Название произошло от р. Доманик, правого притока р. Ухты. В стратотипе горизонт представлен сильно битуминозными, темно-серыми и черными известняками с прослоями известковистых аргиллитов, мергелей и кремней и содержат специфическую фауну — брахиоподы, двустворки, тентакулиты, аммоноидеи и конодонты. В современной конодонтовой шкале доманиковый горизонт соответствует зонам *punctata*, *Early hassi*, *Late hassi* и *jamieae*.

В большинстве глубоководно-шельфовых разрезах западного склона севера Урала, развитых на территории Елецкой структурно-формационной зоны, доманиковый горизонт представлен в основном глинисто-карбонатным и кремнисто-глинисто-карбонатным типами разрезов [8]. Наиболее полные их разрезы находятся на Приполярном и Полярном Урале.

На Приполярном Урале детально изучен глинисто-карбонатный тип доманикового горизонта в разрезе на р. Кожым (обн. Кж107). Здесь он представлен двумя литологическими пачками. Нижняя пачка, мощностью около 0,5 м, сложена черными аргиллитами и известняками. Известняки в основном бугристо-наслоенные, сахаровидные, органогенные (тентакулитовые) с редкими раковинами тонкостенных брахиопод и конодонтов. В порах, тентакулитах и во вмещающей массе содержание органического вещества (ОВ) от 5 до 25 %, пирита до 10 %. В пелоидных известняках наблюдаются редкие перекристаллизованные радиолярии, тентакулиты и остракоды. Пирит и ОВ рассеяны (1%). Вышележащая пачка доманикового горизонта, мощностью около 2 м, представлена темно-серыми и черными, бугристо-наслоенными известняками с редкими прослоями черных аргиллитов. В нижней части пачки известняки преимущественно тентакулитовые с редким раковинным детритом и микритовым цементом, а в верхней — неравномерно окремненные, микритовые с тентакулитами, остракодами и брахиоподами. На основании выявленной последовательности конодонтовых комплексов прослежены «стандартные» конодонтовые зоны доманикового горизонта: *punctata* и нерасчлененные *hassi-jamieae* [2, 3, 4, 5 и др.]. С помощью биофациального анализа (в частности, по изменению количественного содержания глубоководных таксонов) реконструированы относительные колебания уровня моря, которые показали трансгрессивно-регрессивную цикличность обстановок осадконакопления в доманиковое время [5, 6]

На Полярном Урале наиболее полный разрез доманикового горизонта расположен в нижнем течении р. Малая Уса (обн. му11, аналог му12), где представлен кремнисто-глинисто-карбонатным и карбонатным типом, которые характеризуют нижнюю и верхнюю части горизонта. В нижней части горизонта развиты темно-серые и черные, мелкозернистые, тонкодетритовые, часто глинистые и местами окремненные известняки, а также черные аргиллиты и кремни с большим количеством мелких брахиопод. Все известняки тентакулитовые, сильно битуминозные. Тентакулиты в продольном сечении размером 0.46–2.8 мм, в поперечном 0.1–1 мм. Встречаются тентакулиты с выщелоченной центральной частью или заполненные ОВ. По выделенному комплексу конодонтов эта часть разреза соответствует зоне *punctata*. Вышележащая пачка доманикового горизонта сложена карбонатными породами, в различной степени перекристаллизованными, преимущественно с вторичной конглобрективной структурой. В реликтах этих пород сохранилась первичная в основном мелко-среднезернистая обломочная структура (известняковые песчаники) с микритовым карбонатным цементом. Из органогенных остатков встречены обломки кораллов, криноидей, брахиопод, а также целые раковины тонкостенных остракод. По комплексу конодонтов эта часть разреза сопоставлена с зонами *hassi-jamieae*. Биостратиграфические, биофациальные и литологические аспекты по доманиковому горизонту в разрезе р. Малая Уса детально рассмотрены в работах [7, 18, 5].

В настоящее время доманиковому горизонту уделяется достаточно большое внимание. Это связано с тем, что на этом рубеже во всем мире фиксируется глобальное событие *Punctata* (= *Middlesex*), характеризующееся широким распространением аноксии в океане, увеличением скорости захоронения органического вещества и продолжительным биотическим кризисом, кульминацией которого стало массовое вымирание биоты на границе фран-фамен. В доманиковое время в фазу *punctata* произошло самое быстрое и максимальное повышение уровня моря, которое

вызвало серьезные изменения в седиментации, а возможные периодические выбросы по разломам больших масс эндогенных питательных веществ способствовали «вспышкам» биопродуктивности (по аналогии с современным феноменом Эль-Ниньо) [1]. Рассматриваемое событие фиксируется внутри конодонтовой зоны punctata [20] и проявляется как первая обширная трансгрессия (Пс по [11]). Резкое повышение уровня моря вызвало сокращение биоты, в том числе и конодентов. Появление некоторых видов палматолепид, мезотаксисов и полигнатид в это время составляют основную численность разнообразия. Литологически событие в глубоководно-шельфовых разрезах маркируется присутствием высокоуглеродистых карбонатно-глинистых пород черного цвета. По изотопным данным, событие, происходящее в зоне punctata, характеризуется наибольшим положительным экскурсом значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ до 6–7 ‰ [19], хотя чаще наблюдается 4–5 ‰ [16, 15, 14]. Увеличение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ отмечается по всему миру: в Бельгии [19, 9], в Польше [16, 15, 14], в Китае [12], в США [13] и в Канаде [10, 17] и др.

В изученных разрезах можно наблюдать следы события Punctata (рис. 1). Так, в разрезе на р. Кожым событие проявляется переслаиванием черных аргиллитов с тентакулитовыми битуминозными известняками, а в разрезе на р. Малая Уса — в виде присутствия черных битуминозных, иногда глинистых и окремненных известняков с прослоями аргиллитов.

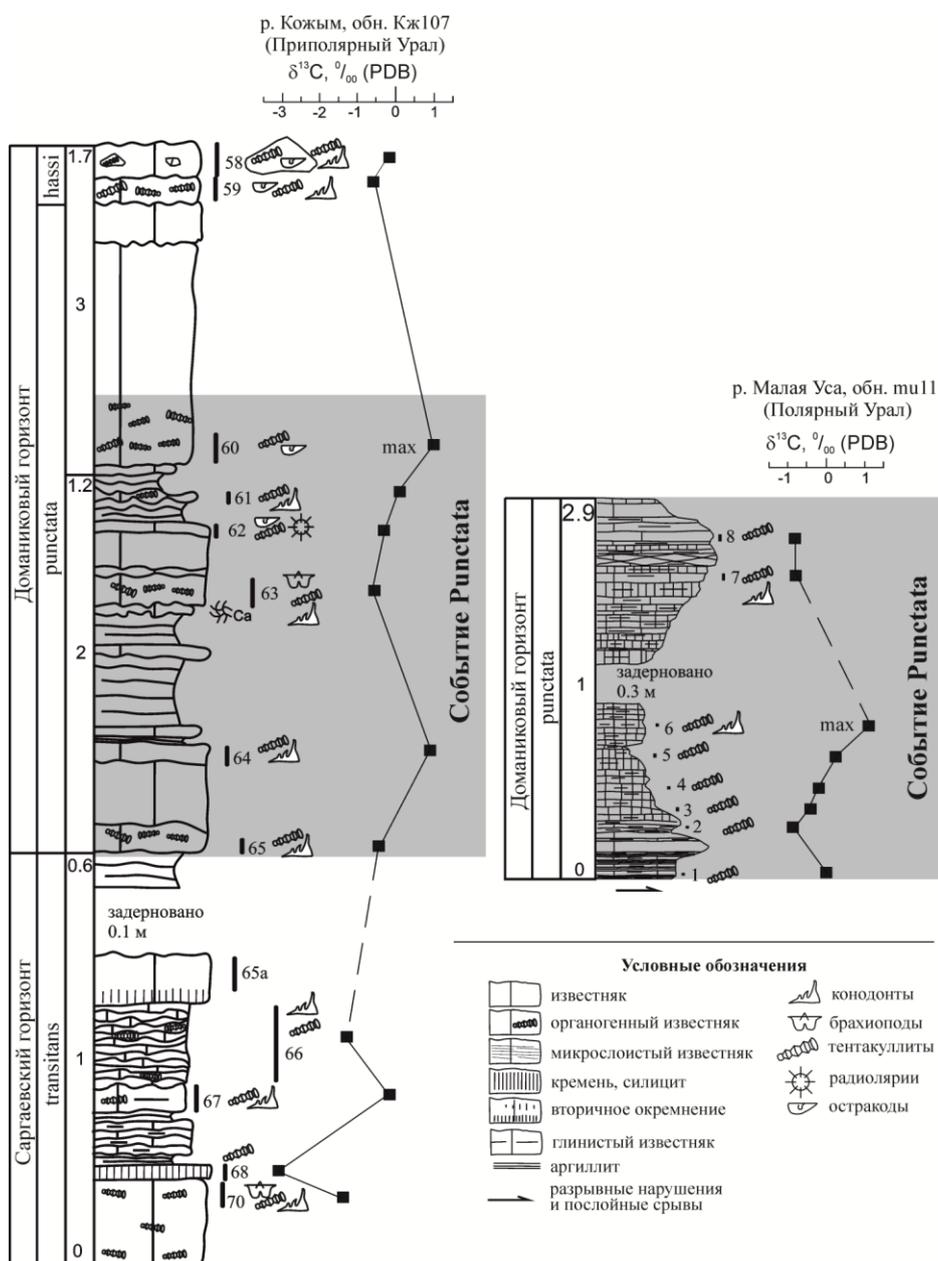


Рис. 1. Отражение глобального события Punctata в разрезах рр. Кожым и Малая Уса

Проявление события по конодонтам в разрезах выражено в значительном уменьшении количественного содержания и частичного обновления таксономического состава. В разрезе р. Кожым, комплекс, характеризующий зону *punctata*, представлен преимущественно палматолепидами (рисунок). Здесь впервые появляются *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Pa. martenbergensis* Muller, *Pa. bochemica* Klapper et Foster и *Polygnathus timanicus* Ovnatanova. Исчезают большинство раннефранских анцироделл — *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *And. alata* Glenister et Klapper, *And. devonica* Garcia-Lopez, *And. rugosa* Branson et Mehl, *And. rotundiloba* (Bryant), *And. pramosica* Perri et Spalletta. Мезотаксисы присутствуют в подчиненном количестве и представлены видами *Mesotaxis asymmetricus* Bischoff et Ziegler. Полигнатида, кроме стратиграфически важного *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, практически отсутствуют. В разрезе р. Малая Уса доминирующими таксонами являются мезотаксисы — *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynk, *Mes. asymmetricus* Bischoff et Ziegler, *Mes. johnsoni* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и полигнатида — *Polygnathus timanicus* Ovnatanova. В незначительном количестве встречены *Mes. nuda* Bardashev et Bardasheva, *Po. deng. dengleri* Bischoff et Ziegler, *Po. xylus* Stauffer, *Po. foliatus* Bryant, *Po. aff. pollocki* Druce. Палматолепиды и анцироделлы, кроме единичных *Palmatolepis gutta* Kuzmin, *Palmatolepis transitans* Muller и *Ancyrodella rugosa* Branson et Mehl, отсутствуют.

Изотопный состав углерода в карбонатах также отражает проявление события в разрезах (рисунок). В разрезе р. Кожим в пачке отвечающей зоне *punctata* значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ начинаются увеличиваться на границе от -0.45 до +0.87 ‰, далее наблюдается отрицательный экскурс до -0.56 ‰ и к кровле пачки отмечается положительная тенденция в значениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ до 0.98 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ составляют 25.88–27.69 ‰. В разрезе р. Малая Уса в основании пачки отмечается отрицательный экскурс в значении $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от -0.02 до -0.8 ‰, далее вверх по разрезу происходит увеличение значений до 1.2 ‰ и к кровле резкое уменьшение до -0.8 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ равны 26.5–27.6 ‰.

Таким образом, приведена литологическая, изотопная и биостратиграфическая (конодонтовая) характеристика доманикового горизонта в разрезах западного склона севера Урала. Установленный в фазу *punctata* трансгрессивный уровень уверенно сопоставляется по комплексу признаков с глобальным событием *Punctata*. В отличие от аналогичных отложений различных регионов мира, на этом уровне отмечается незначительное увеличение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Максимальный экскурс углерода в разрезе р. Кожым составляет +0,98 ‰ (обр. 107/60), а в разрезе р. Малая Уса +1,2 ‰ (обр. му11-6).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00049).

1. Афанасьева М. С., Амон Э. О. Биостратиграфия и палеобиогеография радиоларий девона России. Москва: ПИН РАН, 2012. 280 с.
2. Матвеева (Соболева) М. А. Конодонтовая характеристика франских отложений разреза р. Кожым (Западный склон Приполярного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 17–22.
3. Матвеева (Соболева) М. А. Зональное расчленение франских отложений разреза р. Кожым (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: материалы XVI Геологического съезда РК. Сыктывкар: Геопринт, 2014. Т. 2. С. 186–187.
4. Соболева М. А. Биоразнообразие конодонтов во франском веке (опорный разрез р. Кожым, Приполярный Урал) // Современная микропалеонтология: труды XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. Калининград, 2015. С. 77–81.
5. Соболева М. А. Конодонты и биостратиграфия франского яруса Приполярного и Полярного Урала. автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2016а. 23 с.
6. Соболева М.А. Конодонтовые биофаии в разрезе франского яруса на р. Кожым (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 25-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2016б. С. 171–175.
7. Соболева М. А., Соболев Д. Б. Биостратиграфическая характеристика по конодонтам средневерхнефранских отложений на р. Малая Уса (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 6. С. 15–26.
8. Цыганко, В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356 с.
9. da Silva A.-C., Yans J., Boulvain F. Early-middle Frasnian (early Late Devonian) sedimentology and magnetic susceptibility of the Ardennes area (Belgium): identification of severe and rapid sea-level fluctuations // *Geologica Belgica* 13, 2010. P. 319–332.
10. Holmden C., Braun W.K., Patterson W.P., Eglinton B.M., Prokopiuk T.C., Whittaker S. Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian Sequences in Western Canada // *Saskatchewan Geol. Surv. Summ. Investig.* 1, 2006. P. 1–6.

11. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A., Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Geological Society of America Bulletin* 96, 1985. P. 567–587.
12. Ma X.P., Wang C.Y., Racka M., Racki G. Isotope and inorganic geochemistry across the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) on South China carbonate shelf: comparison with the Polish reference // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 269, 2008. P. 130–151.
13. Morrow J.R., Sandberg C.A., Malkowski K., Joachimski M.M. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 282, 2009. P. 105–118.
14. Piszczowska A. Geochemia stabilnych izotopów węgla i tlenu na pograniczu dolnego iśrodkowego franu (dewon górny) na obszarze południowego szelfu Laurussii // Unpublished Ph.D. thesis, University of Silesia, Sosnowiec, 2008. 122pp.
15. Piszczowska A., Sobstel M., Racki G. Conodont-based integrated event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf // *Acta Palaeontologica Polonica* 51, 2006. P. 609–646.
16. Racki G., Piechota A., Bond D., Wignall P. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland) // *Geological Quarterly* 48, 2004. P. 267–282.
17. Śliwiński M.G., Whalen M.T., Newberry R.J., Payne J.H., Day J. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ & org, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$) and trace element anomalies during the Late Devonian ‘punctata Event’ in the Western Canada Sedimentary Basin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307, 2011. P. 245–271.
18. Soboleva M., Sobolev D., Konigshof P. Conodont stratigraphy of the Frasnian deposits of the western slope of the Polar Urals // *STRATA. IGCP596-SDS Symposium (Brussels, September 2015)*, 2015. S. 1. V. 16. P. 134.
19. Yans J., Corfield R.M., Racki G., Pr at A. Evidence for a major perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian punctata conodont Zone // *Geological Magazine* 144, 2007. P. 263–270.
20. Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. 1996. P. 225-250.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ (С-N) КОСТНЫХ ОСТАТКОВ *ALCES AMERICANUS* ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ УСТЬ-КЕУЛЬ I В СЕВЕРНОМ ПРИАНГАРЬЕ

© А. М. Хубанова¹, В. М. Новосельцева², А. М. Клементьев³,
Н. Б. Соколова², В. Б. Хубанов^{1,4}, В. Ф. Посохов¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, hubanova81@mail.ru

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Анализ состава стабильных изотопов костного материала позволяет получить дополнительную информацию о диете и среде обитания вымерших млекопитающих, что расширяет возможности палеонтологического подхода (морфометрия и анализ видового состава ориктоценозов) в археологических и палеогеографических исследованиях.

В настоящей работе предпринята попытка реконструкции условий обитания *Alces americanus* и *Equus ferus* в голоцене в Северном Приангарье с помощью определения С-N изотопного состава костных остатков этих животных, извлеченных из разреза археологического комплекса Усть-Кеуль I.

Многослойное геoarхеологическое местонахождение Усть-Кеуль I расположено на левобережье устья р. Кеуль левого притока р. Ангары, в 2,5 км южнее д. Кеуль Усть-Илимского района Иркутской области. Местонахождение было обнаружено в 1988 г. экспедицией ИГУ, под руководством Е. О. Роговского [4]. Крупномасштабные раскопки на памятнике проводились в 2011–2012 гг. отрядом Богучанской археологической экспедиции ИАЭТ СО РАН, под руководством В. М. Новосельцевой.

Общая мощность вскрытых культуросодержащих отложений, представленных двумя пачками супесей, составляет около 4 м. Верхняя пачка (ок. 2 м.) — это чередующиеся слои негумусированных супесей с палеопочвами голоценового возраста. Нижняя пачка (ок. 1.8 м) состоит из супесей с включениями дресвы, гальки, вероятно, делювиально-пролювиального генезиса, которая перекрывает глыбово-валунные отложения. В стратиграфическом разрезе комплекса выделено 11 культуросодержащих уровней, в хронологическом диапазоне от 10–12 тыс. л. н. до XX–XVII вв. н.э.

В первом уровне обнаружены кости лошади, северного оленя, зайца и кабарги. Во втором уровне доминируют кости кабана, и в меньшем количестве присутствуют кости лося. В третьем и четвертом уровне найдены останки северного оленя, бобра, лисицы, лося и медведя. Наиболее богаты палеонтологическим материалом 5–8 уровни. Здесь обнаружены кости собак и копытных — лося, косули и марала. В 9 уровне найдены кости лося, северного оленя, зайца, бобра, медведя и соболя. В 10–11 уровнях — останки лошади и благородного оленя. Таким образом, в 2–9 уровнях присутствуют кости *Alces americanus* (лось), при этом наблюдается общее, для всего разреза, преобладание находок фрагментов лосей над остальными видами семейства *Cervidae* в соотношении 83/10/7% (*Alces americanus* / *Capreolus pygargus* / *Cervus elaphus*) [2]. Из представленного краткого обзора также следует, что видовой состав млекопитающих практически всех археологических уровней комплекса Усть-Кеуль I отвечает таежному сообществу.

Согласно археологическим данным В.М. Новосельцевой [5] верхние 1-2 уровня относятся к XX–XVII вв. н.э., 3–4 уровня — к раннему железному веку, 5–6 уровня — к эпохе бронзового века, 7-8 уровень — к неолитическому времени, 9–11 уровни — ко времени мезолита (граница позднего плейстоцена и голоцена). Возраст нижних уровней обоснован радиоуглеродным датированием фаунистических остатков: возраст отложений 8 уровня составляет 8370±125 лет назад (СОАН-8906) [2]; 9 уровня — 10005±190 лет назад (СОАН-8644); и 11 уровня — 11200±170 лет назад (СОАН-8643) [5].

Для С-N изотопного исследования отобран образец зубного фрагмента *Ovis aries* (баран) из 1 уровня комплекса; из 2–9 уровней — зубные фрагменты *Alces americanus* (лось), из 10 уровня — зубной фрагмент *Equus ferus* (лошадь).

Образцы были предварительно очищены, промыты в дистиллированной воде в ультразвуковой ванне. Затем на 24 часа они замачивались в хлористом метиле для обезжиривания. После высушивания обрабатывались по модифицированной методике Лонджина [10]: деминерализация в 0,5 М растворе HCl в течение 3–5 суток, до размягчения костной ткани; очищение от липидов и гуминовых кислот в 0,125 М растворе NaOH (20 часов); и растворение остатка в слабой соляной кислоте при нагревании до 100°C (17 часов). Полученный коллоидный раствор с помощью центрифугирования при скорости 15 000 об/мин (45 минут) разделяли на тяжелую и легкую фракции. Далее легкая фракция (очищенный коллаген) высушивалась до получения твердого остатка [1; 3].

Изотопный анализ выполнялся на масс-спектрометре Finnigan 253 (ГИН СО РАН). Погрешность определения изотопных отношений составляла (1σ) $\pm 0,2\%$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в образце рассчитывалось относительно изотопного состава «Pee Dee Belemnite» (PDB) и $\delta^{15}\text{N}$ — атмосферного воздуха. Пробы анализировались вместе с международными (USGS 40, IAEA-N- 1) и внутрилабораторными стандартами (MCA-7, MCA-8). Для оценки степени сохранности коллагена ископаемых костей использовалось соотношение атомных количеств углерода и азота ($\text{C}/\text{N}_{\text{ат}}$), которое должно находиться в интервале от 2,9 до 3,6 [8].

Для коллагена из костей лосей и лошади соотношение $\text{C}/\text{N}_{\text{ат}}$ находится в интервале от 2,9–3,6, что свидетельствует об удовлетворительной сохранности костного материала для изотопного исследования. Для *Alces americanus* получены значения $\delta^{13}\text{C}$ варьирующие от $-20,13\%$ до $-19,6\%$ и $\delta^{15}\text{N}$ — от $5,49\%$ до $8,11\%$. Для *Equus ferus* значения $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-21,57\%$ и $\delta^{15}\text{N}$ — $5,62\%$.

Для *Ovis aries* $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-21,85\%$ и $\delta^{15}\text{N}$ — $8,32\%$. Однако $\text{C}/\text{N}_{\text{ат}}$ равняется 3,7, что предполагает плохую сохранность коллагена, поэтому данный образец исключен из дальнейших обсуждений.

Изотопные состав углерода коллагена зуба лошади из 10 уровня (мезолит, 10–11 тыс. л. н.) указывает на то, что рацион питания лошади состоял из травянистых растений, преимущественно С3 типа [6]. Вероятно, она обитала в условиях лесостепных ландшафтов, чему не противоречит также изотопный состав азота. Этот вывод подтверждает данные палеонтологических и С-N изотопных исследований близлежащих стоянок — Усть-Тушамы-1, Сосновый Тушамский и Усть-Талая. В этих местонахождениях известно присутствие *Megaloceros giganteus* с близкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-19,65\%$ до $-20,67\%$ и $\delta^{15}\text{N}$ от $3,56\%$ до $7,4\%$, который обитал в лесостепях и редколесьях ангарских притоков около десяти тысяч лет назад [11].

Выше показано, что ориктоценоз, включающий в себя лосей, представлен таежными видами млекопитающих. Согласно Н. Bocherens [6] изотопный состав углерода травоядных животных, обитающих в лесных ландшафтах, должен составлять от -30% до -23% . Полученные отношения изотопов углерода для лосей ($\delta^{13}\text{C}$ от $-20,13\%$ до $-19,6\%$) из 2–9 уровней плохо соответствуют изотопным характеристикам лесных травоядных. Эти данные можно трактовать двояко: лоси Усть-Кеуля обитали либо в открытых степных ландшафтах, где поедали степные травы, либо в таежных ландшафтах, где в их рацион входили мхи или лишайники [7].

Данные об изотопном составе азота костей ископаемых лосей также противоречивы. С одной стороны, значения $\delta^{15}\text{N}$ ($5,4$ – $8,11\%$) характерны для животных испытывающих водный и пищевой стресс в условиях сухих степей и полупустынь. С другой стороны, обогащение тяжелым изотопом азота может быть обусловлено рационом питания, состоящего из грибов и травянистых водных и полуводных растений [9].

Таким образом, изотопный состав лошади свидетельствует о степных и/или лесостепных условиях обитания на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. В более поздние эпохи, по-видимому, доминировали таежные ландшафты, о чем свидетельствует видовой состав ориктоценоза. Изотопные характеристики лосей противоречивы, чтобы их можно было использовать в качестве индикаторов условий обитания.

1. Арсланов Х. А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1987. 300 с.
2. Клементьев А. М. Раннеголоценовая фауна северной Ангары (материалы археологических объектов) // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология. 2014. Т. 8. С. 31–44.
3. Николаев В. И., Рысков Я. Г., Якумин П. Изотопные исследования костных останков из мест археологических раскопок (методические аспекты) // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях. М.: Ин-т географии РАН, 2006. 158 с.
4. Новосельцева В. М., Роговской Е. О. Новое геоархеологическое местонахождение Усть-Кеуль I в Северном Приангарье // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2008. Т. 14. С. 243–247.
5. Новосельцева В. М., Соколова Н. Б. Новые данные по геохронологии голоценовых комплексов геоархеологического местонахождения Усть-Кеуль I в Северном Приангарье // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2012. Вып. 1. С. 137–146.
6. Bocherens H. Isotopic biogeochemistry and paleoecology of the mammoth steppe fauna // Advances in mammoth research. DEINSEA, 2003. Vol. 9. P. 57–76.
7. Bocherens H., Hofman-Kamińska E., Drucker D. G., Schmöcke U., Kowalczyk R. European Bison as a Refugee Species? Evidence from Isotopic Data on Early Holocene Bison and Other Large Herbivores in Northern Europe // Plos ONE. 2015. Vol. 10 (2). e0115090. doi:10.1371 / journal.pone.0115090

8. Brown T.A., Nelson D.E., Vogel J.S., Southon J.R. Improved collagen extraction method by modified Longin method. *Radiocarbon*. 1988. Vol. 30. N 2. P. 171-177.
9. Kielland K. Stable Isotope Signatures of Moose in Relation to Seasonal Forage Composition: A Hypothesis // *Alces*. 2001. Vol. 37 (2). P. 329–337.
10. Longin R. New method of collagen extraction for radiocarbon dating / R. Longin // *Nature* 1971. Vol. 230. P. 241–242.
11. Plicht J., Molodin V. I., Kuzmin Y.V., Vasiliev S.K., Postnov A.V., Slavinsky V.S. New Holocene refugia of giant geer (*Megaloceros giganteus* Blum.) in Siberia: updated extinction patterns // *Quaternary Science Reviews*. 2015. №114. P. 182–188.

ФЛЮОРИТОВЫЕ И ФЛЮОРИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

© Д. С. Цыденова, Е. И. Ласточкин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

По общим запасам флюорита Россия занимает четвертое место в мире после Китая, Мексики и ЮАР. При этом на долю России приходится 12.8% мировых балансовых запасов промышленных категорий флюорита. Промышленные месторождения плавленого шпата в России сосредоточены главным образом на Дальнем Востоке и в Забайкалье. В последнем находится примерно 50% запасов плавленых руд страны, а металлургических — 90%. Наиболее крупные месторождения флюорита расположены в Читинской области (Абагайтуй, Калангуй), Бурятии (Эгитинское, Наранское, Хурайское, Ара-Таширское и другие).

На территории Бурятии известно несколько десятков флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений и проявлений. В настоящее время среди них установлено четыре группы — собственно флюоритовые (Наранское, Эгитинское и др.), фтор-бериллиевые (флюорит-фенакит-берtrandитовые Ермаковское, Ауник, Амандак и др.), молибден-вольфрамовые (Джидинская группа месторождений — Инкурское, Холтосонское, Первомайское), фторсодержащие редкоземельные карбонатиты (Аршанское, Южное) и бастнезитсодержащие флюорит-альбитовые породы (Портовое, Улан-Удэнское).

Наибольший практический интерес представляют эпитермальные флюоритовые месторождения. Они приурочены к полосе, протягивающейся от Алдана в Монголию, выделенную К.Б. Булнаевым [1] как Центрально-Азиатский флюоритоносный пояс. Это обычно жильные тела, зоны дробления пород сцементированные флюоритом и кварц-флюоритовым агрегатом. Большая часть их расположена в силикатных породах (гранитах, кристаллических сланцах, гнейсах), и лишь небольшая часть залегает в карбонатных породах (Эгитинское). Минерализация сформировалась в позднем мезозое. Геологические и структурно-текстурные особенности, минеральный состав месторождений приведены в многочисленных публикациях К.Б. Булнаева. Сера пиритов этих месторождений характеризуется специфичностью изотопного состава [2], обогащенностью легким изотопом (от -1.8 до -7.7 ‰ $\delta^{34}\text{S}$). Существенным облегчением отличается и сульфатная сера баритов (от $+9$ до $+15.8$ ‰ $\delta^{34}\text{S}$). Облегчен и изотопный состав кислорода в кварце Хурайского месторождения (-4.1 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). Значение δD воды, присутствующей в геарксутите Манжинского месторождения (-48.2 ‰) указывает на участие в его образовании ювенильного флюида.

Иные изотопные характеристики имеют карбонатитовые, фтор-бериллиевые и молибден-вольфрамовые месторождения. В формировании фтор-бериллиевых руд, образовавшиеся в интервале 220-240 млн лет, большую роль играли вещество и флюиды корового источника, включая воды метеорного происхождения [3]. Присутствующие на Ермаковском месторождении жилы флюорита, идентичные эпитермальным флюоритовым месторождениям Западного Забайкалья, резко отличаются составом редкоземельных элементов от фтор-бериллиевых руд (рис.1).

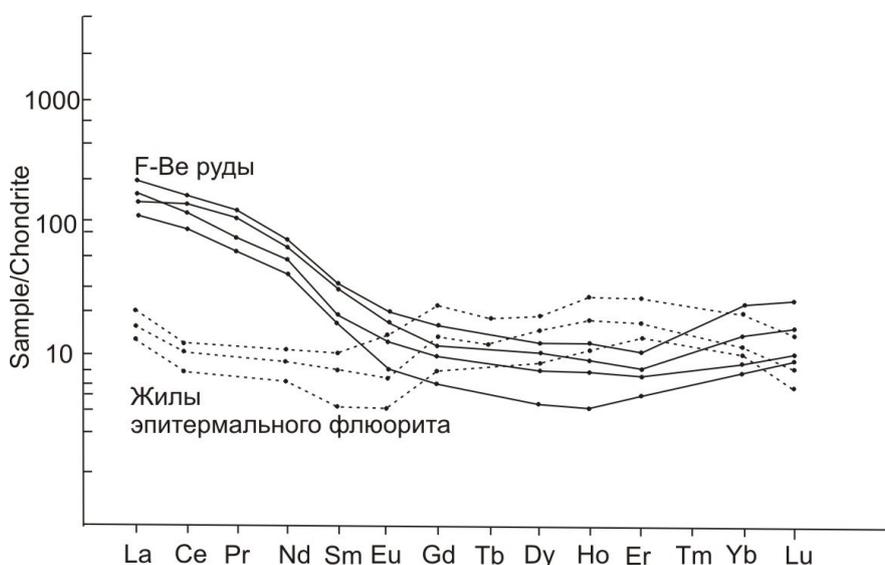


Рис. 1 Графики нормированных содержаний редкоземельных элементов к хондриту во флюоритах фтор-бериллиевых руд Ермаковского месторождения и из жил флюорита

В образовании молибден-вольфрамовых месторождений, сформировавшихся в позднем мезозое (116-125 млн лет), главенствующую роль играли флюиды мантийного источника. Это подтверждается изотопными составами серы, кислорода, а также стронция, неодима и свинца. Флюориты последних отличаются содержаниями примесных элементов (существенно более низкими содержаниями стронция и тяжелых лантаноидов).

Во флюоритсодержащих редкоземельных карбонатитах и альбитовых породах содержание флюорита достигает 7-15%. Они также образовались в позднем мезозое (125-130 млн лет). Для этих образований фиксируются изотопные метки идентичные мантийному источнику.

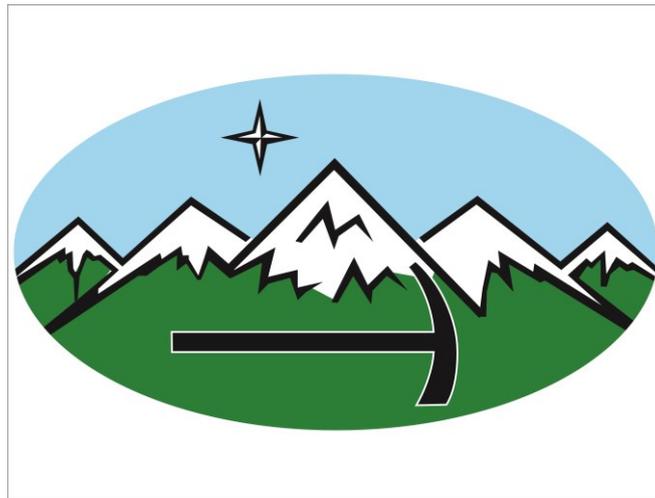
Таким образом, результаты предварительных изотопно-геохимических исследований позволяют предполагать существенно глубинный (мантийный) источник фтора и усложнение состава минеральных парагенезисов в результате взаимодействия их с коровым веществом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ — проект 17-05-00129.

1. Булнаев К. Б. Особенности образования и размещения флюоритовых формаций Забайкалья // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ: БФ СО РАН, 1981. С. 101–109.

2. Рипп Г. С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск, Наука Сибирское отделение, 1984. 191 с.

3. Рипп Г. С., Избродин И. А., Ласточкин Е. И., Дорошкевич А. Г., Рампилов М. О., Посохов В. Ф. Изотопная характеристика Ермаковского флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения (Западное Забайкалье) // Геохимия 2016. № 9. С. 780–796.



СЕКЦИЯ 3

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ,
РУДООБРАЗОВАНИЕ**

Председатели:

Дамдинов Булат Батуевич

канд. геол.-минерал. наук

Аюржанаева Дулмажап Цыденешиевна

канд. геол.-минерал. наук

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

О ПРИРОДЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ХЛОРА В КИМБЕРЛИТАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

© А. И. Архипенков¹, А. С. Иванов¹, З. В. Специус²

¹Ботуобинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), ArkhipenkovAI@alrosa.ru

²Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО)

Из-за чрезвычайно реакционной способности хлор встречается в свободном виде только в вулканических газах. В связанном виде хлор находится в горных породах, в морской, речной и озерной водах, в растительных и животных организмах (3).

Кимберлитовые трубки прорывают толщи горных пород и захватывают минералы, содержащие хлор (в том числе и солевые толщи). Такой процесс образования кимберлитов может объяснить содержание минерала галита (NaCl) в минералах кимберлитов, но недостаточно, чтобы объяснить повышенные содержания хлора в ореолах кимберлитовых трубок. Ореолы с повышенными содержаниями хлора вокруг кимберлитовых трубок можно объяснить тем, что кимберлитовые тела — это древние вулканы, в которых хлор поступал из мантийных глубин в свободном виде (3) и вступал в реакцию с минералом оливином, преобразовывая его в серпентиновые псевдоморфозы по оливину.

Химический состав минерала оливина из кимберлитов обычно характеризуется стабильными повышенными содержаниями никеля от 0,3 до 0,4% весовых, и на уровне десяти процентов окиси железа. Содержания окиси магния около 50% весовых и около 40% процентов составляет окись кремния (табл. 1).

Табл. 1. Химический состав минерала оливина из кимберлита

Минералы	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Cl	MnO	FeO	NiO	Total
Оливин	49,72	0,15	40,82	0	0,03	0	0,14	9,26	0,39	100,51

Процессы эпигенетических преобразований (вторичных изменений) выносят из решетки минерала элементы с малыми ионными радиусами (легко мигрирующими) — железо и никель, которые при наличии в изменяющей среде летучих химических элементов, таких как хлор и сера соединяются с ними. Часть вынесенного железа и никеля минерализуются в псевдоморфозе оливина мелкими кристалликами сульфидов. Эти кристаллики хорошо видны на фотографии в виде белых точек в псевдоморфозе оливина (рис. 1, светло серая область на сером фоне). Красными цифрами показаны места точек анализов минералов (табл. 2).

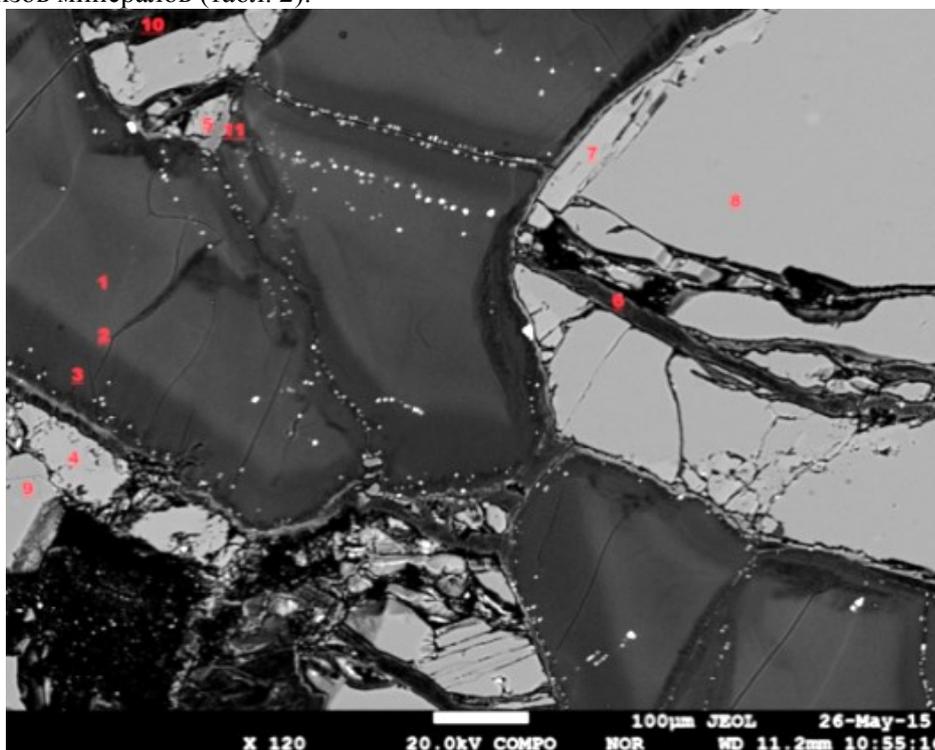


Рис. 1. Фотография в режиме отраженных электронов (фазовый контраст) ксенолита кимберлитовой тр. Мир. Серые оттенки — псевдоморфозы по оливину, светлые пироксен. Красными цифрами показаны места точек анализов минералов.

Табл. 2. Химический состав зон изменения состава оливинов из ксенолита тр. Мир

№	Минерал	MnO	MgO	NiO	Na ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	CaO	K ₂ O	Cl	Сумма
1	Серпентин Б	0,2	32,5	0	0	0	0,1	0,6	38,1	8,3	0,3	0,1	1,5	81,7
2	Серпентин Б	0,2	32,7	0	0	0	0,1	0,6	38	9,4	0,4	0	1,9	83,5
3	Серпентин Б	0,1	34,4	0	0	0	0	0,6	39,5	6,8	0,2	0	1,2	83
4	Пироксен	0,1	20,2	0,1	5,7	1,4	2,7	8,4	49,7	2,8	8,5	0,8	0	100,5
5	Пироксен	0,1	21,9	0,1	6,9	0,5	1,2	4,6	52,8	2,5	7,2	0,8	0	98,7
6	Серпентин Б	0,1	34,3	0	0	0	0,2	0,8	39,9	7,6	0,2	0	1	84,5
7	Серпентин А	0	40	0	0	0	0,2	0,5	42,1	2,6	0,2	0	0,4	86,2
8	Серпентин А	0	37,2	0	0	0	0,2	1,6	40,2	5,9	0,1	0	0,8	86,1
9	шпинель	0,3	11	0,1	0	0,6	55,6	12,5	0,1	16,9	0	0	0	97,2
10	шпинель	0,3	16,7	0,1	0	0,4	25,7	38,7	0,3	13,8	0,1	0	0	96,3
11	карбонат	0	2	0	0	0	0	0,1	2,2	0,7	52,8	0	0	58,3

При переходе оливина в серпентин, хлор проникает в структуру серпентина, соединяется в паре с атомами железа, это подчеркнуто высокими коэффициентами корреляции (+0,96, таблица 3) хлора с железом и на фотографии сканирующего линейного профиля через псевдоморфозу по оливину (рис. 2).

Табл. 3. Корреляционная матрица химических элементов состава оливина в разных зонах

Переменная	Корреляции (m12cl5) Отмеченные корреляции значимы на уровне $p < 0,05000$ N=21 (Построчное удаление ПД)														
	MnO	MgO	NiO	Na ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	CaO	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	SO ₃	Sc ₂ O ₃
MnO	1,00	0,22	-0,08	-0,34	-0,11	-0,39	-0,29	-0,51	0,80	-0,39	-0,08	0,78	-0,21	0,43	-0,13
MgO	0,22	1,00	-0,44	-0,78	-0,50	-0,92	-0,76	-0,87	0,62	-0,94	-0,21	0,70	-0,39	0,78	-0,24
NiO	-0,08	-0,44	1,00	0,73	0,91	0,41	0,75	0,48	-0,33	0,24	0,92	-0,50	0,37	-0,27	-0,18
Na ₂ O	-0,34	-0,78	0,73	1,00	0,70	0,64	0,68	0,91	-0,66	0,63	0,61	-0,75	0,46	-0,67	0,04
TiO ₂	-0,11	-0,50	0,91	0,70	1,00	0,50	0,85	0,51	-0,40	0,33	0,74	-0,54	0,20	-0,37	-0,11
Cr ₂ O ₃	-0,39	-0,92	0,41	0,64	0,50	1,00	0,84	0,79	-0,73	0,96	0,16	-0,78	0,27	-0,76	0,24
Al ₂ O ₃	-0,29	-0,76	0,75	0,68	0,85	0,84	1,00	0,65	-0,57	0,69	0,52	-0,71	0,26	-0,58	-0,01
SiO ₂	-0,51	-0,87	0,48	0,91	0,51	0,79	0,65	1,00	-0,84	0,84	0,31	-0,88	0,39	-0,77	0,22
FeO	0,80	0,62	-0,33	-0,66	-0,40	-0,73	-0,57	-0,84	1,00	-0,73	-0,19	0,96	-0,19	0,65	-0,24
CaO	-0,39	-0,94	0,24	0,63	0,33	0,96	0,69	0,84	-0,73	1,00	-0,01	-0,75	0,28	-0,77	0,34
K ₂ O	-0,08	-0,21	0,92	0,61	0,74	0,16	0,52	0,31	-0,19	-0,01	1,00	-0,34	0,35	-0,07	-0,26
Cl	0,78	0,70	-0,50	-0,75	-0,54	-0,78	-0,71	-0,88	0,96	-0,75	-0,34	1,00	-0,35	0,65	-0,18
P ₂ O ₅	-0,21	-0,39	0,37	0,46	0,20	0,27	0,26	0,39	-0,19	0,28	0,35	-0,35	1,00	-0,21	0,17
SO ₃	0,43	0,78	-0,27	-0,67	-0,37	-0,76	-0,58	-0,77	0,65	-0,77	-0,07	0,65	-0,21	1,00	-0,11
Sc ₂ O ₃	-0,13	-0,24	-0,18	0,04	-0,11	0,24	-0,01	0,22	-0,24	0,34	-0,26	-0,18	0,17	-0,11	1,00

Почти вся доля оливинового никеля выпадает сульфидным «дождем» в измененном оливине, практически мало остается никеля в серпентине, а атакующий оливин хлор соединяется с вытесненным из оливина железом. Подобным образом, можно и объяснить наличие ореолов хлора вокруг кимберлитовых тел.

Гипотетическое объяснение аномально повышенных концентраций хлора в кимберлитах и окружающих породах может заключаться в геохимических аспектах современного вулканизма. Деятельность вулканов сопровождается различными газово-флюидными эманациями, так называемыми — фумаролами, представляющими собой, в основном, пары разнообразных летучих компонентов: хлорида железа, хлорида натрия, окиси железа, двуокиси серы, хлористого водорода, сероводорода, углекислого газа, серы, хлористого аммония, борной кислоты, фтористых соединений, а также незначительного количества благородных металлов, металлов и полуметаллов [1, 2]. Самыми распространёнными продуктами этих процессов являются соединения хлора, которые по трещинам и небольшим отверстиям в кратере вулкана или на его склонах выделяются из магмы и ещё не остывших лавовых потоков, пронизывают вмещающие породы и просачиваются на поверхность, образуя

различные минеральные образования. Этим процессам возможно и обязаны своим существованием первичные ореолы хлора вокруг кимберлитовых трубок. Другим объяснением аномальных содержаний хлора вокруг кимберлитовых трубок может являться его накопление в тектонически ослабленных зонах вмещающего цоколя за счет перераспределения осадочного хлора под действием минерализованных глубинных водных потоков.

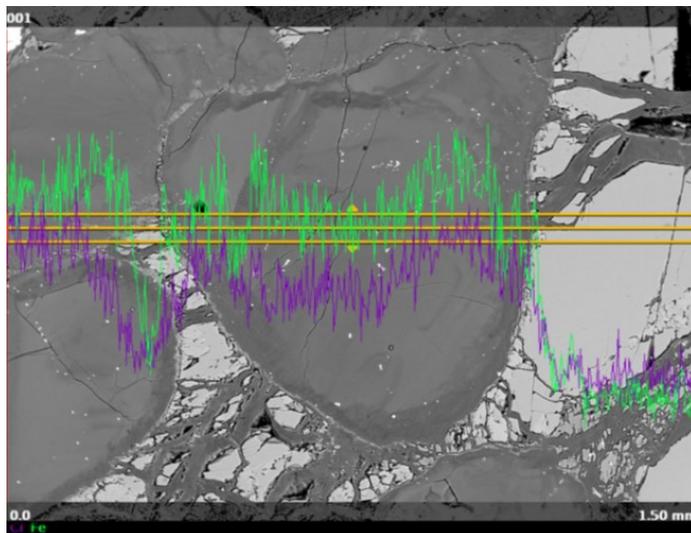


Рис. 2. Линейный профиль характеристического излучения хлора и железа в псевдоморфозе по оливину

1. Архипенков А. И., Симоненко В. И., Васильева В. И. Хлор-новый индикатор при геохимических поисках кимберлитов // Вопросы Естественного знания. №4 (8) 2015. 15-18 с.
2. Симоненко В.И., Васильева В.И. Индикаторные свойства хлора при поисках кимберлитов по первичным геохимическим ореолам. Мирный (Якутия): Тез. докл. IV Региональная научн. практич. конференция. 2014. 209-211 с.
3. Свойства элементов. Том 2, стр. 117. М. Издательский дом «Руда и Металлы» 2003 год.

ВОЗРАСТ КВАРЦИТОВ КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ СИЛЛИМАНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© Д. Ц. Аюржанаева^{1,2}, И. А. Избродин¹, В. Б. Хубанов^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, Россия, dulmazhap@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

На территории Западного Забайкалья, Прибайкалья и Восточного Саяна установлена большая часть известных геолого-генетических типов месторождений кварца. В настоящий момент среди них наиболее изученными являются Бурал-Сардыкское и Черемшанское кварцевые месторождения, отнесенные к «метаморфогенно-метасоматическому» типу.

Не изученными остались более мелкие проявления кварцитов, отработка которых может происходить попутно с другими полезными компонентами. К числу их относятся кварциты, распространенные в пределах Кяхтинской группы силлиманитовых месторождений. Изучаемый район расположен между городом Кяхта и железнодорожной станцией Наушки в республике Бурятия. Общая площадь на которой установлены выходы силлиманитовых пород составляет около 150 км². Тела кварцитов приурочены к силлиманит-кварцевым и кварц-силлиманитовым породам, реже они образуют прослои и линзы среди гнейсов, гнейсо-гранитов. К югу и юго-востоку от данной площади метаморфические породы сменяются слабоизмененными вулканогенно-осадочными породами кислого и среднего состава. Наиболее крупные тела отмечены на участках Глухая падь, Трактовый, Южный, Черная сопка, Сава, Наушкинская. Проведенные нами исследования содержат информацию о возрасте высокоглиноземистых пород и кварцитов Кяхтинского месторождения.

Изучены кварциты, распространенные в силлиманитсодержащих породах (участок Крутой, Трактовый — II, Глухая Падь, Лесной) и в гнейсах (Черная Сопка). Как правило, выходы пород хорошо выражены в рельефе, образуя скальные обнажения, либо представлены крупноглыбовыми развалами. На участке Крутой прослежен постепенный переход от сливных кварцитов к силлиманитсодержащим и затем в кварц-мусковит-силлиманитовым сланцам. Вмещающие силлиманит-кварцевые сланцы с переменными содержаниями слюд, как правило, характеризуются тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием слойков, обогащенных силлиманитом и кварцем. В них также отчетливо выражена сланцеватая текстура, которая проявляется в параллельной ориентировке зерен силлиманита и кварца. Структура их меняется от фиброгранобластовой до фибробластовой, нередко она сноповидная, метельчато-лучистая или волокнистая. Средний состав пород: кварц — 50-80 %, силлиманит — 15-50 %, мусковит до 5 %, рутил 1-3 %. Акцессорные минералы представлены, магнетитом, лазулитом и сульфат-апатитом. В составе силлиманитсодержащих пород установлено более 30 минеральных видов, большая часть которых относятся к группе алюмофосфатов и сульфат-фосфатов.

Кварциты Кяхтинской группы на 96-98 % состоят из различных по величине (от 0.3 до 1.0 см) слабдеформированных зерен кварца. Типоморфными акцессорными минералами являются рутил, реже мусковит и циркон. В большей части кварциты имеют светло-серый, серый цвет, на некоторых участках желтые, бурые, красновато-бурые тона окраски. В кварцитах, ассоциирующих с силлиманитовыми сланцами, отмечаются повышенные содержания мусковита (до 3%), силлиманита (до 5%), рутила (1-2%). В незначительных количествах в них присутствуют титано-гематит, магнетит, лазулит и пирит. В пустотах и по трещинам кварца, обнаруживаются вторичные и гипергенные минералы (барит, минералы вудхаузеит-сванбергитового ряда, высоководные фосфаты и др). Среди текстур преобладает массивная, реже встречается пятнистая, неясно сланцеватая. Макроскопически породы характеризуются равномернозернистой и гранобластовой структурой. Характерной особенностью кварцитов является обогащенность рутилом. Последний встречен на всех участках, образуя неравномерные по величине идиоморфные зерна и кристаллы короткопризматической формы, размерами от 0.02 до 0.4 мм. В рутиле присутствуют до 1 мас. % железа и первых десятых долей процента ванадия. В некоторых зернах обнаружены тонкие пластинки гематита.

Возраст пород. Ранее нами проведены геохронологические исследования силлиманитсодержащих сланцев на участке Черная Сопка (50°22'11.4" с.ш., 106°19'09.6" в.д.). Полученный интервал (Rb-Sr и SHRIMP-II) 130-138 млн лет совпал с временем проявления позднемезозойского внутриплитного вулканизма Юго-Западного Забайкалья [1].

Для определения возраста кварцитов были изучены цирконы из нескольких участков. На всех проявлениях этот минерал слагает одиночные прозрачные зерна идиоморфной, округлой формы и размером, обычно не превышающим десятые доли миллиметра (рис. 1). На участках Трактовой — II и

Глухая падь, обнаружены полосовидные и неправильной формы сегрегации, сложенные кварцем, рутилом и цирконом (рис. 1, в-г). Мощность таких выделений не превышает 5-10 х 20-30 см. Особенностью цирконов является присутствие в них до 0.2-0.5 мас.% Sc_2O_3 , а в отдельных зернах до 1 мас. % HfO_2 .

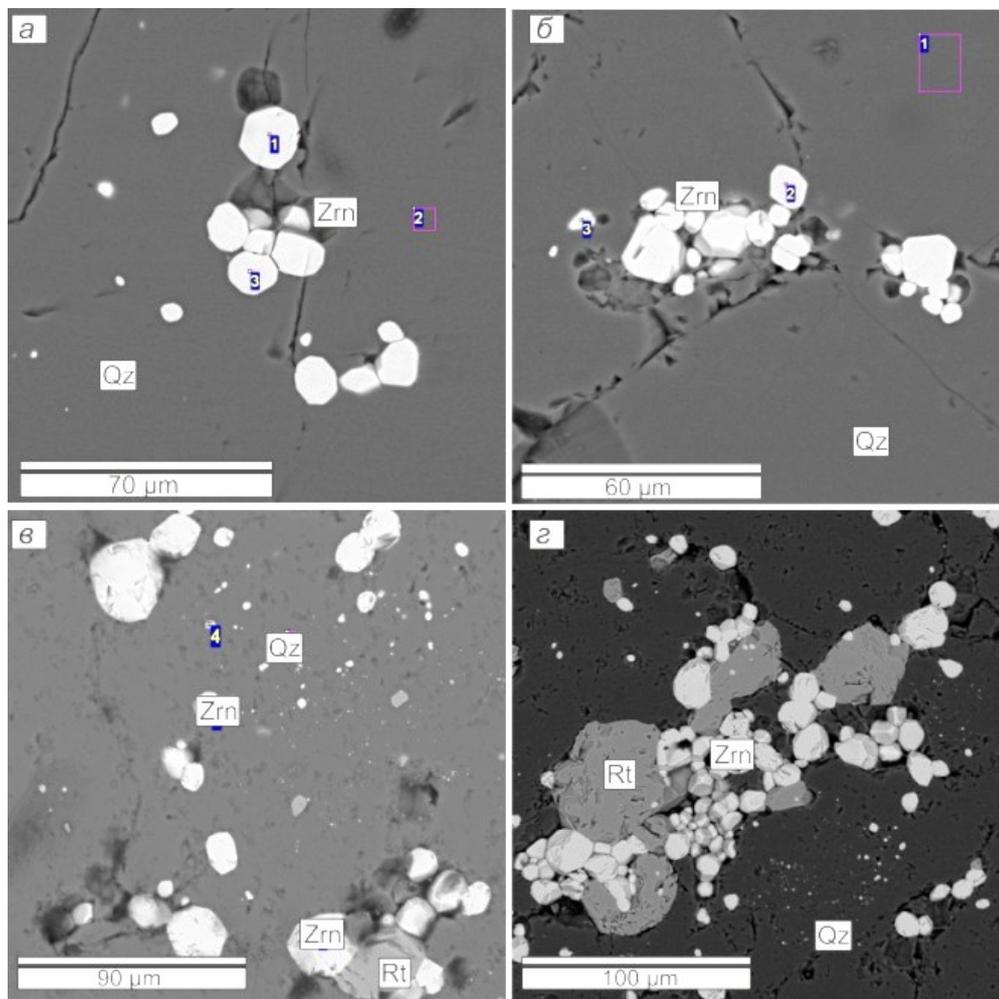


Рис. 1. Характер выделения циркона (Zrn) в кварцитах Кяхтинской группы
а — участок Глухая падь, б — Крутой, в-г Трактовый- II. Rt- рутил, Qz-кварц. BSE фотографии.

В связи с малым размером зерен циркона, определение возраста было выполнено непосредственно в препарате с диаметром пятна (кратера) пробоотбора 15 мкм. Были проанализированы цирконы из участка Глухая падь ($N50^{\circ}26'32.10''$, $E106^{\circ}20'49.90''$) и Трактовый — II ($N50^{\circ}26'49.75''$, $E106^{\circ}23'58.83''$). По своим размерам и химическим особенностям они схожи как между собой, так и с цирконами из силлиманитовых сланцев. В первом случае проведено 30 измерений в 28 зернах. Значительная часть определений занимает компактный кластер. Th/U отношения варьируют в интервале, от 0.07 до 0.8. Возраст, рассчитанный по 26 точкам, составляет 129.7 ± 1.5 млн лет (СКВО = 0.85) рис. 2 а. Средневзвешенное значение возраста по $^{206}Pb/^{238}U$ отношению с ^{207}Pb -коррекцией составил 129.4 ± 1.5 млн лет, при СКВО 0.81 рис 2.а. Во втором случае, проанализировано 30 зерен в 30 точках. Возраст по нижней точке пересечения линии аппроксимации изотопных отношений с конкордией составляет 139.5 ± 1.7 млн лет при СКВО = 1.4. Th/U отношения варьируют в интервале, от 0.08 до 0.09. Всего два значения отскочили от компактного кластера, и имеют значения $^{206}Pb/^{238}U$ в диапазоне 150-190 млн лет, что возможно, обусловлено изотопной неоднородностью цирконов и наличие захваченного свинца. Средневзвешенное значение возраста по $^{206}Pb/^{238}U$ отношению с ^{207}Pb -коррекцией составил 139.0 ± 2.1 млн лет, при СКВО 1.5.

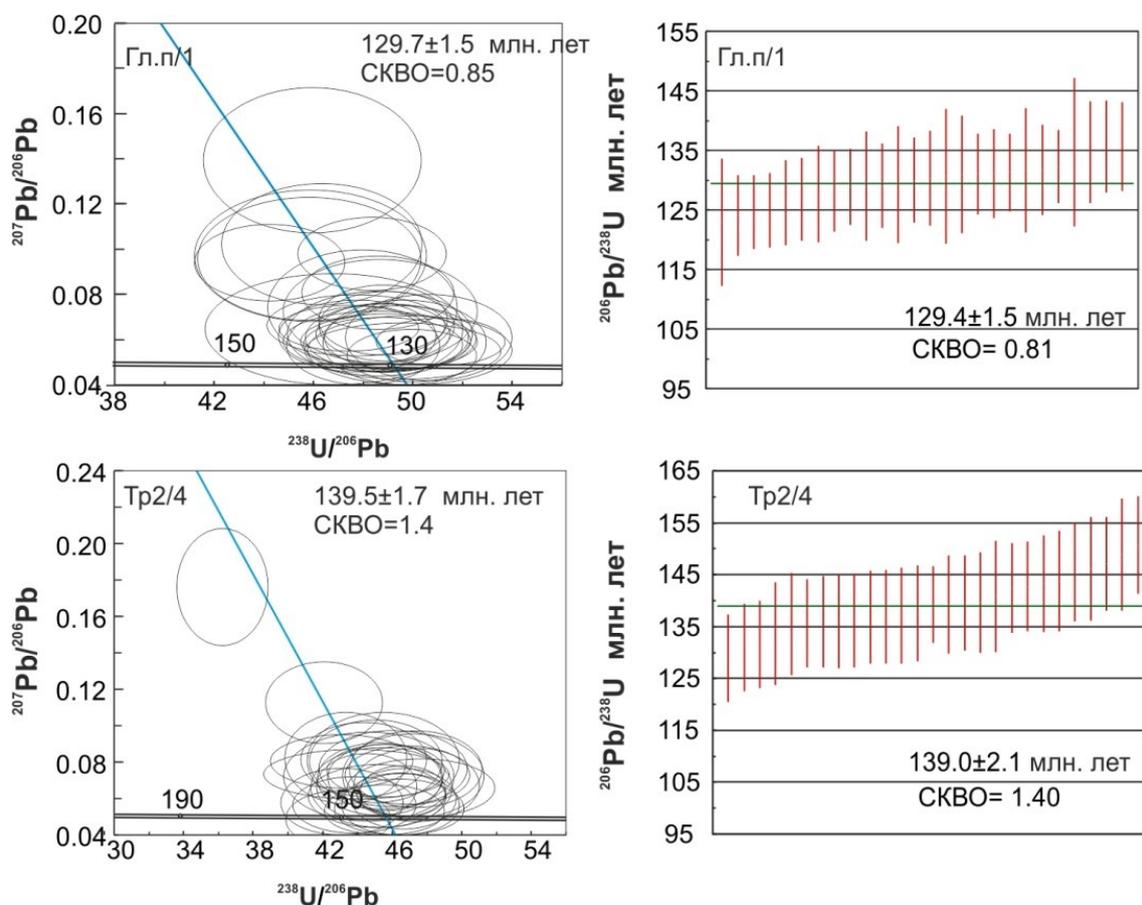


Рис. 2. Диаграммы Тера-Вассербурга с конкордией [2] (левая колонка) и средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (правая колонка), скорректированных на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, для цирконов из кварцитов (U-Pb LA-ICP-MS метод). Значения ошибок приведены на уровне 2σ .

Таким образом, полученные разными методами значения возраста цирконов из силлиманитовых сланцев и кварцитов ложатся в интервал 130-140 млн лет. Учитывая, что морфологические особенности циркона указывают на его метаморфическое происхождение, то эти значения могут быть приняты в качестве оценки возраста формирования пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 16-35-00365 мол_а.

1. Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитосодержащих сланцев Кяхтинского месторождения (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и Геофизика, 2010. № 2. С. 235–239.

2. Tera F., Wasserburg G.J. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1972. V.14. P. 281–304.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ

© Д. Ц. Аюржанаева^{1,3}, А. М. Федоров², А. И. Непомнящих², Э. А. Очирова³, Д. И. Сычев⁴

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dulmazhap@mail.ru

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, sashaf@igc.irk.ru

³Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, erz87@yandex.ru

⁴Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, sychev007@yandex.ru

В настоящее время с развитием высокотехнологичных производств, ориентированных на применение кремния, возникла потребность в поиске новых источников кварцевого сырья: как традиционных, так и нетрадиционных. Среди последних особый интерес представляют саянские «суперкварциты» — новый генетический тип сверхчистого кварцевого сырья, впервые открытый в Окинском районе Республики Бурятия [2, 8]. В настоящее время единственным известным в России месторождением метаморфогенных кварцитов с содержанием SiO₂ 98-99,98% является Бурал-Сардыкское месторождение, где в качестве полезных ископаемых выделены следующие разновидности кварцитов: «суперкварциты» и микрокварциты.

В географическом плане Бурал-Сардыкское месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна на гребне одноименной горы с высотными отметками 2600-2670 м. Данное месторождение вместе с Урда-Гарганским, Верхнеонотским (Дабан-Жалгинское) кварцитовых проявлений включено в Гарганскую кварценосную зону, которая, в свою очередь, входит в состав Восточно-Саянского кварценосного района [1].

Рассматриваемое месторождение, ввиду его «индивидуальности», отличается хорошей изученностью, однако можно сказать, что в проводившихся ранее исследованиях внимание акцентировалось в основном на полезных ископаемых — кварцитах. Вмещающие породы, в свою очередь, наиболее подробно и тщательно рассматривались в пределах всего района, тогда как на территории Бурал-Сардыкского месторождения они характеризуются весьма слабой изученностью. Еще одним не до конца раскрытым вопросом, закономерно вытекающим из предыдущего, является проблема взаимоотношений продуктивных тел кварцитов с вмещающими породами в плане. Решение данного вопроса является главной целью этой работы, выполнение которой привело к составлению геологической карты Бурал-Сардыкского месторождения с отображением не только продуктивных тел кварцитов, но и комплексов вмещающих пород (рис. 1).

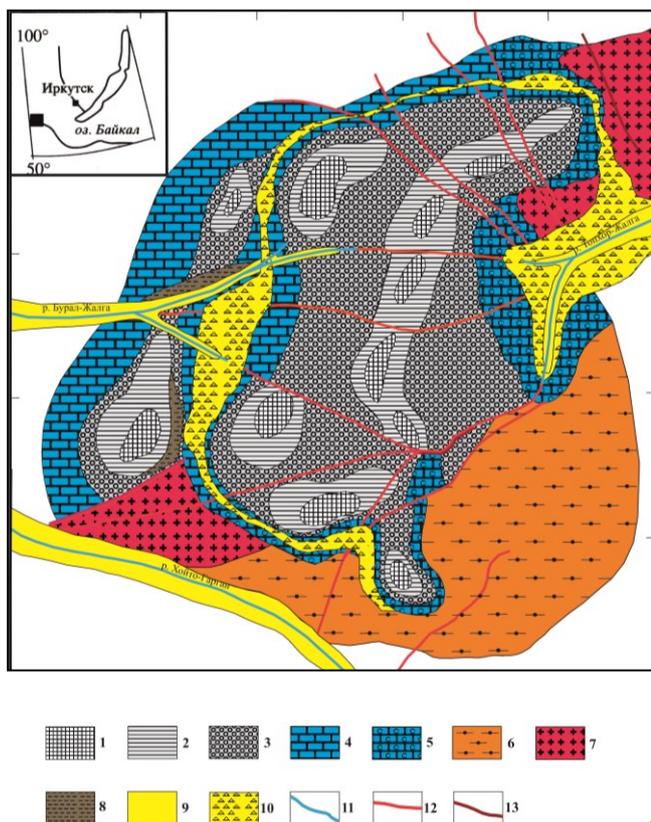


Рис. 1. Геологическая карта Бурал-Сардыкского месторождения кварцитов. Масштаб 1:10 000 (по материалам Е.И. Воробьева (2001), В.П. Табинаева, А.М. Рогачева, С.Д. Цуцара (2002), А.М. Федорова (2011) с дополнениями и исправлениями Д.Ц. Аюржанаевой, А.М. Федорова, Э.А. Очировой, А.И. Непомнящих, Д.И. Сычева). Условные обозначения: **кремнисто-карбонат-кварцитовый комплекс иркутской свиты:** 1– «суперкварциты», 2– белые и светло-серые осветленные микрокварциты, 3– серые, темно-серые, почти черные кремневидные микрокварциты, 4- карбонатные породы: известняки, доломиты, мрамора, 5- скарны и скарнированные породы, 8- сланцы; **метаморфизованный нерасчлененный комплекс основания Гарганской глыбы:** 6 -гнейсы, гнейсо-диориты и гнейсо-граниты; **сумсунурский комплекс:** 7 — тоналиты, гранодиориты, граниты, диориты, габбро-диориты; **четвертичные отложения:** 9- аллювиальные, 10- делювиальные; 11- реки; 12-разломы; 13-дайки магматических комплексов

В геологическом строении месторождения принимают участие:

- метаморфический комплекс основания Гарганской глыбы (AR-PR₁);
- кремнисто-карбонатный комплекс чехла Гарганской глыбы (RF₂);
- сумсунурский интрузивный комплекс (RF₃);
- холбинский вулcano-плутонический комплекс (PZ?);
- дизъюнктивные нарушения.

Одной из наиболее распространенных точек зрения о происхождении Гарганской глыбы является предположение, что изначально она была частью Сибирского палеоконтинента, а, впоследствии отделившись от него, продолжила свое существование как самостоятельный микроконтинент [3, 5].

Фундамент Гарганской глыбы представлен в основном гнейсами, гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами, в меньшем объеме — мигматитами и амфиболитами. Ввиду сложности их расчленения, большинством геологов они рассматриваются как единый полиметаморфический комплекс пород тоналит-грондьемит-гранодиоритового состава. На территории месторождения нами были зафиксированы в достаточно большом объеме выходы гнейсов и гнейсо-гранитов; их принадлежность к данному комплексу была подтверждена результатами геохимического анализа отобранных образцов с последующим их сравнением с данными, полученными И.В. Левицким [6]. Наиболее близким к истинному возрасту пород Гарганской глыбы принимается значение, полученное К-Ar методом по амфиболу, — 2,37 млрд. лет [5].

Выше по разрезу с угловым несогласием залегают породы чехла Гарганской глыбы, представленные кремнисто-карбонатными отложениями иркутской свиты (RF₂)[4] и сланцевой ильчирской толщей (O-S?). Породы иркутской свиты слагают большую часть площади месторождения и представлены известняками, доломитами, мраморами, скарнами, кварцитами и сланцами. Кварциты являются наиболее распространенной группой пород, среди которых выделяют следующие разновидности [9, 7, 1, 8]: первичные осадочно-метаморфогенные кремневидные микрокварциты пластовых и линзовидных тел; осветленные кварциты зон переработки первичных микрокварцитов; «суперкварциты» — продукт максимальной переработки; «песчанистые кварциты» — маршаллитизированные кварциты зон выветривания.

Ильчирская толща, сложенная преимущественно темно-серыми сланцами, на площади месторождения представлена в весьма ограниченном объеме.

Комплекс пород фундамента и чехла Гарганской глыбы прорывается интрузиями сумсунурского комплекса (RF₃), образующими дискордантные массивы: Сумсунурский, Урикский и Гарганский. Породы сумсунурского комплекса вместе с холбинским комплексом образуют тоналит-грондьемит-дацитовую ассоциацию. В настоящее время он является единственной достоверно датированной верхнерифейской ассоциацией гранитоидов в изучаемом районе [5]. Породы данного комплекса рассматриваются предыдущими исследователями [10, 2, 1, 8] как один из потенциальных источников тепла, определивших формирование и движение флюидного фронта, а также метасоматические преобразования кварцитов.

По данным Н.А. Авдонцева (1967) и А.Б. Кузьмичева (2004) сумсунурский комплекс представлен в основном тоналитами, гранодиоритами, в меньшем количестве кварцевыми диоритами и трондьемитами; подчиненную роль (5%) играют габбро и метапироксениты. В южной и юго-западной частях месторождения нами было оконтурено интрузивное тело со сходным комплексом пород. Сравнительный анализ минералого-петрографического состава, а также геохимических данных, полученных по отобранным нами образцам, с данными А.Б. Кузьмичева (2004) и др. показал их принадлежность к сумсунурскому комплексу. На spider-диаграмме (рис. 3) наблюдается относительная симбатность кривых концентраций РЗЭ и других элементов, помимо этого, по содержанию основных породообразующих окислов рассматриваемые образцы также весьма близки. В плане он имеет неправильные извилистые очертания, секущие простирания вмещающих пород, а также слабо выраженную зональность: от центра к периферии: лейкократовые породы сменяются более меланократовыми (биотитовые и роговообманково-биотитовые тоналиты). Исходя из его строения, состава, а также положения в пространстве можно сделать вывод, что указанные выше выходы интрузивных пород относятся к Гарганскому плутону, описанному А.Б. Кузьмичевым, Воробьевым и др., В.Н. Яшиным и др. [10, 5, 8].

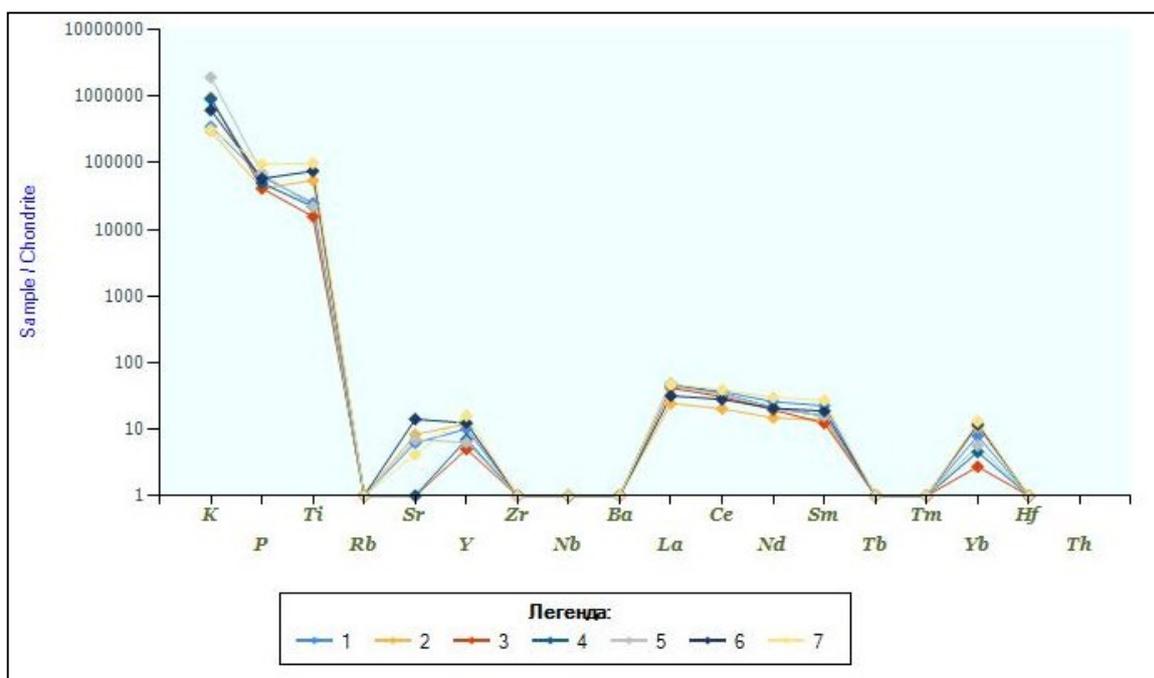


Рис. 2. Spider-диаграмма концентраций элементов в гранитоидах сумсунурского комплекса на примере Гарганского плутона (1-2, 5-7 — по данным авторов (2017), 3-4 — А.Б. Кузьмичева (2004)

1- тоналит; 2- роговообманковый кварцевый диорит; 3- средний состав пород даек Гарганского массива [Кузьмичев, 2004]; 4- средний состав тоналитов Гарганского массива [Кузьмичев, 2004]; 5- кварцевый диорит; 6-7- амфиболитовый габбро-диорит

Помимо пород сумсунурского комплекса на территории месторождения широко проявлены дайковые и жильные образования, часть из которых характеризуются приуроченностью к разломам (рис. 1). К ранней стадии образования относят дайки пород основного и среднего составов — микродиориты, габбро-долериты, долериты. По мнению Г.А. Феофилактова они относились к раннему этапу становления интрузивов, а С.Д. Цуцар считает их частью Барун-Холбинского вулканоплутонического комплекса [1]. К более поздним образованиям, возможно так же не сумсунурским, относятся дайки и мелкие штоки лейкократовых гранитов, риолитов, риолит-порфиров, кварцевых порфиров. Эти породы находят в гальке комиссаровской свиты силура в бассейне р. Хоре.

На контакте интрузий с вмещающими породами Гарганской глыбы в пределах площади месторождения весьма широко распространены продукты вторичных преобразований, выраженных в мраморизации, тремолитизации и скарнировании карбонатных пород, окварцевании кремнисто-карбонатных пород и биотитизации гнейсов (рис. 1).

Разрывные нарушения в пределах площади характеризуются весьма широким развитием, однако из-за плохой обнаженности изучены недостаточно хорошо.

Заключение. Результатом наших исследований стала геологическая карта Бурал-Сардыкского месторождения масштабом 1:10 000. Мы постарались наиболее точно отобразить не только контуры продуктивных тел кварцитов и вмещающих пород, но и их взаимоотношения в плане. В ходе работы были рассмотрены комплексы пород, участвовавшие в образовании Бурал-Сардыкского месторождения кварцитов. Среди них особый интерес представляют породы сумсунурского комплекса, которые, как нам представляется, послужили одним из «катализаторов» метасоматического изменения пород, приведшего к скарнированию и окварцеванию пород фундамента и чехла. Однако вопрос об их роли, как и о самом процессе образования «суперкварцитов» и микрокварцитов до настоящего времени остается дискуссионным и требует дальнейшего изучения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 16-35-00365 мол_а.

1. Бурал-Сардыкское месторождение кварцитов для металлургии кремния и наплава кварцевого стекла, участок Северный. Отчет о оценочных и разведочных работах за 2001-2003 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.04.2003 г. / Цуцар С.Д. — 2003.

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

3. Гордиенко И.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения / И. В. Гордиенко, П. А. Рощектаев, Д. В. Гороховский // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, №5. С. 405–429.
4. Кузнецов А. Б. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента / А. Б. Кузнецов [и др.] // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 350–355.
5. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / А.Б. Кузьмичев. М.: ПРОБЕЛ; 2000, 2004. 192 с.
6. Левицкий И. В. Петрология и геохимия пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян) / Левицкий И. В., Левицкий В. И., Ефремов С. В. // Изв. Сиб. отд.Секции наук о Земле РАЕН. 2014. №4 (47). С. 43–55.
7. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) Федоров А. М. [и др.] // ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 244–249.
8. Поиски и оценка особо чистого кварца в Окинском районе Республики Бурятия. Отчет о результатах поисковых работ на кварцевое сырье по государственному контракту № 10-ф, проведенных в 2001–2005 гг. / В. Н. Яшин, В. С. Платов, А. А. Савченко // Улан-Удэ, 2006.
9. Ресурсный потенциал Восточной Сибири на кварцевое сырье для получения высокочистых кварцевых материалов / А. М. Федоров [и др.] // География и природные ресурсы. 2016. № 6. С. 55–59.
10. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) / Е. И. Воробьев [и др.] // Докл. РАН. 2003. Т. 309, № 2. С. 219–223.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА АПАТИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД ЗАБАЙКАЛЬЯ

© Р. А. Бадмацыренова

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

Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Апатит почти постоянно присутствуют в качестве акцессорного минерала во многих разновидностях магматических, метаморфических, а также метасоматических пород, особенно с повышенной щелочностью, а в некоторых из них является породообразующим. Апатит концентрирует в своей структуре повышенные содержания легких РЗЭ. Закономерности распределения РЗЭ в апатите изучены довольно детально [8; 7]. Одним из первых в отношении распределения РЗЭ был изучен апатит из габбро массива Скаергаард [13]. Е.А. Белоусова с соавторами отмечают, что интенсивность отрицательных аномалий европия в апатите возрастает одновременно с повышением степени фракционирования минералов в породах [8]. Это в свою очередь, сопряжено с особенностями процесса кристаллизации полевых шпатов из материнских расплавов, потому что последние могут концентрировать существенное количество ионов Eu^{2+} . Поскольку европий способен изменить валентное состояние в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды [10], вероятно, последние играли важную роль в накоплении этого редкоземельного элемента в структуре апатита. Для выявления генезиса апатит-титаномагнетитовых руд изучен апатит Арсентьевского месторождения (Западное Забайкалье).

В Селенгинском рудном районе титановое оруденение связано с породами моностойского комплекса, к которому относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Иройский габбро-сиенитовые массивы, расположенные в хребте Моностой (предгорья хр. Хамар-Дабан юго-западнее г. Улан-Удэ). *Арсентьевский массив* расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4–5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенга. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км² [1].

Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты — северную. Породы первой серии образуют переходный ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива.

На месторождении выделяются три основных типа титаномагнетит-ильменитовых руд: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). Количество рудных минералов в массивных рудах достигает 80–90%, густовкрапленных 50–60%, во вкрапленных не превышает 40% (обычно в пределах 15–20%).

Основная масса вкрапленных руд приурочена к безапатитовым феррогаббро, которые развиты среди наиболее сильно дифференцированных участков, где чередуются лейкогаббро и нормальное габбро с переходами к феррогаббро. Густовкрапленные руды локализируются в апатитовых феррогаббро, а также в рудных оливинитах. Тела массивных руд обычно окружены ареолом вкрапленных руд. Эти руды, как правило, имеют резкие контакты с вмещающими габбро. На контактах обычно наблюдаются небольшие (до 3–5 м) зоны рассланцевания, а габброиды здесь сильно амфиболизованы.

Преобладающая форма тел массивных и густовкрапленных руд — линзовидная и жилообразная, реже изометричная или угловатая с многочисленными апофизами. Размеры тел также разнообразны: длина по простиранию колеблется от нескольких метров до 50–60 м, мощность — от десятков сантиметров до 3–10 м.

Руды Арсентьевского массива относятся к железо-титан-ванадиевым с повышенным количеством фосфора (3.44% P_2O_5). Массивные титаномагнетит-ильменитовые руды почти повсеместно обогащены Zn от 200 до 500 г/т и Co от 73 до 112 г/т; в целом характеризуются низкими концентрациями Cr (21–36 г/т), Sr (60–210 г/т) и, особенно, Ni, содержание которого на уровне чувствительности анализа.

Главные рудные минералы — ильменит и титаномагнетит. Во вкрапленных рудах титаномагнетит и ильменит присутствуют примерно в равных количествах, в густовкрапленных и массивных рудах титаномагнетит в 2–3 раза преобладает над ильменитом. Количество сульфидов не превышает 2 % и лишь в единичных случаях доходит до 8–10 % от общей суммы рудных минералов. Сульфиды играют резко подчиненную роль, представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом. Пирротин наблюдается в виде аллотриоморфных, поздних по отношению к титаномагнетиту и ильмениту зерен от 0.01 до 1 мм в диаметре. Иногда образует тонкие прожилки, секущие силикаты и титаномагнетит. Халькопирит встречается в меньшем количестве, чем пирротин, но всегда ассоциирует

с ним. Он образует зерна размером от 0.02 до 0.05 мм, часто тонкие прожилки. Пирит распространен неравномерно в виде мелких зерен среди силикатов. Апатит распространен неравномерно, содержание его изменяется в значительных пределах и возрастает настолько, что руды становятся апатит-титаномагнетитовыми [2]. Апатит весьма характерный минерал феррогаббро, количество его в отдельных разностях достигает 5-7 об. %. Обычны бочкообразные короткостолбчатые кристаллы, иногда образующие скопления до 3 мм в диаметре. Встречаются ксеноморфные зерна (до 0.5 мм). Апатит приурочен к участкам с повышенным содержанием рудного компонента, иногда к выделениям керсутита. Апатит из вкрапленных руд присутствует в количествах до 10-15 %, обычно в виде короткостолбчатых кристаллов размером до 0.2 мм. Встречаются и более крупные (до 1 мм) ксеноморфные выделения, приуроченные к скоплениям рудного компонента. Большинство зерен апатита включено в титаномагнетит. В рудах содержание апатита до 10-15 %. большей частью он включен в рудный минерал в виде призмачек длиной до 0.2 мм. Количество апатита в оливинитах достигает 28-30 %. Апатит образует короткостолбчатые идиоморфные кристаллы, длиной до 0.2 мм.

Содержание фтора в апатите из вкрапленных руд достигает 2-3.5 %, в массивных — 1-2 %. Апатит относится к фтор-апатитам. Четкая прямая корреляционная зависимость между содержаниями La и P_2O_5 свидетельствует о том, что основным концентратом РЗЭ в породах и рудах массива является апатит. Распределение РЗЭ в изученных апатитах из пород и руд Арсентьевского массива обнаруживают обычный для базитов характер распределения. В составе РЗЭ преобладают лантаноиды цериевой группы (до 100 хондритовых единиц). Характерно направленное увеличение относительной концентрации элементов от тяжелых лантаноидов к легким, отчетливо проявлен европиевый минимум, свидетельствующий о присутствии в системе двухвалентного европия, который преимущественно входит в плагиоклазы, что обеспечивает обеднение этим элементом других минералов. Отношение La/Yb, характеризующее степень разделения лантаноидов варьирует от 21 до 36, что может быть объяснено повышенной щелочностью базитов Арсентьевского массива. Концентрации РЗЭ в апатитах из массивных руд на порядок ниже, чем в апатитах из вкрапленных руд и габбро. Это можно объяснить тем, что коэффициент распределения РЗЭ в системах кристалл-жидкость возрастает с понижением температуры и увеличением содержания SiO_2 в расплаве (Watson, Green, 1981; Prowatke, Klemme, 2006). Похожее распределение РЗЭ в апатитах были получены Векслером с соавторами (2006) для Бушвельдского массива для которых экспериментально доказана роль ликвации при формировании Fe-P слоев.

Существует две взаимоисключающие гипотезы относительно генезиса руд этого интрузива. Согласно одной из них [6] апатит-титаномагнетитовые руды кристаллизовались из остаточного расплава, обогащенного железом, титаном и фосфором. Другая гипотеза [6] предусматривала ликвационное отделение расплава, богатого указанными элементами, от силикатной магмы. В том и другом случае температура кристаллизации рудного расплава должна быть ниже, чем для силикатной магмы.

Полученные данные противоречат гипотезе образования апатит-титаномагнетитовых руд из остаточного расплава. Известно, что в процессе кристаллизации базальтовой магмы происходит обогащение остаточного расплава лантаноидами, в особенности легкими. Поэтому можно ожидать, что апатит из богатого РЗЭ остаточного расплава должен быть обогащен этими элементами, в особенности лантаноидами цериевой группы. Существенно, что в апатит-титаномагнетитовых рудах кроме апатита нет других минералов, концентрирующих РЗЭ. Содержание РЗЭ в магнетите и ильмените ничтожно мало, по сравнению их в апатите [13], следовательно, характер распределения РЗЭ в апатите отражает распределение лантаноидов в богатом фосфором рудном расплаве.

Наиболее информативными для решения вопросов генезиса апатитовых месторождений, связанных с базитами, являются данные по содержанию в апатите РЗЭ. Эти данные показывают, что процессы кристаллизационно-гравитационной дифференциации базитовой магмы не приводят к появлению промышленных концентраций апатита. Для руд Арсентьевского месторождения полученные данные соответствуют гипотезе ликвационного генезиса апатит-титаномагнетитовых концентраций.

1. Бадмацыренова Р. А., Бадмацыренов М. В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. № 6. С. 806–818.

2. Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные// Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011б. №1 (38). С. 132-138.

3. Бадмацыренова Р.А., Орсоев Д.А., Бадмацыренов М.В., Канакин С.В. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011в. №1 (38). С. 57-66.
4. Богатиков О. А. Состав и генетические особенности титаномагнетитовой минерализации Арсентьевского массива в Бурятии // Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. С. 199–227.
5. Криволицкая Н. А., Соболев А. В., Кузьмин Д. В. Сопоставление исходных расплавов рудоносных и безрудных массивов Норильского района // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 44–50.
6. Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангаганском расслоенном массиве (Забайкалье) // Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. С. 5–112.
7. Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2009. 190 с.
8. Belousova E. A., Walters S., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. I. Apatite trace-element composition: relationship to source rock type // J. Geochemical Expl. 2002. Vol. 76. P. 45–69. DOI: 10.1016/S0375-6742(02)00204-2
9. Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies // In Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier. 1984. P. 115-1522.
10. Cawthorn R. G. Rare earth element abundances in apatite in the Bushveld Complex—A consequence of the trapped liquid shift effect // Geology. 2013. Vol. 41. № 5. P. 603-606. DOI:10.1130/G34026.1
11. Irving A. J., Frey F. A. Trace-Element Abundances in Megacrysts and Their Host Basalts — Constraints on Partition-Coefficients and Megacryst Genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48(6). P. 1201–1221. DOI: 10.1016/0016-7037(84)90056-5.
12. Ozawa K., Shimizu N. Open-system melting in the upper mantle: constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, № 10. P. 22 315-22 335.
13. Paster T. P., Schauwecker D. S., Haskin L. A. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38. P. 1549–1577.
14. Prowatke, S., Klemme, S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 4513–4527.
15. Veksler, I.V., Dorfman, A.M., Danyushevsky, L.V., Jakobsen, J.K., Dingwell, D.B. Immiscible silicate liquid partition coefficients: Implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 152. P. 685–702, DOI: 10.1007/s00410-006-0127-y.
16. Watson, E.B., and Green, T.H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // Earth and Planetary Science Letters. 1981. Vol. 56. P. 405–421.

ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЖИЛЫ МИКА КУКУРТСКОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

© С. В. Батуева

*Национальный Исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,
Balueva1993@bk.ru*

Кукуртский рудный узел является одним из наиболее перспективных районов Восточного Памира на камнесамоцветную минерализацию. По характеру геологического строения, район исследования представляет собой область альпийской тектоно-магматической активизации докембрийского фундамента и его фанерозойского чехла. Узел расположен в пределах Музкол–Рангкульского антиклинория, в ядре которого обнажаются породы докембрийского фундамента. Пегматиты восточного Памира относятся к переходному типу от редкометалльных к хрусталеносным.

Особый интерес представляет жила Мика, обнаруженная А.М. Скригителем на высоте 5000 м, и являющаяся самой высокогорной из известных жил турмалина в мире. Жила пересекает гребень хребта, отделяющего верховья долины р. Мукур от урочища Пурд-отек. Форма пегматитовых тел жильная, плитообразная с одним крупным раздувом. По простиранию жила прослежена на 600 м, при мощности от 5 до 25 м, является секущей по отношению к вмещающим породам, представленные кварцитами. Залегание ее крутое, угол падения 75° [4].

Целью работы было изучение люминесцентных особенностей основных пороодообразующих минералов жилы Мика Кукуртского рудного узла. Исходными данными послужили результаты термо- и рентгенолюминесцентного анализа.

Экспериментальные исследования проводились в ЦКП Томского государственного университета, аналитики Корнева А.П. Регистрация интегральной термолюминесценции (ТЛ) проводилась на установке, собранной по схеме, основанной на измерении постоянного тока. Нагревательный блок состоит из печи и регулятора температуры, измерение которой осуществляется с помощью хромель — алюмелевой термопары. Термопара вместе с нагревателем градуировалась по реперным веществам. Скорость нагрева образца линейна и составляет $3,8-4^\circ\text{C}$ в секунду. Спектры рентгенолюминесценции (РЛ) снимались с помощью установки, собранной на базе хронометра МДР — 12 с компьютерным управлением. Источником возбуждения служила рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с Мо-антикатодом. Спектральная область от 200 до 800 нм охватывалась благодаря использованию ФЭУ-100 и сменных дифракционных решеток с рабочими областями в диапазонах 200-500 нм и 350-1000 нм.

Полевые шпаты — это сложная структурная система, включающая большое многообразие изоморфных и примесных элементов, катионных и анионных вакансий, примесно-вакансионных группировок и т.д., образующих большое количество дырочных центров, многие из которых являются оптически аномальными центрами.

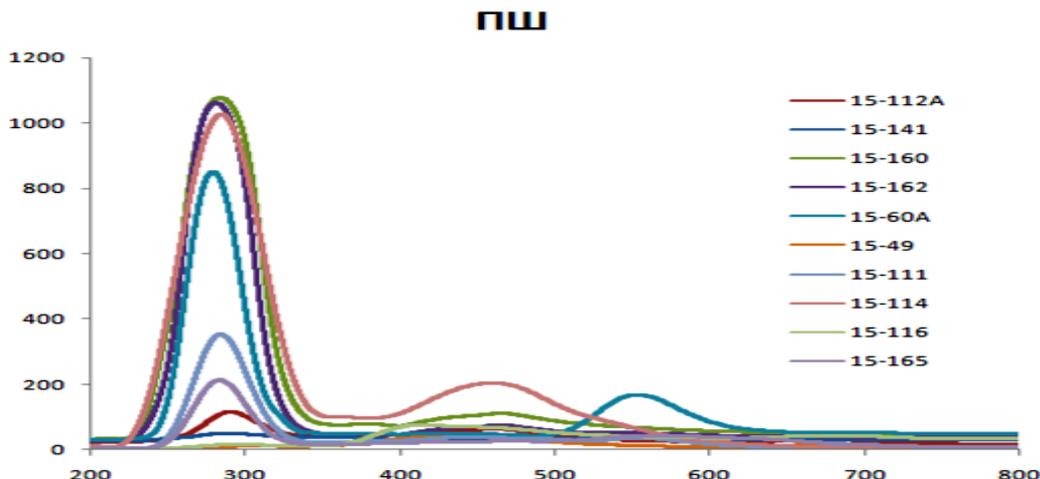
В спектрах рентгенолюминесценции полевых шпатов известны следующие полосы излучения с соответствующими им центрами люминесценции, λ , нм: 285 (Pb^{2+}), 320-340 (Ce^{3+} , O^-), 400-420 (Eu^{2+} ; SiO_4^{3-}), 430-450 ($\text{SiO}_4^{3-}+\text{AlO}_4^{4-}$), 460-470 (AlO_4^{4-}), 560-570 (Mn^{2+}), 690-770 (Fe^{3+}), 880-890 (Cr^{3+}). Для спектра РЛ плагиоклаза характерными являются полосы излучения Pb^{2+} , Ce^{3+} , Eu^{2+} , SiO_4^{3-} , Mn^{2+} , Fe^{3+} ; для калиевых полевых шпатов — $\text{Pb}^{2+}(\text{Tl}^+)$, AlO_4^{4-} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . Наличие структур распада осложняет спектр, что фиксируется в спектрах РЛ ПШ появлением дополнительных полос [2].

Явление люминесценции широко применяется в структурной минералогии при изучении характера изоморфных замещений, структурных особенностей примесных и дефектных центров, а также при исследовании типоморфных особенностей минералов [5]. Для решения указанных задач было отобрано 10 монофракций полевого шпата различных структурно-минералогических комплексов: краевой зоны (15-49, 15-116), блоковой (15-114, 15-160, 15-162), околомиароловой (15-111, 15-112, 15-165) и полостной (15-60, 15-141).

В спектрах РЛ полевых шпатов (рис.1) из миароловых пегматитов Кукуртского рудного узла зафиксированы полосы излучения, вызванные структурно-примесными центрами Tl^+ (290 нм). Наибольшая величина зафиксирована в спектрах обр. 15-160, 15-162, 15-114 и 15-60 в диапазоне интенсивности 1100 — 850 отн. ед. Средняя длина волны (350-100 нм) зафиксирована в обр. 15-112, 15-111, 15-165; наименьшая длина волны (менее 50 нм) отмечается в обр. 15-141, 15-116, 15-49. Тем самым, величина Tl^+ пика возрастала при переходе от осевых к блоковым зонам.

Генетическая информативность Tl^+ — центров предопределяется их природой, прежде всего они характеризуют рубидиевость полевого шпата — первостепенный фактор, контролирующий развитие,

степень дифференциации и редкометалльность пегматита. Тем самым, повышенный Tl^+ пик, за исключением обр. 15-116 и 15-49, указывает на большую степень редкометалльности пегматитов.



Также стоит отметить повышенную концентрацию структурных дефектов в блоковой зоне,

Рис. 1 Спектры рентгенолюминесценции полевых шпатов жилы Мика

зафиксированных по максимальному излучению в спектральном диапазоне 450-470 нм. Спектры РЛ характеризуются широким разбросом интенсивности пиков от 100 до 1050 отн. единиц. Наибольшая интенсивность характерна для калиевых полевых шпатов в образцах 15-116 и 15-112.

Таким образом, на основании полученных данных, можно сделать вывод, что наибольшим фоном редкометалльности обладает блоковая зона миароловых пегматитов жилы Мика. Формирование которой, вероятно, происходило к концу минералообразования. Наименьшая же степень редкометалльности характерна для ранней краевой зоны.

Типоморфизм кварца изучался с помощью термо- и рентгенолюминесцентного метода. Исходный материал подвергался рентгеновскому облучению (РЛ1) и прокаливанию до 500°C в условиях свободного доступа кислорода (ТЛ1). Далее материал снова подвергался рентгеновскому облучению, в ходе которого строились спектры РЛ2. В свою очередь, материал, ранее подверженный рентгеновскому облучению (РЛ1) прокаливался, с получением спектров ИТЛ. Полученные спектры РЛ1, РЛ2, ТЛ и ИТЛ сравнивались с эталонными, на основании чего проводилась интерпретация.

С применением данного метода был исследован кварц околомаролового (15-141, 15-165, 15-168) и двуполевошпатового (15-49, 15-64, 15-112) комплексов.

Дефекты структуры кварца можно подразделить на два типа: дефекты, связанные с примесями различных элементов, так называемые примесные дефекты, и дефекты, представляющие из себя несовершенства собственно решетки минерала, сложенной кремнием и кислородом (собственные дефекты). Наиболее распространенный примесный элемент в кварце — алюминий, его содержание зависит от условий образования минерала и процессов метаморфизма, если он их претерпел [1].

Получены кривые термовысвечивания (интегральная ТЛ) для кварца миароловых пегматитов жилы Мика. Известно, что ТЛ кварца в температурном диапазоне 180–320°C связана с присутствием структурных примесей Al, Ge, Li, Na, выступающих в роли захвата и активаторов центров люминесценции, а более высокотемпературная ТЛ связана с преобладанием собственных дефектов, что характерно для более чистого кварца [1].

Термолюминесценция в исследуемых образцах кварца обусловлена наличием собственных дефектов (от 300°C) кристаллической структуры. Последующее прокалывание кварца после рентгеновского излучения выявило максимумы свечения в интервале 210°–270°C на базе Al и щелочей. Высокотемпературные полосы связаны, вероятнее всего, с наличием в структуре ионов щелочных металлов, таких как Li^+ . Такая трактовка примесных центров и участия компенсаторов в термовысвечивании кварца совпадает с полученными ранее данными по ЭПР синтетического кварца.

Характеристики центров, встреченных в исследуемом кварце, приведены ниже (табл. 1).

280-290 нм — кислородные вакансии, проявляются практически во всех спектрах кварца двуполевошпатовой зоны.

360-380 нм — центры экситонного типа О (собственные). Данный центр наблюдается после прогрева образцов до 350 — 500 °С в природном кварце. С увеличением времени рентгенизации интенсивность полосы заметно падает.

370-390 нм — примесный дефект типа AlO_4/Na^+ , Li^+ , H^+ . Где компенсатором, скорее всего, выступает Li^+ -хорошо проявляется после повторного излучения.

450-470 нм — дефекты матрицы SiO_2 (собственные дефекты).

470-520 нм — AlO_4/Li^+ (структурно-примесный). Примесный Al^{3+} на месте Si^{4+} ; рядом с Al могут быть ионы щелочных металлов, возможно Li^+ .

Табл. 1. Параметры РЛ кварца жилы Мика

№	РЛ, длина волны (нм), Интенсивность (усл. ед.)			
	РЛ1	РЛ1-1	РЛ2	РЛ2-1
15-49	290 нм, 8 360 нм, 10 450 нм, 9	280-290 нм, 10 450-470 нм, 15	290 нм, 9 360-380 нм, 11	290 нм, 11 360-380 нм, 12 470 нм, 16
15-64	290 нм, 140	290 нм, 175	290 нм, 200	290 нм, 260
15-112	360 нм, 6 450 нм, 5 620 нм, 5	380 нм, 7 460 нм, 6 620 нм, 6	290 нм, 16 400 нм, 9	290 нм, 16 470 нм, 11
15-141	300 нм, 9 360 нм, 9 480 нм, 8 620 нм, 11	290 нм, 11 370 нм, 15 470 нм, 21	290 нм, 23 370 нм, 13	290 нм, 30 380 нм, 21 480 нм, 25
15-165	480 нм, 16	470 нм, 90	290 нм, 22 480 нм, 12	290 нм, 22 470 нм, 68
15-168	490 нм, 30	480 нм, 180	490 нм, 55	480 нм, 260

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Полоса 280-290 нм является характерной для кварца двуполевошпатовой зоны.
2. Присутствие Li^+ компенсатора в диапазоне длин волн 370-390 нм и 470-520 нм является индикаторным признаком околомароловой и полостной зон кварца. Природа компенсатора определяет степень редкометалльности пегматитов.
3. Прослеживаются различия по соотношению пиков интенсивностей AlO_4/Li^+ центров от 15-141 к 15-168, что вероятно, указывает на различные генерации. Усиление интенсивности AlO_4/Li^+ центров лучше всего проявлены в пустотах. В блоковом комплексе — наименьшая интенсивность центров.

1. Борозновская Н. Н., Быдтаева Н. Г., Корнева А. П. Люминесцентный анализ качества кварцевого сырья. Томск: ЦНТИ, 2015. 101 с.

2. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: Справочник / Б. С. Горобец, А. А. Рогожин. М.: Изд-во ВИМС. 2001. 312 с.

3. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975, 327 с.

4. Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М. Особенности формирования мароловых пегматитов Восточного Памира // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1991. №5. С. 92–103

5. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. К.: Наук.думка, 1978. 269 с.

ПЛУТОНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© Б. Б. Дамдинов

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

В юго-восточной части Восточного Саяна известно достаточно большое количество золоторудных месторождений и рудопроявлений [4, 9]. Среди них количественно преобладают так называемые орогенные месторождения — золото кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения, сформированные на аккреционно-коллизионном этапе развития Восточно-Саянской складчатой области. Однако наряду с ними известен ряд золоторудных объектов, формирование которых связано с возникновением и кристаллизацией рудоносных гранитоидных расплавов. Эти месторождения отнесены к генетической группе плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений, среди которых выделяется несколько минеральных типов: *золото-теллуридный*, *золото-антимонитовый*, *золото-тетрадимитовый* и *золото-висмут-сульфосольный*. Особенности их состава и генезиса слабо освещены в современной литературе.

Месторождения и проявления *золото-теллуридного* типа, известные в регионе пространственно и генетически связаны с островодужными гранитоидами плагиогранит-гранодиоритового состава неопротерозойского и раннепалеозойского возрастов. Примеры объектов — Таинское месторождение, Хорингольское и Сагангольское рудопроявления. В металлогеническом отношении, эти объекты входят в состав Тисса-Сархойского и Оспинского золоторудных узлов. Месторождения этого типа соответствуют золото-порфировому или связанному с интрузиями (intrusion-related) типу и подробно описаны в работах [8, 10]. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, прожилковыми зонами и участками сульфидно-вкрапленной минерализации, локализованными непосредственно в гранитоидах, которые подвержены березитизации. Формирование оруденения происходит, как правило, в несколько стадий, характеризующих последовательное уменьшение температуры рудообразующего процесса. Типоморфная золото-теллуридная ассоциация, включающая самородное золото и теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, реже Ni, проявляется на поздних низкотемпературных стадиях гидротермального процесса, однако имеет достаточно широкое количественное распространение в рудах. Возраст гранитоидов, вмещающих Таинское месторождение, определенный U-Pb методом по циркону, показывает значение 852.9 ± 10 млн лет. Такой возраст согласуется с ранее полученной Re-Os датировкой по молибдениту — 860 млн лет, с учетом погрешности анализа. Возраст гранитоидов проявления Сагангольское и Хорингольское определен U-Pb методом показал значение 528.5 ± 6 млн лет, а возраст березитов, согласно Rb-Sr изохроне, соответствует 537 ± 15 млн лет. Такие значения возраста также согласуются между собой в пределах погрешности измерения. Таким образом, близкие возрастные соотношения руд и вмещающих гранитоидов на месторождениях золото-теллуридного типа, наряду со структурно-геологическим положением и вещественно-геохимическими признаками, свидетельствуют о генетической связи этого типа оруденения с интрузивным магматизмом. Вмещающие гранитоиды, несмотря на значительную разницу в изотопном возрасте (около 850 и около 530 млн лет), близки по геохимическим характеристикам и соответствуют островодужным плагиогранитам, появление которых обусловлено надсубдукционным магматизмом Дунжугурской и Сархойской островных дуг, соответственно.

Проявления *золото-антимонитового* типа оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна, известны в пределах Жомболокского золоторудного узла Хамсаринской структурно-металлогенической зоны (бассейн р. Сенца). Самым крупным объектом является рудопроявление Туманное, представляющее собой несколько кварцевожильно-прожилковых зон локализованных в гранитоидах таннуольского комплекса. Гранитоиды представлены биотит-роговобманковыми гранодиоритами и мусковитовыми лейкогранитами. Возраст гранитоидов соответствует 533 ± 5.8 млн лет (U-Pb датировка по циркону), прорывающие осадочно-метаморфические породы среднего протерозоя. В пределах участка выделено 2 пространственно разобщенных типа руд — малосульфидные кварцевые жилы и кварц-антимонитовые жилы, отражающие разные этапы развития рудообразующей системы. По соотношениям рудных минералов установлены следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним):

1. Пирит+арсенопирит+сульфиды Fe, Pb, Z, Cu+золото1;
2. Bi-минералы (тетрадимит, самородный висмут и др.)+золото2;
3. Антимонит+сульфоантимониды (цинкенил, халькостибит, ауристибит);
4. Sb-сульфосоли (андорит, Ag-содержащий тетраэдрит)+золото3.

По мере выделения минеральных ассоциаций, пробность золота последовательно увеличивается. Так, золото₁ имеет низкую пробность (650 — 725‰), золото₂ — среднюю (750 — 850‰), золото₃ — относительно высокую (850 — 925‰).

Ранняя Bi-полисульфидная ассоциация (парагенезисы 1 и 2) по составу соответствует ранее выделенному в регионе золото-висмутовому типу оруденения [3, 6]. Тогда как поздняя ассоциация (парагенезисы 3 и 4) отвечает месторождениям золото-сурьмяного типа [1, 11]. В составе руд в повышенных концентрациях присутствуют такие рудообразующие компоненты как As, Sb, Bi, Mo, характерные для гранитогенных золоторудномагматических систем [2]. Средние содержания золота и серебра варьируют на уровне 3 — 13 и 5.7 — 33.9 г/т соответственно. В то же время, два выделенных типа руд значительно различаются по концентрациям ряда элементов — Sb, Bi, Mo. Средние содержания Sb в кварц-антимонитовых жилах — 7.15 мас.%. В малосульфидных жилах концентрации рудообразующих элементов в целом ниже, чем в кварц-антимонитовых, за исключением Bi и As.

Значения изотопного состава кислорода в жильном кварце попадают в интервал +13.0 ... +15.8‰. Расчет изотопного состава кислорода флюида по уравнениям, представленным в работе [13], для температуры 300°C, составом показывает значения в интервале +5.6...+8.4‰, что соответствует магматическому источнику с примесью метаморфогенных вод. Температура образования жил получена как термобарогеохимическими методами (интервал температур — 360 — 180°C), так и расчетом по изотопному геотермометру, по паре кварц-мусковит (305°C). Следует отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в кварце утяжеляются с формированием более поздних ассоциаций: от 13.0‰ в кварце, содержащем раннюю золото-висмутовую ассоциацию, до 15.8‰ в кварце из кварц-антимонитовых жил. Такое явление обусловлено поступлением метаморфогенных вод на позднем этапе эволюции рудообразующей системы. Имеющиеся определения изотопного состава серы в антимоните попадают в интервал от -2.5 до -3.8‰, что также отвечает ювенильной сере. Расчет изотопного состава серы рудообразующего флюида по уравнению [12] показывает следующие интервалы значений: для температуры 300°C — -0.2 ... -1.5‰, для температуры 200°C — -0.4 ... +0.9‰. Такие значения свидетельствует о привносе серы из материнского магматического расплава.

С гранитоидами таннуольского интрузивного комплекса связаны также и месторождения *золото-тетрадимитового* минерального типа. Типичным представителем объектов этого типа является Коневинское золоторудное месторождение — крупнейший объект Хужирского золоторудного узла [7]. Месторождение приурочено к массиву гранит-гранодиоритового состава, относящемуся к таннуольскому интрузивному комплексу. Изотопный возраст гранитоидов, определенный U-Pb датированием по циркону, составляет 497.7 млн лет. Гранитоиды прорваны дайками среднего-основного состава с возрастом в 324 млн лет. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и обрамляющие их зоны березитизации-лиственитизации, локализованные как в гранитоидах, так и в дайках. Наиболее продуктивной рудной минеральной ассоциацией является золото-полисульфидная, включающая такие минералы как тетрадимит, пирит, галенит, сфалерит, блеклую руду, халькопирит, самородное золото, в небольшом количестве в рудах присутствуют теллуровисмутит, айкинит, теллуриды Au, Ag и Hg, самородное и ртутистое золото. Формирование оруденения происходило в два этапа, где ранние относительно высокотемпературные висмутсодержащие парагенезисы сменялись эпитермальными ртутно-теллуридными. В результате, минеральный состав оруденения приобрел своеобразную золото-висмут-теллуровую геохимическую специализацию, которую отражает типоморфный рудный минерал — тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$). Учитывая, что тетрадимит — один из главных минералов руд, непосредственно ассоциирующий с самородным золотом, оруденение отнесено к золото-тетрадимитовому минеральному типу.

Особенностью месторождений *золото-висмут-сульфосольного* типа является их пространственная и генетическая связь с лейкогранитами. В исследуемом регионе, проявление золото-висмутового геохимического типа (Пограничное) обнаружено пока в единственном числе, в пределах Дибинского рудного поля [3, 6]. Оруденение связано с синколлизонными лейкогранитами сархойского комплекса позднепалеозойского возраста. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и прожилки, обрамленные зонами околожильной грейзенизации. Количественно в рудах преобладает арсенопирит, однако типоморфными являются Bi-содержащие минералы — висмутин, лиллианит, галеновисмутит встречающиеся в ассоциации с сульфосолями Pb и Fe (буланжеритом, джемсонитом). Формирование золото-висмут-сульфосольной минеральной ассоциации происходит при относительно повышенных температурах по сравнению с теллуридной [2, 5]. Минералогическая и геохимическая и изотопные данные свидетельствуют о генетической связи золотого оруденения с гранитоидами. К этому же выводу склоняют и близкие возрастные оценки. Так, возраст гранитоидов

соответствует 497.8 млн лет, тогда как К-Аг датирование слюд из околорудных грейзенов, развивающихся по этим гранитам, показало значение 537 млн лет. Такое противоречие можно объяснить некоторым нарушением соотношений К и Аг, в результате вторичных процессов, но, тем не менее, полученные датировки говорят о достаточно древнем возрасте грейзенов, сопоставимом с возрастом гранитоидов.

Таким образом, золоторудные объекты плутоногенно-гидротермальной генетической группы достаточно широко распространены в пределах юго-восточной части Восточного Саяна. Хотя крупных месторождений такого генезиса в регионе ещё не обнаружено, однако ряд объектов имеет промышленное значение.

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд. // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.

2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюция гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.

3. Гармаев Б. Л., Дамдинов Б. Б., Миронов А. Г. Золото-висмутное проявление Пограничное (Восточный Саян): вещественный состав и связь с магматизмом. // Геология рудных месторождений. 2013. т. 55, №6. С. 533–545.

4. Гордиенко И. В., Рошкетаяев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождения, 2016. Т. 58, №5. С. 405–429.

5. Горячев Н. А., Гамянин Г. Н. Золото-висмутные (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // тр. III всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология”. Магадан. СВНЦ ДВО РАН. 2006. С. 50–62.

6. Дамдинов Б. Б., Гармаев Б. Л., Миронов А. Г. и др. Золото-висмутный тип оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна. ДАН. 2009. т. 425, №2. С. 1–5.

7. Дамдинов Б. Б. Минеральный состав и генезис Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян, Россия) / Дамдинов Б. Б. [и др.] // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 2. С. 154–170.

8. Дамдинов Б. Б. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) / Дамдинов Б. Б. [и др.] // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №8. С. 833–847.

9. Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Авторы Рошкетаяев П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.

10. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) — редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. №5. С. 395–413.

11. Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск, Наука, 1972. С. 53–64.

12. Ohmoto, H., Rye, R. O. Isotope of sulfur and carbon. In Barnes, H. L. Ed., Geochemistry of Hydrothermal deposits. 1979. John Wiley & Sons. P. 509–567.

13. Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B. et al. Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system // Economic Geology. 1989. Vol. 89. P. 1643–1650.

БЕРИЛЛИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

© Л. Б. Дамдинова^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

Все известные месторождения бериллия представляют собой постмагматические образования, генетически связанные с поздними стадиями пегматитового или различными этапами гидротермально-пневматолитического и гидротермального процессов, связанных с кислыми или субщелочными интрузивными породами. С щелочными породами, несмотря на повышенное в ряде случаев содержание в них рассеянного бериллия, связано очень незначительное количество бериллиевых месторождений.

Месторождения Ве можно систематизировать по формациям и минеральным типам [2, 9], характеризующимся общностью геологических условий образования и минералого-геохимических особенностей. Особенно интересна в генетическом и практическом отношении группа месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, связанных с субщелочными гранитоидами. Месторождения этой формации весьма разнообразны по минеральному составу, в пределах ее выделяется несколько типов месторождений, объединяющихся сходными геологическими условиями образования. Это разнообразие типов месторождений при наличии ряда общих черт объясняется следующим: 1) они могут быть генетически связаны с кислыми и субщелочными гранитоидами и 2) могут образовываться в различных вмещающих породах. Основным рудным минералом этих месторождений является фенакит, в отдельных типах в равноценных количествах находится берtrandит, в других — хризоберилл, реже эвклаз и лейкофан, также бавенит, миларит, мелинофан, берилл, маргарит.

Месторождения с флюорит-фенакит-берtrandитовой минерализацией в настоящее время являются самыми богатыми по содержанию бериллия в руде. На территории Саяно-Байкальской складчатой области установлена крупная бериллиеносная провинция, где одним из крупнейших является Ермаковское F-Ве месторождение. Несмотря на большой спектр исследований этого месторождения, другие объекты с подобной минерализацией остаются малоизученными. В качестве объектов исследования выбраны богатые бериллиевые месторождения Саяно-Байкальской складчатой области, относящиеся к биотит-флюорит-фенакит-берилловому (Снежное), флюорит-фенакит-берtrandитовому (Ермаковское и Ауникское), Th-P3Э-флюорит-фенакитовому (Амандакское) и берtrandитовому (Оротское) типам [1, 2, 6, 8].

Месторождение Снежное [5] пространственно ассоциирует со щелочными гранитами огнитского комплекса и расположено в апикальной части небольшого плутона. По Rb-Sr-изотопным данным возраст бериллиевого оруденения составляет — 305 млн лет [9]. Рудная Ве минерализация сопряжена с зоной дробления, контролируемой крупным сбросом. В пределах этой зоны флюорит-фенакит-берилловые руды характеризуются неоднородным прожилково-гнездовым распределением. Главные рудные минералы фенакит и берилл, реже отмечаются берtrandит и бавенит.

Ермаковское месторождение локализовано в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях, слагающих сравнительно большой провес кровли в поле преобладающего распространения палеозойских гранитоидов, в прибортовой части мезозойской Кижингинской впадины, выполненной мезозойскими осадочно-вулканогенными отложениями. Руды весьма многообразны по своему облику и составу, основная их масса представлена апоизвестняковыми фенакит-берtrandитовыми метасоматитами с высоким содержанием флюорита [3, 4, 8]. Существенная доля руд представлена жильным выполнением зон крупнообломочных брекчий (II, XII зона) и прожилков (I, II зоны).

На Ауникском флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении флюорит-бериллиевые руды имеют сложный минеральный состав, выделяется 4 типа руд: апокарбонатные, апосиликатные, брекчиевые и друзовые [1, 6].

Амандакское Th-P3Э-флюорит-фенакитовое месторождение также относится к флюорит-фенакит-берtrandитовой рудной формации, но особенностью этого месторождения является присутствие в рудах минералов Th, Zr, Ta, Li, Mo и редкоземельной минерализации [1, 6].

Оротское месторождение принадлежит к промышленному типу берtrandит-аргиллизитовых метасоматитов, рудное поле которого сложено породами палеовулкана и граносиенит-гранитным интрузивом. Оруденение контролируется участками кислотного выщелачивания (аргиллизации) гранитов, в которых берtrandит — главный бериллиевый минерал приурочен к скоплениям диккита [8].

Установлено, что бериллиевые руды Ермаковского, Ауникского и Амандакского месторождений формировались за счет инфильтрационно-метасоматического замещения известняков высокофтористыми Be-носными растворами, тогда как флюорит-фенакит-берилловые руды месторождения Снежное — за счет выполнения полостей (пустот и трещин), а берtrandитовые руды Оротского месторождения при аргиллизации пород вулcano-плутонической ассоциации.

В результате проведенных исследований выявлены основные факторы, ответственные за перенос и отложение бериллия в гидротермальных условиях на разных месторождениях: активность F, CO₂, pH растворов, температурные условия и состав вмещающей среды. Понижение температуры приводит к падению растворимости фторидных и фтор-карбонатных бериллиевых комплексов и осаждению бериллосиликатов в ассоциации с флюоритом и карбонатами. При порододоминирующем режиме взаимодействия высокофтористых Be-носных растворов с известняками, эффективность осаждения Be высока даже в изотермических условиях, следовательно, температурный фактор в этом случае не является решающим для рудоотложения, а на первый план выходит литологический фактор — наличие известняков в качестве геохимического барьера, приводящего к осаждению Be. В таких условиях, уменьшение активности фтора за счет взаимодействия с Ca-содержащим субстратом (известняками) и связывания F в труднорастворимый флюорит, приводит к разрушению комплексов Be и отложению бериллиевых минералов, что подтверждается минералого-петрографическим составом апокарбонатных руд изученных объектов. В случае отсутствия вмещающей карбонатной среды (известняков) в качестве геохимического барьера (Снежное), решающее значение для отложения Be из высокофтористых бериллиеносных растворов приобретают другие факторы, в частности, температурный. Относительно высокотемпературные условия и алюмосиликатный состав вмещающего субстрата обуславливают отложение Be преимущественно в форме берилла. Максимальная растворимость и, соответственно, концентрация Be в гидротермальных растворах характерна для околонейтральных условий, что подтверждается отложением из таких растворов самых богатых бериллиевых руд. Тогда как руды, отлагавшиеся из щелочных и, в особенности, кислых растворов, как правило, относительно беднее. Этот факт подтверждается данными LA-ICP-MS о металлоносности рудообразующих растворов. Наряду с pH на перенос Be значительно влияет и активность CO₂. Так, в условиях высокой активности CO₂ доминирующими переносчиками Be являются фтор-карбонатные комплексы, роль фторидных комплексов в этом случае второстепенна.

1. Булнаев К.Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 320-334.
2. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Под. ред. А.И. Гинзбурга, М.: Недра, 1975, 248 с.
3. Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F-Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2004, Т. 45, № 8, с. 979–991.
4. Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-Be руд // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 11, с. 1084-1097.
5. Дамдинова Л. Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б. Б. Условия формирования богатых бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 2015, Т. 57, № 6, с. 1 — 12.
6. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. // Бериллиевые месторождения России, М.: ВИМС, 2011, 353 с.
7. Лыхин Д.А., Ярмолук В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2015, 256 с.
8. Рейф Ф. Г. Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-берtrandитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия, 2008, № 3, с. 243-263.
9. Ярмолук В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. // Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометальной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. том 53. №5.с. 438-449.
10. Berrillium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry. Editor: Edward S. Grew. University of Maine. Orono. Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blackburg, Virginia, Washington, DC, 2002, USA.

КРУПНООБЪЕМНОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ — ШЛИХО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ

© Р. Х. Мансуров

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

Одним из главнейших золотодобывающих регионов на Востоке РФ на сегодняшний день является Енисейский кряж. В пределах Енисейской золоторудной провинции ежегодно добывается около 50 т золота [4-6]. Причем в последние годы наблюдается тенденция к увеличению отработки месторождений коренного золота и, напротив, к сокращению добычи золота из россыпей. В настоящее время в регионе основное внимание золотопромышленных компаний уделяется месторождениям золота с низкими содержаниями металла 1,5-3,0 г/т, но при условии значительных запасов, простой морфологии рудных тел, возможности отработки карьерами и находящиеся в непосредственной близости от действующих предприятий [4, 6]. Увеличение добычи рудного золота в регионе связано с освоением ряда крупнообъемных месторождений — Олимпиадинского, Благодатного, Ведугинского [4-6]. Недавние работы ФГУП ЦНИГРИ, осуществлявшиеся в период 2013-2015 гг. в рамках госконтракта Роснедра МПР РФ («Поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской золоторудных провинций»), позволили усовершенствовать имеющиеся к подходы в вопросах прогноза и поисков крупнообъемного золотого оруденения.

При прогнозировании крупнообъемных месторождений исследуется широкий спектр геологической информации, главным образом, геологическая, геохимическая, геофизическая изученность территории, данные космодешифрирования, прямые и косвенные признаки золотоносности. В результате составляется результирующая карта прогноза с основными элементами золотоносности, позволяющая выделить наиболее перспективные первоочередные поисковые площади и участки. В конечном итоге на стадии прогноза разрабатываются прогнозно-поисковые модели для разноранговых металлогенических таксонов с выделением эталонных объектов [2].

Для вышеназванных регионов, включая Енисейскую золоторудную провинцию, характерно широкое развитие перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнеприносных отложений, затрудняющих поиски. В таких условиях применяется комплексная методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, позволяющая в кратчайшие сроки определить перспективы поисковых площадей и участков [1]. Непосредственно поисковые исследования осуществляются в несколько последовательных этапов. Поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов.

На первом этапе поисков перспективные площади изучаются серией опорных геолого-геофизических профилей с целью выявления рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций (расланцевания). Последние приурочены, как правило, к зонам разрывных нарушений, оперяющих к крупным долгоживущим региональным глубинным разломам, в узлах пересечения разрывов более высоких порядков. Длина профилей до 12 км, расстояние между ними 4–5 км. Исследования по опорным профилям включают комплекс геологических (геолого-поисковые маршруты), геохимических (шлиховое, литохимическое по вторичным ореолам рассеяния и сколковое опробование нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в шурфах на глубине, в среднем, 1-1,5 м) и геофизических (электро-, грави-, магниторазведка) методов [3]. В ходе работ установлено, что наиболее перспективные на выявление золоторудных месторождений приурочены к участкам разрушения («распада») структуры магнитного поля — области резкого ослабления интенсивности линейных магнитных аномалий и полного градиента магнитного поля. Предполагается, что «распад» структуры магнитного поля связан с разрушением осадочно-метаморфогенного пирротина в результате метасоматического преобразования [2].

На втором этапе поисковых работ в пределах наиболее перспективных поисковых участков в пределах рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций осуществляются площадные литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, проходка линий копушей глубиной 0,8–1 м, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. Проходка линий копушей глубиной, в среднем, 0,8–1,0 м производится по нижним бортам склонов с интервалом 20–40 м между копушами с целью шлихового и литохимического опробования по ВОР нижнего надкоренного малосмещенного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений.

На третьем этапе поисков с целью локализации минерализованных зон выполняется проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10–20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м со шлиховым и литохимическим по ВОР опробованием нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в забое шурфов на глубине 1,0–1,4 м, а также бороздовым опробованием коренных пород в полотне шурфов.

На завершающем четвертом этапе поисков наиболее минерализованные участки в пределах золотоносных зон вскрываются горными выработками с целью локализации золоторудных тел.

Важным новым методическим аспектом является то, что результаты литохимического по ВОР опробования нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений существенно отличаются от данных стандартного опробования на глубине 0,3–0,4 м, выявляя наиболее высокие аномальные концентрации золота, установленные именно по результатам литохимического опробования на контакте с коренными породами по горным выработкам. Аномалии золота во вторичных ореолах практически совпадают с повышенными содержаниями металла в первичных ореолах.

Одним из объектов исследований в рамках вышеназванных работ являлось золотое рудопроявление Южное расположено в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа, в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейский. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими СВ разрывами. В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской (погорюйская, аладьинская и карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий, среднего и верхнего рифея, соответственно.

Методически шлихо-геохимические поиски осуществлялись согласно применяемой ФГУП ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах [1]. С учетом повсеместно распространенных перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнепринесенных отложений опробование производилось, в среднем, на глубине 0,8–1,0 м [1, 3]. Это позволило получить наиболее представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

В ходе выполнения работ проведен комплекс геохимических работ, включающий в себя геохимические поиски по потокам рассеяния, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, шлихо-геохимические поиски. Лабораторно-аналитические методы включали в себя химико-спектральный на золото, ICP-MS, пробирно-атомно-абсорбционный, рентгено-фазовый анализы. Кроме того, проведены специализированные шлихо-минералогические исследования; изотопно-геохимические исследования.

Литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в пределах рудопроявления осуществлялись как в стандартном площадном варианте (сеть опробования 200x20 м, глубина опробования 0,3–0,4 м), так и в профильном по линиям горных выработок путем опробования нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в копушах глубиной 0,8–1,0 м, бульдозерных расчистках глубиной 1 м и шурфах до коренных пород (интервал опробования 10–40 м, глубина опробования 0,8–1,0 м).

По результатам площадного опробования установлено несколько контрастных ореолов золота. Последние образуют практически сплошное аномальное геохимическое поле (АГХП) размером около 1,5x2,2 км, в пределах которого локализуется область максимально высоких (0,1–0,8 г/т) содержаний золота, шириной до 300 м. АГХП золота сопровождается ореолами марганца, при этом поля максимально высоких его содержаний (0,5–2%) практически совпадают с полями высокоаномальных содержаний золота. По периферии АГХП золота установлены аномальные поля серебра и цинка. По данным ICP-MS аномальное поле золота сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др.

В результате шлихо-геохимических поисков выявлено несколько шлиховых ореолов, среди которых наиболее контрастные отвечают положению золотоносных минерализованных зон в ВОР и первичных ореолах. В пределах последних шлиховые ореолы золота характеризуются содержаниями золота более 10 знаков золота на шлиховую пробу. Шлихо-геохимические аномалии сопровождаются шлиховыми ореолами пирита, оксидов и гидрооксидов железа и марганца.

Специализированные шлихо-минералогические исследования предусматривали изучение магнитной, электромагнитной (ЭМФ), тяжелой немагнитной (ТНФ) и легкой фракций шлиховых проб с целью изучения их минерального состава, распределения золота и сопутствующих элементов.

Наиболее детально изучался материал ЭМФ и ТНФ шлиховых проб. ЭМФ представлена преимущественно гидроксидами железа, гетитом (гидрогетитом), образованных по минералам железо-магнезиальных карбонатов (анкерит, сидерит). Наибольшее их распространение отмечается в зонах развития метасоматических изменений вмещающих пород — пиритизации, железо-магнезиальной карбонатизации и линейных кварцевых жильно-прожилковых зонах. В меньшей степени распространены сульфидные минералы, на 99% представленные пиритом.

Основным минералом ТНФ является пирит различных кристаллографических форм, среди которых наиболее распространены кубические кристаллы (до 90 об.%). Осложненные формы пирита также весьма распространены, часто составляют до 20% объема шлиховых проб. Среди осложненных форм преобладает кубоктаэдры; октаэдрические формы пирита достаточно редки и составляют первые %. Пентагондодекаэдрические формы пирита — распространенная форма выделения, но составляет не более 5 % навески, однако в отдельных пробах в пределах минерализованных зон может достигать 30%. Особенностью этой формы пирита является уплощенный габитус кристаллов. Часто отмечается совместное наличие в пробах значительного количества пентагондодекаэдрических кристаллов пирита и знаков самородного золота. В основном, это характерно для центральных частей ореолов максимальной вкрапленной пиритизации.

Установлено, что наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны рудопроявления фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников именно в ЭМФ и ТНФ шлиховых проб. Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в этих фракциях показал, что средние содержания золота (около 8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в ЭМФ в 1,6-2,7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au — As — Bi и сопутствующей ей Cu — Ni — Co — Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na — K, Ca — Mn — Sr.

Концентрации золота и сопутствующих элементов в *первичных ореолах (ПО)* определялись бороздовым опробованием полотна бульдозерных траншей до коренных пород и керновым опробованием скважин колонкового бурения. В результате установлено несколько ПО золота — наиболее представительный ПО с концентрациями более 0,1 г/т выявлен в центральной части рудопроявления; его мощность более 60 м. В пределах последнего по данным опробования керна скважин установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями золота (более 0,3 г/т). По данным бороздового опробования траншей на дневной поверхности ореол распадается на несколько маломощных (первые метры) зон. Содержания золота в пределах эпицентра повышенных концентраций в отдельных пробах достигают 6,5 г/т.

В качестве объекта-эталона было выбрано Ведугинское золото-сульфидное месторождение. Основными поисковыми признаками последнего являются следующие: 1) приуроченность к краевой части антиклинальной структуры в зоне разрывных нарушений; 2) крупнообъемное золото-сульфидное оруденение с вкрапленными рудами; 3) субсогласное стратифицированное залегание золотоносных минерализованных зон [4].

1. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы, 2014б. № 1. С. 36–42.

2. Иванов А.И., Вартамян С.С., Черных А.И. и др. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012-2015 гг.) // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 11-62.

3. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.

4. Мкртчян А.К., Берзон Е.И., Зуев В.К. и др. Прогнозно-поисковые модели основных формационных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири. Материалы юбилейной научно-практической конференции. Красноярск. ОАО «Красноярскгеолсъемка». 2010. С. 46-62.

5. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск // Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2010. 584 с.

6. Совмен В.К., Страгис Ю.М., Плеханов А.А. и др. Геологическое строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы компании «Полюс» в Красноярском крае // Красноярск: ПАО «Полюс», 2009. 208 с.

ДРЕНАЖНЫЕ ВОДЫ УГОЛЬНЫХ И КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА — ТЕХНОГЕННЫЙ ТИП ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОД

© В. С. Мирошниченко

Уральский государственный горный университет, кафедра ГИГГ, Екатеринбург, Россия,
victor-rich@mail.ru

Обеспечение населения питьевой водой в условиях высокой антропогенной нагрузки на территории Уральского региона является на сегодня одной из важнейших эколого-гидрогеологических и эколого-гидрологических проблем. Основным источником водоснабжения многих промышленных городов, в том числе таких крупных, как Екатеринбург, Челябинск, Н.Тагил и др., остаются поверхностные воды.

Важнейшей для Урала является проблема дренажных вод, сопряженная с проблемой промышленных подземных вод, условий их образования, состава, практического использования.

Непрерывная с начала индустриального развития Урала разработка минеральных месторождений — основной фактор изменений геологической среды в регионе. Микроэлементный состав вод, извлекаемых из недр одновременно с добычей основного сырья и сбрасываемых в окружающую среду, загрязняя ее — новый аспект в комплексном освоении месторождений и геозкологических проблемах горнопромышленных регионов.

Дренажные воды — техногенный тип промышленных вод. Большая их часть, к сожалению, не используется. Так, горнодобывающие предприятия Свердловской области сбрасывают в речную сеть свыше 80% дренажных вод, извлекаемых при осушении месторождений, в Челябинской области — более 75% добываемой воды [1].

Наиболее изученными объектами техногенных гидроминеральных ресурсов являются Кизеловский каменноугольный бассейн, Левихинское и Дегтярское медноколчеданные месторождения [2].

Кизеловский каменноугольный бассейн расположен на западном склоне Урала от р. Илыч (приток Печоры) на севере до широты Екатеринбурга на юге. Длина по простиранию — 650 км при ширине 20 — 50 км. Включает 3 угленосных района: Вишнерский, Кизеловский и Чусовской. Основные угледобывающие предприятия сосредоточены на десяти месторождениях Кизеловского района. Угленосными являются нижневизьские отложения, содержащие до 28 пластов и пропластков каменного угля. Однако основными рабочими пластами являются лишь четыре.

Гидрогеологические условия бассейна определяются пластово-трещинными водами песчаных пород угленосной толщи и карстовыми водами известняков среднего и верхнего карбона. Пластово-трещинные воды оказывают непосредственное воздействие на обводненность горных выработок. Удельный дебит скважин, вскрывших водоносный горизонт угленосной толщи, изменяется от 0,01 до 2,0 м³/ч на 1 м понижения, варьируя от 0,9 до 3,3 м³/ч. В отдельных пересечениях трещиноватых песчаников водопритоки достигали 190 м³/ч. Решающую роль в обводнении месторождений играют карстовые воды. Среднегодовые водопритоки в наиболее глубоких шахтах под визейскими и среднекарбовыми известняками до 1949 -1958 гг. существенно варьировали с постепенным увеличением от 32 до 199 м³/ч на шахте № 76 «Гремячинская», до 1720-2204 м³/ч на шахте №6 «Капитальная».

Исследование шахтных вод Кизеловского бассейна, выполненное в 1985-1991 гг., позволило получить чрезвычайно интересную информацию о формировании техногенных гидроминеральных ресурсов [2].

Дренажные подземные воды шахтных полей характеризуются широким геохимическим спектром химических элементов при явной редкометалльно-редкоземельной промышленной специализации. Они представляют собой «жидкие руды» с высокими концентрациями Ве, в два раза превышающими минимально-промышленное содержание (коэффициент промышленной концентрации $K_k = 2$), Y ($K_k = 6,3$), Sm (2,89), Yb (5,2)..., чрезвычайно высоким содержанием Gd ($K_k = 23,7$). В повышенных количествах присутствуют Се (1,06), Lu (0,9), приближаются к минимально-промышленному содержания Sc ($K_k = 0,6$) и La (0,73). Наряду с редкометалльно-редкоземельным комплексом, в водах установлены высокие концентрации Fe ($K_k = 8,99$), Со (6,8), повышенные содержания Mn (1,08), Ni (0,9) и V (0,6). Ведущие халькофильные элементы (Cu, Zn) промышленных концентраций не образуют (табл. 1).

Табл. 1. Содержание микрокомпонентов (мг/л) в дренажных водах Кизеловского угольного бассейна [2].

Химический элемент	Минимально-промышленное содержание, $C_{пр}$	Количество проб, n	Среднее содержание, C	Коэффициент промышленной концентрации, K_k
Co	0,1	503	0,68	6,8
Ni	10	422	0,91	0,9
Be	0,01	383	0,02	2,0
Cu	50	411	0,38	0,008
Se	0,1	429	0,06	0,6
Y	0,07	186	0,44	6,3
Ce	0,17	148	0,18	1,06
V	0,1	250	0,06	0,6
Zn	50	393	1,33	0,03
Mn	10	399	10,83	1,08
La	0,08	149	0,058	0,73
Sm	0,02	148	0,058	2,89
Lu	0,002	76	0,0018	0,9
Yb	0,005	72	0,026	5,2
Tb	0,005	126	0,022	4,4
Eu	0,01	131	0,017	1,7
Gd	0,02	150	0,47	23,7
Nd	0,08	107	0,29	3,7
Pr	0,02	73	0,092	4,6
Fe	100	308	899	8,99

Формирование кислых редкометалльно-редкоземельных шахтных вод происходит, по-видимому, в результате сернокислотного выщелачивания химических элементов из углей и угле вмещающих горных пород при их осушении горными выработками, при движении подземных вод по горным выработкам, а также из массива пород угленосной толщи в техногенной зоне аэрации депрессионной воронки, созданной шахтным водоотливом.

Дренажные воды Кизеловского бассейна не осваиваются промышленностью. Они сбрасываются в малые реки бассейна р. Камы (ее притоки Косьву, Губашку, Кизел, Полуденный Кизел), загрязняя их экологически опасными, в том числе токсичными, компонентами. Среди последних особое значение имеет Be, содержание которого превышает ПДК в 100 раз.

Дренажные воды колчеданных месторождений Урала ежегодно выносят в окружающую среду огромное количество халькофильных компонентов: Cu — от 90 кг (Турьинский рудник) до 44,15 т (Ломовское месторождение) в пересчете на 1 км² ландшафта; Zn — от 56,51 т (Красногвардейское месторождение) до 123,17 т (Ломонское месторождение); SO₄ — от 419,2 т (Турьинский рудник) до 1808,1 т (Красногвардейское месторождение); самоизливающиеся шахтные воды отработанного Карпушихинского месторождения содержат меди в количестве 44 мг/л и цинка 64 мг/л.

Дегтярское медноколчеданное месторождение располагается к западу от г. Екатеринбурга, в самой сжатой части Тагило-Магнитогорского прогиба, вблизи регионального Серовско-Маукского глубинного разлома.

В пределах месторождения распространены грунтово-трещинные, трещинно-жильные, трещинно-карстовые подземные воды водоносных зон трещиноватости палеозойских пород. Созданная многолетним шахтным водоотливом депрессионная воронка в плане имеет неправильную овальную форму, вытянута по простиранию в меридиональном направлении на 6 км при ширине до 1,3 км. Изменения среднемесячных водопритоков в шахтах Дегтярского рудника за период с 1948 по 1989 г. составили от 169 до 529 м³/ч. а среднегодового суммарного водопритока — от 182 до 424 м³/ч.

Химический состав шахтных вод Дегтярского рудника, как и всех эксплуатируемых медноколчеданных месторождений Урала, формируется под интенсивным воздействием активно развивающихся процессов окисления сульфидов и сернокислотного выщелачивания рудовмещающих пород. В техногенной зоне аэрации подземные воды приобретают своеобразный химический состав. Отличительными гидрохимическими особенностями дренажных вод медноколчеданных месторождений, по Г. А. Вострокнутову (1968), являются: высокая агрессивность за счет образования свободной серной кислоты, накопление в больших количествах водорастворимых сульфатов металлов (Fe, Al, Mn, Ca, Na, K, Mg, Cu, Zn, Pb, As, Cd, Co, Zr, Ni и др.) при высокой минерализации воды;

повышение температуры вод за счет экзотермического характера реакций окисления сульфидов; обогащение вод тионовыми бактериями ($n * 100$ — $n * 1000$ особей на 1 мл и более).

Дренажные воды рудника по химическому составу относятся к сульфатным магниево-кальциево-железистым, кислым и ультракислым, солоноватым (табл.2.)

Табл 2. Основные показатели химического состава дренажных вод Дегтярского месторождения [2]

Показатель химического состава	Шахта 1		Шахта 2	
	Количество определений, n	Средняя величина, С	Количество определений, n	Средняя величина, С
Водородный показатель рН	4	3,58	8	2,54
Минерализация, мг/л	4	2813	8	7884
Сухой остаток, мг/л	4	3305	8	8536
Жесткость общая, мг*эquiv/л	4	27,3	8	34,9
Ca, мг/л	4	328,7	8	258,4
Mg, мг/л	4	132,5	8	267,4
Na, мг/л	4	34,8	8	26,8
K, мг/л	4	3,65	8	5,4
Al, мг/л	3	43,2	7	194,3
Fe ₂ , мг/л	3	58,6	8	521,2
Fe ₃ , мг/л	3	75,0	8	468,7
Mn, мг/л	4	13,9	8	21,2
SO ₄ , мг/л	4	2080,0	8	5574
Cl, мг/л	3	63,0	8	47,6

Наиболее высокими содержаниями микрокомпонентов отличаются воды шахты 2. Существенно превышают минимально-промышленные концентрации содержания Zn, Cu, W, Nb, Zr, Au, а из РЗЭ — La, Yb, Lu, и Ce. (Табл.3).

Табл. 3. Содержание микрокомпонентов (мг/л) в дренажных водах Дегтярского месторождения (общий шахтный водоотлив) (по материалам Уралгидроэкспедиции) [2]

Химический элемент	Минимально-промышленное содержание	Шахта 1			Шахта 2		
		Количество определений	Среднее содержание	Коэффициент промышленной концентрации	Количество определений	Среднее содержание	Коэффициент промышленной концентрации
Cu	50	4	26,5	0,53	8	77,3	1,55
Zn	50	4	73,4	1,7	8	447,4	8,95
Sb	1	3	0,002	0,002	3	0,004	0,004
As	5	3	0,13	0,03	3	0,45	0,09
Re	-	1	0,0035	-	1	0,0076	-
W	0,03	3	0,1	3,33	3	0,29	9,66
Nb	0,01	3	0,015	1,5	3	0,075	7,5
Ta	0,01	3	0,002	0,2	3	0,005	0,5
Zr	0,1	3	0,03	0,3	3	0,15	1,3
Sc	0,1	2	0,003	0,03	2	0,019	0,19
Se	1	3	0,04	0,04	4	0,1	0,1
Au	0,001	1	0,0032	3,2	2	0,0013	1,3
La	0,08	3	0,02	0,25	3	0,29	3,6
Yb	0,005	3	0,002	0,4	3	0,039	7,8
Sm	0,02	3	0,014	0,7	3	0,07	3,5
Lu	0,002	2	0,001	0,5	2	0,005	2,5
Ce	0,17	3	0,05	0,29	3	0,48	2,8
Tb	0,005	3	0,002	0,4	3	0,005	1
Eu	0,01	3	0,001	0,1	3	0,0025	0,25

Ежегодно с дренажными водами Дегтярского рудника, по приблизительной оценке А. Г. Вострокнутова (1989), выносятся 8,2 тыс. т сульфатов.

Заключение

Дренажные воды угольных и медноколчеданных месторождений Среднего Урала характеризуются повышенными содержаниями ряда сидерофильных, халькофильных и литофильных (в том числе РЗЭ) химических элементов, превышающих минимально-промышленное содержание в подземных водах Урала. Ежегодно они выносят в окружающую среду значительное количество загрязняющих, в том числе токсичных элементов и их соединений.

Шахтные воды при разработке соответствующих технологий извлечения полезных компонентов могут явиться важным источником попутного гидроминерального сырья.

1. Грязнов О.Н., Новиков В.П., Фельдман А.Л. Гидрогеологические и геоэкологические аспекты разработки рудных месторождений горно-складчатого Урала // Изв. Вузов. Горный журнал. 1995. №5. С. 95-101
2. Грязнов О.Н., Палкин С.В., Новиков В.П., Вострокнутов А. Г. Дренажные воды- источник техногенного гидроминерального сырья на Урале//Изв. Вузов. Горный журнал. 1997. № 11-12. С. 58-65.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАРАН-БУЛАГ

© Нармандах Чулуунбаатар

Палеонтологический-Геологический институт, Улан-Батор, Монголия, chnarmandakh@yahoo.com.

Введение

Медные месторождения Наран-Булаг расположен в Завханском аймаке Монголии. (Рис.1). В 1980 году были проведены поисковые оценки месторождения Наран-Булаг. В результате этой работы более детально изучены особенности интрузивных пород месторождения Наран-Булаг: возраст, оруденение, генезис минерализации [1].

Целью исследования месторождения Наран-Булаг является изучение распределения геологическое строение, Оруденение месторождения Наран-булаг.

Методы исследования — сбор образцов горных пород и руд, пригодных для научных исследований, точное их определение, описание структуры и текстуры, петрографическое исследование шлифов.



Рис 1. Схема площадки Наран-Булага

Геологическое строение

В геологическом строении Наран-Булагского рудопроявления принимают участие, интрузивные гранитоидные породы раннепалеозойского Улиастай и ниже-среднедевонского Нумургинского комплексов, а также дайковые образования. Большая роль в геологическом строении участка принадлежит продуктам контактового и околорудного метасоматоза. Часть площади закрыта мощным чехлом рыхлых образований четвертичного возраста. [2]

Минеральный состав: структура по морфологическим признакам оруденения Наран-Булагского рудопроявления относится к прожилково-вкрапленному типу. Основными рудными минералами являются: пирит, халькопирит, пирротин, халькозин, в подчиненном количестве встречаются магнетит, пирротин, сфалерит. Нерудную часть составляют кварц и реже кальцит. Руды характеризуются вкрапленной, пятнистой, полосчатой и брекчевидной текстурами. Сложены они в основном халькопиритом, борнитом, ковелином. [4]

Петрографический результат:

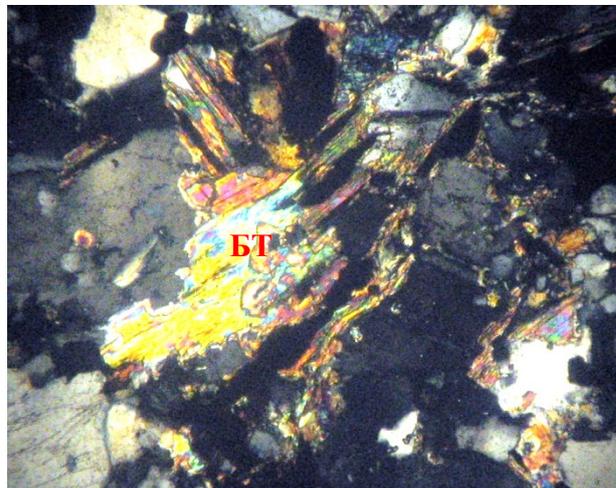
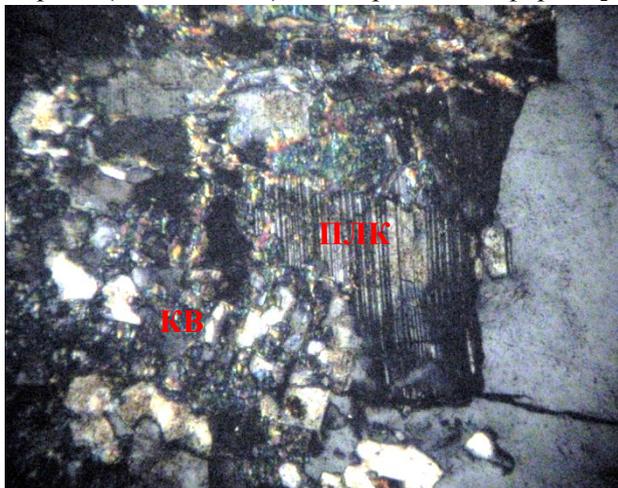
Мусковитовые мелко-среднезернистые биотитовые граниты (Шлиф-1): розовой окраски, имеют призматическую гипидиоморфную форму, массивную текстуру. Минеральный состав: калиевый полевой шпат 35-40%, плагиоклаз 20-25%, кварц 25-30%, биотит 5-10%.

Калиевый полевой шпат-пертит (<3.0мм) загрязненный по пелиту, имеет пластинчатую форму.

Плагиоклаз (<3.5 мм) призматической формы, полисинтетически sdвойникован, пересеченный кварцем, в составе имеется олигоклаз.

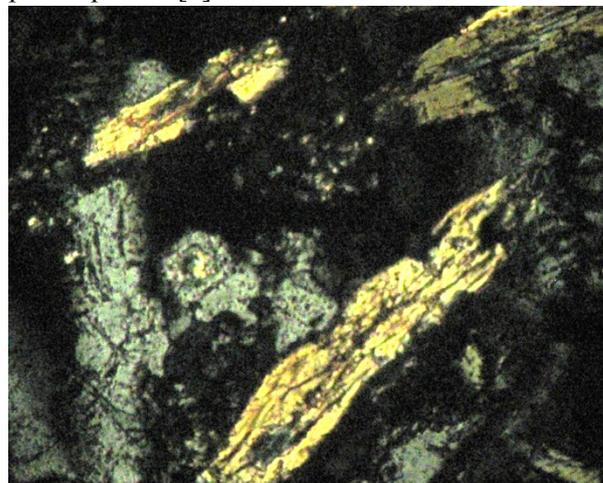
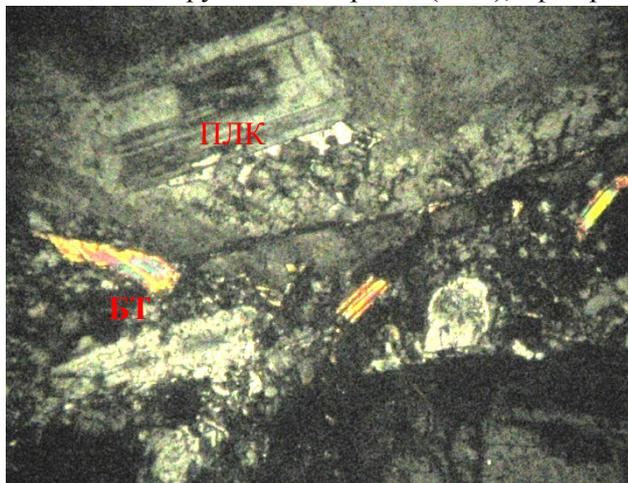
Кварц (<2.4 мм) бесцветный, волнистый с погасанием, с микротрещинами.

Биотит (< 1.0мм) удлиненный листоватой формы, главным образом замещен мусковитом, иногда хлоритом, обогащен гидроокислом железа, акцессорные минералы — черные изометричные рудные минералы (0,01-0,2 мм), черные-бурые разные по форме, агрегатное состояние сфен. (0,01-0,12 мм), циркон (0,01-0,06 мм) в дипирамидной форме. [4]



Кварцевый монцодиорит биотит-рогообманковый (Шлиф-2): Цвет его тёмно-зелёный с сероватым оттенком. Слабо эпидотизированный, с вкраплениями до 2 мм калиевого полевого шпата. Структура микрографическая, текстура массивная. Эти породы под микроскопом с одной николю: светло-бурый листок биотита и роговая обманка зелёного цвета. Под микроскопом со скрещенными николями: призматическая форма, зональная и полисинтетически sdвойникована с плагиоклазом и биотитом, роговая обманка имеет ромбовидные рисунки. Обнаружено прорастание калиевого полевого шпата с кварцем.

Калиевый полевой шпат 30-25%, плагиоклаз 30-35 %, рогообманковый 10-15 %, кварц 5-10%, биотит 5-10%. рудные минералы: (<1%), сфен-редко, циркон –редко. [4]



1. Аюуш Д. Наранбулаг дүүрэгт хийсэн эрэл-үнэлгээний ажлын тайлан. Улаанбаатар, 1980. С.42-44.
2. Самозванцев В.А., Бямбаа Б и др. Геологический отчёт Завханской Советско-Монгольской экспедиции. Москва, 1982. С.617-618.
3. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. Москва, 1982. С.147-153.
4. Нармандах Ч. Отчет о результатах поисковых работ на месторождения Наран-Булаг. Улан-Батор, 2012-2015.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖАРЧИХИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

© А. А. Савченко¹, Г. С. Рипп^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, savchenko.alena.alex@rambler.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, ripp@gin.bscnet.ru

Жарчихинское месторождение молибдена находится в 40 км ю-юз от г. Улан-Удэ, в бассейне среднего течения р.Селенги. Площадь его сложена в основном гранитами и диоритами предположительно позднепалеозойского возраста. Одной из особенностей месторождения является присутствие алюмофторидной минерализации. Такая минерализация не характерна для молибденовых месторождений, связанных со стандартными гранитами, более типична она для щелочных комплексов пород. Это предполагает необходимость решения проблем связи алюмофторидной минерализации с молибденовым оруденением.

Рудное поле сложено крупно- и среднезернистыми лейкократовыми сиенитами, граносиенитами и гранитами позднепалеозойского возраста (280 млн лет), образующими крупный плутон. Перечисленные разности пород имеют между собой постепенные переходы и содержат ксенолиты монцонитов, диоритов и монцодиоритов. В центральной части рудного поля гранитоиды брекчированы и прорваны дайками трахитовых и трахириолитовых порфиров, граносиенит-порфиров и мелкозернистых калиевых гранитов (рис. 1).

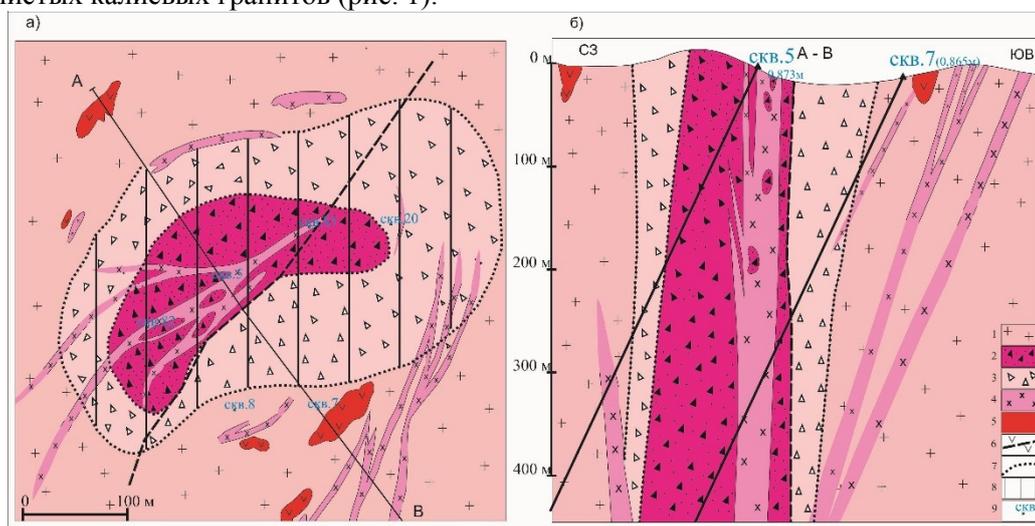


Рис.1. Схема геологического строения (а) и разрез (б) Жарчихинского молибденового месторождения по В.А. Вернику (1983 г.): 1-гранитоиды, 2-внутренняя зона брекчий (граниты, сиениты, микродиориты, трахиты), 3-внешняя зона брекчий (граниты, сиениты), 4-дайки гранитов, 5-ксенолиты монцонитов и диоритов, 6-линия тектонического нарушения, 7-границы брекчий, 8-распространение молибденовой минерализации, 9-номера скважин.

Месторождение представлено столбообразным рудным штокверком. Рудная минерализация образует рассеянную вкрапленность, агрегатные скопления в интенсивно дробленных породах, прожилки молибденитового, кварц — молибденитового состава, являющиеся главными компонентами штокверка. Позднее сформировались прожилки кварц — пирит — флюоритовые, пиритовые и кварц — флюорит — пирит — полиметаллические. Минерализация продуктивного этапа сформировалась при температуре (275-380°C) [2]

На заключительной стадии вдоль зон дробления произошла аргиллитизация пород, сопровождающая кварцевые и кварц — алюмофторидные прожилки с сидеритом, каолинитом и сульфидами (галенитом, пиритом, сфалеритом). Прожилки образовались при температурах значительно более низких температур (100-170°C), чем гидротермалиты [2]. Эти процессы захватили породы, главным образом, вдоль осевой зоны разлома в центральной части месторождения.

В составе алюмофторидной стадии установлены: прозопит, ральстонит, геарксутит и жарчихит. В ассоциации с ними присутствует кварц, флюорит, барит, сидерит, каолинит, накрит. Минерализация распространена в осевой части месторождения, параллельно дайке гранитов, слагает несколько зон прожилкования, сопровождающихся аргиллитизацией и окварцеванием. Они прослежены от поверхности до глубины 500м.

Формирование месторождения завершилось образованием кальцитовых, анкеритовых и кварц — карбонатных прожилков.

На месторождении проведено изучение изотопных составов сульфидной и сульфатной серы, кислорода и углерода, водорода из водосодержащих минералов.

Изотопные составы серы определенные в пирите, молибдените, сфалерите и барите (табл. 1) свидетельствуют о существенно коровом ее источнике.

Табл. 1. Изотопный состав серы в минералах Жарчихинского месторождения (‰)

№ образца и/или место отбора	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$
М-1-360	Барит	43,0
Скв.-63/247	Молибденит	11,18
Скв.-73-103	То же	12,13
Скв.-73 — 55 -108	-//-	13,98
Ж-1	-//-	12,45
Скв.-62-119	Пирит	10,11
Скв.-64-175	То же	9,74
Скв.-62-62,8	-//-	10,14
Скв.-63-43	-//-	12,45
Скв.-73-55	-//-	13,5
Скв.-73-108	-//-	15,6
Скв.-77-662	-//-	10,1
Скв.-77-658	-//-	8,3
Скв.-77-661,5	-//-	7,9
Скв.-6-93,2	-//-	11,1
Скв.-6-93,3	-//-	9,7
Скв.-14-402,7	-//-	9,8
Скв.-81-475	Сфалерит	1,2

Изотопный состав кислорода изучен в гранитах и гидротермальных прожилках (табл. 2). При этом кислород из прожилков изотопно «тяжелее», чем в кварце из гранитов и свидетельствует, так же, как и в случае с серой о существенно коровом его происхождении. Изотопный состав водорода получен из гидроксильной составляющей ральстонита и более позднего каолинита (табл. 2).

Табл. 2. Изотопный состав кислорода, водорода и углерода (‰)

Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	$\delta \text{D}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$	T, °C
Граниты					
Кварц	6,74	-	-	5,24	700
Кпш	3,8	-	-	3,7	
РУДНАЯ СТАДИЯ: Кварц — молибденитовые прожилки					
Кварц	11,61	-	-	4,61	300
	9,15	-	-	2,15	
	8,8	-	-	1,8	
	8,9	-	-	1,9	
Кварц — сульфидные прожилки					
Кварц *	9,4	-	-	0,4	250
	9,6	-	-	0,6	
	9,8	-	-	0,8	
ПОСТРУДНАЯ СТАДИЯ. Кварц — алюмофторидные прожилки					
Кварц	12,5	-	-	- 3	150
	9,7	-	-	- 5,8	
	11	-	-	- 4,5	
Ральстонит	- 7,8	- 107,3	-	-	120
Прозопит	- 5,16	-	-	-	
Каолинит	0,3	- 163,2	-	- 13,1	
Сидерит	5,2	-	- 1,5	- 12,2	
	3,7	-	- 2	- 13,7	
Накрит	4,8	-	-	- 8,6	

* — по данным Покалова В.Т. Расчет состава воды равновесной с минералами проведен по Zheng, Y.-F.[3-5]

В первом случае полученные данные свидетельствует о смешении источника флюидов ювенильного и водозового происхождения, деплетированная дейтерием и свидетельствующая о преобладании метеорных вод. Изотопный состав углерода проанализирован в сидеритах (табл. 2). Полученные данные так же свидетельствуют об участии метеорных вод. Рассчитанные составы кислорода равновесной воды указывают на участие метеорных вод во всех стадиях образования месторождения.

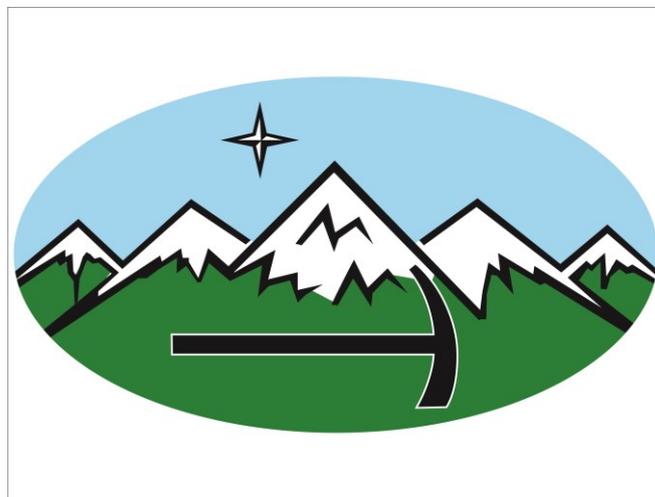
Существенная дистанцированность изотопных составов кислорода и воды между продуктивной и алюмофторидной стадиями вызывает необходимость оценки характера связи между этими минеральными ассоциациями.

Выводы: Результаты изотопных исследований указывают на то, что формирование месторождения происходило при участии коровых флюидов с вовлечением метеорных вод.

Различие изотопных составов продуктивной и алюмофторидной стадии предполагает отсутствие генетической связи между этими ассоциациями.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 16-35-00365 мол_а.

1. Болохонцева С.В., Батулин С.В., д. чл. Ильменев Е.С., Панова М.А., Пурусова С.П.. Жарчихит $\text{AlF}(\text{OH})_2$ — новый минерал // Записки всесоюзного минералогического общества. 1988. Вып.1. 79 с
2. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений//Москва. Недра. 1992. 177 с.
3. Zheng, Y.-F. (1993a). Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, pp. 1079-1091.
4. Zheng, Y.-F. (1993b). Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, pp. 247-263.
5. Zheng Y.-F. (1999). Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33, p. 109-126.



СЕКЦИЯ 4

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

Председатели:

Чернявский Михаил Константинович

канд. геол.-минерал. наук

Украинцев Александр Викторович

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

РТУТЬ В ПРИРОДНЫХ СРЕДАХ г. УСТЬ-КАМЕНОГОРСКА

© А. Г. Бирулина, А. Р. Ялалдинова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия,
agbirulina@yandex.ru

Город Усть-Каменогорск, расположенный в Восточно-Казахстанской области, характеризуется повышенной техногенной нагрузкой, связанной с концентрацией промышленных предприятий, основной деятельностью которых является выплавка металлов. Так, например, свинцово-цинковый комбинат «Казцинк» занимается выплавкой цинка, свинца, меди, также в его составе функционирует аффинажное производство. Необходимо отметить, что также выпускаются ртуть, селен, индий, теллур, таллий и сурьмянистый концентрат в небольших количествах [10]. Ртуть как один из тяжелых металлов может принимать различные формы соединений. Некоторые из них летучи и легко мигрируют в атмосферном воздухе, почвах, поверхностных и подземных водах. При антропогенном загрязнении территории высокими концентрациями ртути, она может содержаться в приземной атмосфере, почвенном воздухе, почвах, донных отложениях и растениях [12]. С целью определения концентраций ртути на территории города Усть-Каменогорска был проведен отбор проб листвы тополя черного (*Populus nigra L.*) и почвы.

Растения способны поглощать тяжелые металлы в тканях или на их поверхности, являясь промежуточным звеном в пищевой цепи «почва-растение-животное-человек» [8]. Данный вид тополя характеризуется широкой географией произрастания (Центральная Азия, Сибирь, Европа и др.) и высокими сорбционными свойствами, в городах используется как защитное насаждение, поскольку легко улавливает пыле-дымо-газо-аэрозоли.

Тяжелые металлы способны аккумулироваться в почве из воздуха, поступать, а также в результате биологического круговорота веществ. Почва является наиболее активным природным объектом, способным разрушать и рассеивать токсические вещества [11]. Территория города представлена черноземными степями в биогенных ландшафтах суши, почвы — черноземы обыкновенные суглинистые и солонцеватые. Они имеют слабокислую и нейтральную реакцию (рН от 6,8 до 8,1), среднюю (в суглинистых разновидностях) и низкую (в супесчаном и песчаных разновидностях) величину емкости поглощения (15-22 мг·экв./100 г почвы); содержание гумуса составляет 3-6 % [4].

Пробы листьев и почв отбирались совмещенно в пространстве. При выборе мест отбора учитывались геологические особенности местности, преобладающее направление ветра (северо-западное, юго-восточное), близкое расположение предприятий. Всего было заложено 39 пробных площадок.

Отбор листвы производился в конце августа 2011 г., после окончания вегетационного периода. Выбирались средневозрастные деревья, крона охватывалась максимально со всех сторон света. Листья выбирались одного среднего размера, на высоте 150-170 см. После отбора листья промывались дистиллированной водой, просушивались при комнатной температуре, измельчались вручную. Пробы почвы были отобраны в тот же год и проанализированы магистранткой каф. ГЭГХ ТПУ Петрова Л.А. под руководством доцента каф. ГЭГХ, к.х.н. Осиповой Н.А. [7]. Определение содержания ртути проводилось атомно-адсорбционным методом при помощи ртутного анализатора (РА-915+) с приставкой ПИРО-915+в лаборатории МИНОЦ «Урановая геология» Томского политехнического университета на кафедре геоэкологии и геохимии (зав.лаб. Осипова Н.А.).

При анализе почв градуировочный коэффициент устанавливался по стандартному образцу чернозема типичного «СЧТ-3» с содержанием ртути 415 ± 10 нг/г. Относительная погрешность измерений содержания составила 20-30%, в зависимости от содержания ртути в образце [7]. Градуировочный коэффициент для листвы тополя черного (*Populus nigra L.*) устанавливался по стандарту «Лист березы ЛБ-1» с содержанием ртути 37 ± 6 нг/г. Относительная погрешность измерений не более 12%.

По результатам анализа были построены карты распределения ртути в природных средах на территории г. Усть-Каменогорска (рис. 1,2). Белым цветом выделены ореолы с содержанием ртути ниже среднего значения, зеленым — ореолы, от среднего содержания до среднего содержания +1,5 стандартные ошибки. Желтым — ореолы, соответствующие значениям от среднего + 1,5 стандартные ошибки, до среднего + 3 стандартные ошибки. Красным — среднее + 3 стандартные ошибки. Наименьшая концентрация ртути в листьях наблюдалась вне зоны воздействия промышленных предприятий и составила 56,5 нг/г, самая высокая концентрация ртути отмечалась вблизи свинцово-

цинкового комбината 457,3 нг/г, что связано с попутным производством ртутных концентратов. Среднее значение концентрации ртути в листьях на территории города =165 нг/г.

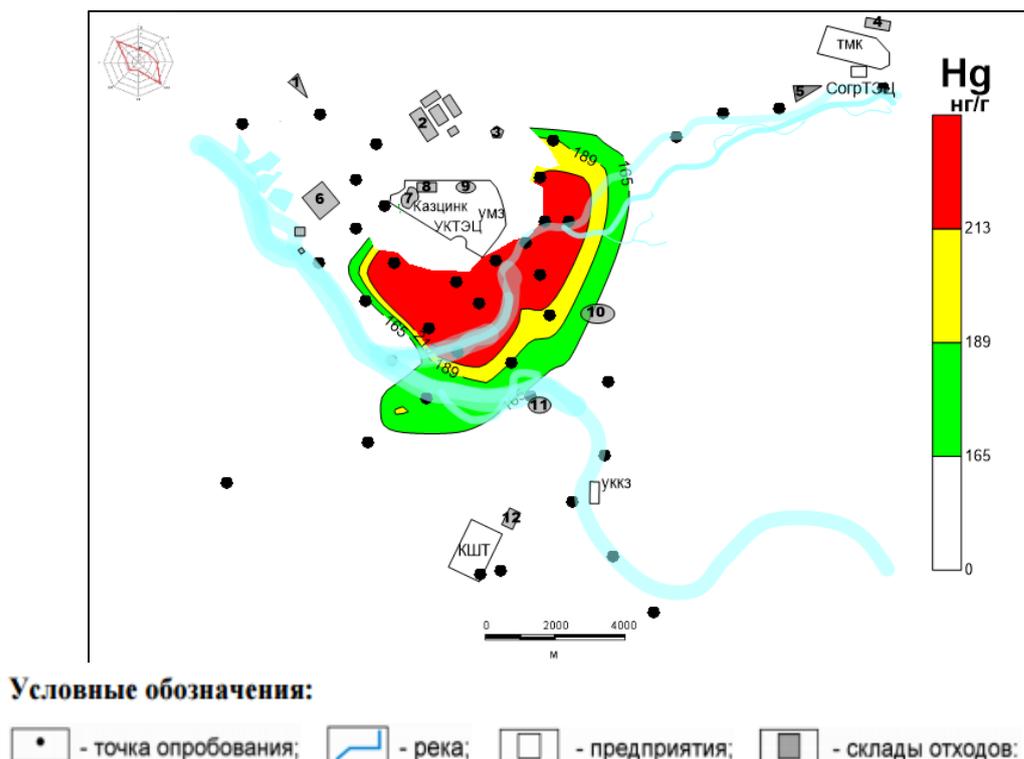


Рис.1. Карта-схема содержания ртути в листьях тополя черного (*Populus nigra L.*) г. Усть-Каменогорска, нг/г. 1 — золоотвал №3 УК ТЭЦ; 2 — хвостохранилище АО «УМЗ»; 3 — пруд накопитель стоков УККЗ; 4 — полигон захоронения и шламонакопитель №3 АО «УК ТМК»; 5 — золоотвал №1 Согринской ТЭЦ; 6 — золоотвал №2 УК ТЭЦ; 7 — терриконы АО «Казцинк»; 8 — отвальное поле АО «Казцинк»; 9 — старое хвостохранилище АО «УМЗ»; 10 — городская свалка ТБО; 11 — бывший склад удобрений и ядохимикатов; 12 — пруд накопитель ливневых стоков КШТ

Минимальное содержание ртути в почвах наблюдалось также вне зоны воздействия промышленных предприятий и составило 24,2 нг/г, самая высокая концентрация ртути отмечалась на северо-востоке свинцово-цинкового комбината 3717,4 нг/г. Среднее значение концентрации ртути в почве на территории города — 684,6 нг/г, что в 4 раза превышает среднее содержание в листьях. На рисунке 2 видно, что распределение содержания ртути на территории г. Усть-Каменогорска более неравномерное, высокое содержание отмечается вблизи промышленных площадок и отвалов предприятий. Такое распределение ртути может наблюдаться ввиду ее летучести.

Измеренные значения концентраций были сопоставлены с ПДК почвы — 2100 нг/г [3]. Превышение относительно ПДК_п в 1,7 раза наблюдается в точке с максимальным содержанием ртути 3700 нг/г и точке, расположенной рядом с юго-западной стороны, концентрация в которой составила 3400 нг/г, а превышение в 1,6 раза. Содержание ртути в почве на остальной территории города не превышает ПДК_п.

Химический состав растений зависит от почвы, на которой они произрастают, однако, они не повторяют в точности ее состав, ввиду избирательного поглощения необходимых для физиологических и биохимических процессов компонентов. Установить степень накопления элементов растениями можно при помощи коэффициента биологического поглощения (A_x), характеризующегося отношением содержания элемента в растении к его содержанию в почве места произрастания. По классификации А.И. Перельмана ртуть относится к элементам группы слабого накопления и среднего захвата, пределы ее захвата варьируются от $n \cdot 10^{(-1)}$ до $n \cdot 10^6$ [8]. На территории г. Усть-Каменогорск также был рассчитан A_x , который изменяется в пределах от 0,03 до 3,01. При условии A_x больше 1 предполагается переход ртути из почвы в растение. На территории города отмечается 11 таких точек. Четыре из них расположены вблизи свинцово-цинкового комбината — A_x изменяется от 1,03 до 2,24. В семи точках, расположенных за пределами влияния свинцово-цинкового комбината, на расстоянии более 10 км A_x изменяется от 1,13 до 3,01. В остальных точках A_x меньше 1, что говорит о слабом захвате элемента.

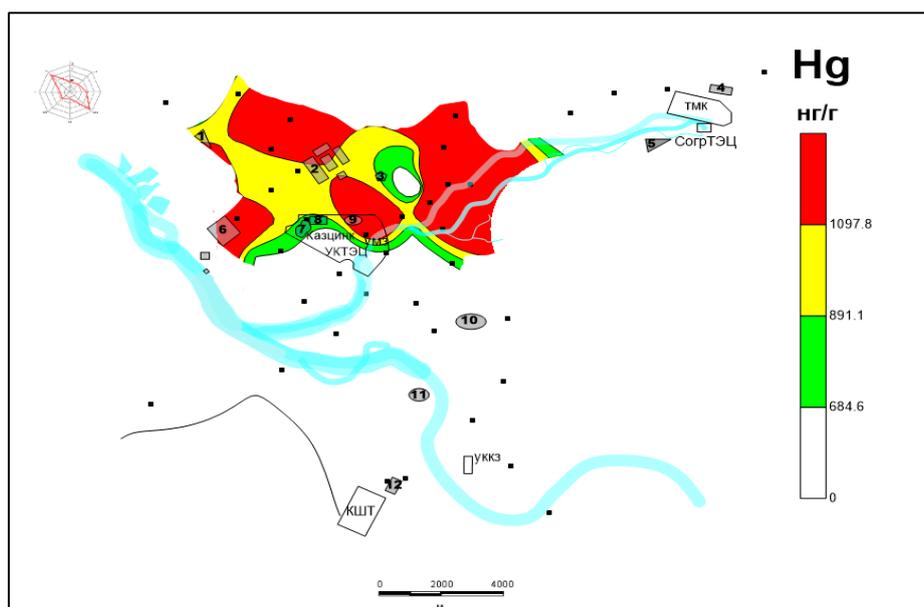


Рис.2. Карта-схема содержания ртути в почвах г. Усть-Каменогорска, нг/г (условные обозначения см. на рис. 1).

Таким образом, в ходе работы была измерена концентрация ртути в листьях тополя черного (*Populus nigra L.*) и почвах на территории г. Усть-Каменогорска. Диапазон изменения концентрации ртути в листьях от 56,5 нг/г до 457,3 нг/г, среднее значение — 165 нг/г. В почвенном слое концентрации изменяются от 24,2 нг/г до 3717,4 нг/г, среднее значение составляет — 684,6 нг/г. Максимальное содержание ртути и превышения ПДК_n в 1,7 и 1,4 раза отмечаются вблизи свинцово-цинкового комбината. По мере удаления от промышленной зоны концентрация ртути снижается. Накопление ртути в листьях может быть обусловлено переходом ее из почвы в 11 точках территории города на расстоянии 0,8- 2 км для точек, расположенных вблизи свинцово-цинкового комбината и более 10 км — точки, расположенные близ комбината шелковых тканей и титано-магниевого комбината.

1. Cape, J. N. Plants as accumulating biomonitors / J. N. Cape // Book of abstracts “Biomonitoring of air quality with plants, animals and humans”, Antwerp, Belgium, November 12-14, 2012. Belgium, 2012. Pp. 5–6.
2. Celik, A. Determining the heavy metal pollution in Denizli (Turkey) by using Robinio pseudo-acacia L. / A. Celik, A.A. Kartal, A. Akdogan, Y. Kaska // Environment International. 2005. Vol. 31. I. 1. pp. 105-112.
3. Гигиенический норматив ГН 2.1.7.2041-06 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве». [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.infosait.ru/norma_doc/46/46714/index.htm. (27.05.17)
4. Зайцев В.Ф., Галямова Г.К. Содержание и особенности распределения тяжелых металлов (Cu, Zn, Cd, Pb) в системе "почва — хвоя и листья древесных пород" на различных участках г. Усть-Каменогорска // Экология животных. 2012. №4. С. 66-70.
5. Ильин В.Б. Элементный химический состав растений. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.
6. Копылова, Л. В. Содержание тяжёлых металлов в почвах и растениях урбанизированных территорий (Восточное Забайкалье) / Л. В. Копылова, Е. А. Войтюк, О. А. Лескова, Е. П. Якимова; Забайкал. гос. ун-т. Чита, 2013. — 154 с.
7. Рихванов Л.П., Осипова Н.А., Петрова Л.А. Геохимические особенности почв и почвогрунтов г. Усть-Каменогорска // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. 2012. №1 (18). С.54-62.
8. Садовникова Л.К. Экология и охрана окружающей среды при химическом загрязнении: Учеб.пособие / Л.К. Садовникова, Д.С. Орлов, И.Н. Лозановская. 3-е изд., перераб. М.: Высш.шк., 2006. 334 с.
9. Саенко Г. Н. Концентрационная функция живого вещества // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии (Тр. Биогеохим. лаб., т. 23). М.: Наука, 1999. С. 38–47.
10. Свинцово-цинковый комбинат «Казцинк». [Электронный ресурс] URL: <http://www.kazzinc.com/ru> (Дата обращения: 21.04.17).
11. Семенов А.И., Кокшаров А.В., Погодин Ю.И. Содержание тяжелых металлов в почве Г. Челябинска // Медицина труда и экология человека 2015. №3. С.177-184.
12. Фурсов В.З. Загрязнение компонентов среды Москвы ртутью и другими химическими элементами // Разведка и охрана недр. 2012. №7. С.13-17.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В СИСТЕМЕ
"РУДНИЧНЫЕ ВОДЫ — ПРИРОДНЫЕ ПОЧВЫ — ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ"
ДЖИДИНСКОГО СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

© Е. В. Васильева, В. И. Васильев, С. Г. Дорошкевич, О. К. Смирнова
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geovladi@yandex.ru

Разработана, численно реализована и исследована физико-химическая модель геохимических барьеров в системе «Рудничные воды → Природные почвы». Моделирование производилось по оригинальной методике [1] с использованием программных комплексов «Селектор» [2] и «Гидротерм» (авторский, в стадии апробации). Целью моделирования являлись расчеты равновесных концентраций веществ в воде р. Рудничный для определения направления и масштаба происходящих в настоящее время геохимических процессов. Модель представляет собой первый этап исследования мегасистемы (рис. 1).

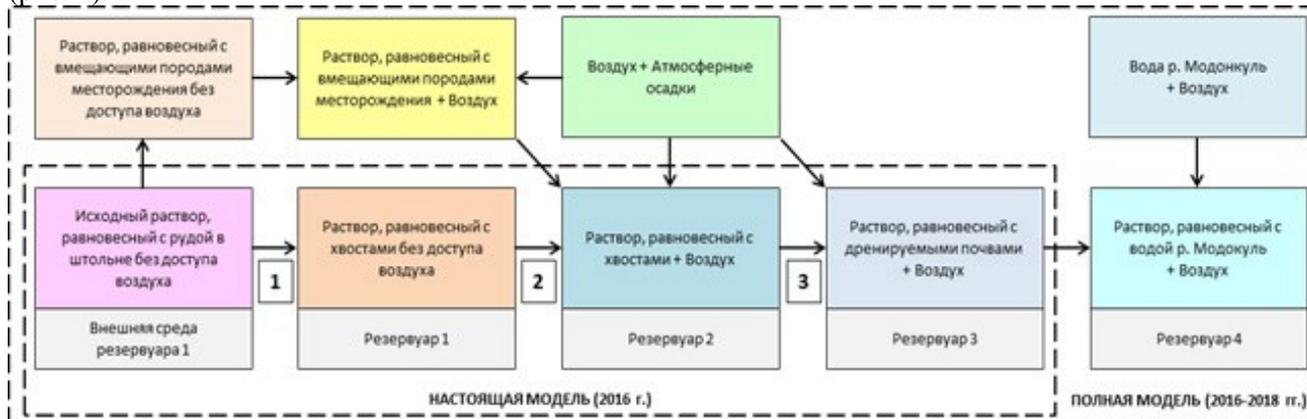


Рис. 1. Схема возможной эволюции раствора Рудничного ручья, представленная в виде взаимодействия подсистем исследуемого проточного реактора «Рудничные воды → Хвосты штольни Западная → Дренажируемые почвы → Воды р. Модонкуль». Взаимодействие подсистем носит характер проточного реактора. Каждый блок модели характеризуется геохимическим барьером. При переходе (1) меняется состав исходных твердых фаз (руда/хвосты месторождения). Переход (2) характеризуется выходом на дневную поверхность, что влечет за собой доступ воздуха и атмосферных осадков, а также изменение ТР-условий и испарение. На переходе (3) среда хвостов месторождения сменяется природными почвами. Результирующий раствор 3-го резервуара является конечным в эволюции равновесным раствором, к составу которого стремится искомый состав природных вод ручья Рудничный, попадающий в р. Модонкуль

Исследование модели показало, что состав исходного раствора, полученный в результате анализа проб рудничной воды в штольне, является неравновесным. При возможности отстаивания раствора (или при медленном просачивании) из него будут осаждаться сульфиды Fe, Cu, Co, Cd, Ni, As, Pb, Sb и Mo (пирит, ковеллин, каттиерит, гринокит, ваэсит, аурипигмент, галенит, антимонит, молибденит) в количествах, соответствующих исходным концентрациям компонентов в растворе. Водородный показатель pH будет уменьшаться от 3.17 (аналитика) до 1.58 (расчетное равновесие). В таблице 1 сравниваются аналитический и равновесный составы исходного раствора.

Попадающий в хвосты месторождения раствор без доступа воздуха продолжает отлагать сульфиды Fe, Co, Sb, Cd, As, Ag и самородную серу (первый геохимический барьер). Материал хвостов перерабатывается в кварц-хлоритовую породу с гипсом, хиолитом ($\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$), селлаитом, диоптазом, цинковым купоросом и алюминатом никеля (NiAl_2O_4). Раствор обогащается порообразующими компонентами, за счет чего pH при достижении равновесия возрастает до 4.73 (таблица 2, столбец 3).

Доступ воздуха с падением давления и незначительным подъемом температуры — второй геохимический барьер в изучаемой модельной системе. Азот практически не влияет на состав раствора, а кислород, напротив, позволяет переводить компоненты в раствор в виде оксид- и гидроксид-ионов, а также в виде ионов солей серной, мышьяковистой и кремниевых кислот. Сульфиды, таким образом, растворяются; в кварц-хлоритовой породе остаются сульфаты Pb и Sb, водные сульфаты Ca и Mg, оксиды Al, Ni, Mn, гидроксид Fe и хиолит. Раствор становится более кислым: pH достигает 3.25 (таблица 2, столбец 4).

Третий геохимический барьер характеризуется попаданием раствора в среду дренажируемых почв, состав которых резко отличается от состава хвостов месторождения. В равновесной с раствором породе кварц ассоциирует с хлоритом, селадонитом и гипсом. Присутствуют селлаит, гидроксиды Fe и

Cu, оксид марганца и силикат кобальта. Раствор обогащается щелочными (за исключением K), щелочноземельными металлами и железом. pH возрастает до 5.83 (таблица 2, столбец 5).

Расчеты показали, что литр результирующего равновесного раствора, попадающего в р. Модонкуль должен содержать Fe (10846.250 мг), S (615.89 мг), Zn (292.891 мг), Cd (5.543 мг), As (3.695 мг), F (1.198 мг), Cu (1.045 мг), Pb (0.341 мг), Co (0.062 мг). Содержания Ni, Sb, Mo пренебрежимо малы. Таким образом, расчетные концентрации загрязнителей в результирующем равновесном растворе превысили ПДК для железа — в 36 000 раз, для кадмия — в 5 000 раз, для As — в 74 раза, для Pb — в 11 раз. Концентрация Cu находится на уровне ПДК. Концентрация Co не превышает ПДК.

Табл. 1. Сравнение аналитических и равновесных концентраций некоторых компонентов исходного рудничного раствора штольни «Западная» (мг/л). В 5-ом столбце дана разность между аналитическими и равновесными концентрациями, характеризующая направление изменения состава раствора. В 6-ом столбце данная разность отнесена к концентрации, что показывает интенсивность эволюции концентрации каждого компонента.

Компонент	Атомная масса	Аналитический состав	Расчетный равновесный состав	Δ	$\varepsilon, \%$
1	2	3	4	5	6
H	1.008	111815.0292	111819.5696	4.5404	0.004
O	15.999	887440.4119	887476.4476	36.0357	0.004
F	18.998	9.6003	9.6015	0.0012	0.012
S	32.066	690.0241	664.9045	-25.1196	-3.640
Fe	55.847	29.0010	29.0062	0.0052	0.018
Ni	58.690	0.3600	0.0600	-0.3000	-83.327
Co	58.933	0.6300	0.0003	-0.6298	-99.957
Cu	63.546	13.0000	3.73E-09	-13.0005	-100.000
Zn	65.390	34.9012	0	-34.9012	-100.000
As	74.922	0.3800	2.67E-08	-0.3800	-100.000
Mo	95.940	0.0025	0	-0.0025	-100.000
Cd	112.411	0.6900	0.0604	-0.6296	-91.249
Sb	121.750	0.0130	2.06E-07	-0.0130	-99.998
Pb	207.200	0.8600	0.3499	-0.5101	-59.313

Табл. 2. Расчетные равновесные концентрации компонентов раствора в модельных резервуарах, мг/л.

Компонент	Атомная масса	Резервуар 1	Резервуар 2	Резервуар 3
1	2	3	4	5
H	1.008	95231.968	91860.325	87991.158
O	15.999	796180.196	788620.390	761803.147
F	18.998	24.952	6689.480	1.198
Na	22.990	2882.590	1009.452	17774.889
Mg	24.305	9466.555	13469.634	8983.100
Al	26.982	13.227	5342.306	2.73E-04
Si	28.086	1.069	1.291	0.875
S	32.066	2494.909	11512.843	615.888
K	39.098	18296.505	15962.053	9964.550
Ca	40.078	859.979	180.211	4094.588
Mn	54.938	1376.194	0.106	3.03E-07
Fe	55.847	7317.186	6381.375	10846.250
Co	58.933	0	10.265	0.062
Cu	63.546	0	1232.239	1.045
Zn	65.390	0	282.180	292.891
As	74.922	0	3.558	3.695
Ag	107.868	0	4.270	4.433
Cd	112.411	0	5.339	5.543
Pb	207.200	0	0.311	0.341
pH		4.72984	3.24718	5.8255

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-01041).

1. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009, №3. — С. 15–30.

2. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. — Н.: ГЕО, 2010. — 287 с.

МИГРАЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ХВОСТАХ ПЕРЕРАБОТКИ ДЖИДИНСКОГО ГОКА И ВЫСАЖИВАНИЕ ИХ НА КАРБОНАТНОМ БАРЬЕРЕ

© В. В. Дабаева, А. М. Плюснин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

После взаимодействия с водой содержание в породах кислоторастворимых, подвижных и водорастворимых форм тяжелых металлов может увеличиваться в 2-6 раз по сравнению с исходной концентрацией [1]. Наиболее интенсивно это происходит в отходах, содержащих сульфидные минералы, что объясняется влиянием процессов сернокислого гидролиза на высвобождение этих элементов из связанного состояния и образование большого количества химически активных соединений. Процесс длительного хранения отходов горнодобывающих предприятий приводит к потере первоначальных качеств руды и сопровождается масштабной миграцией тяжелых металлов. За годы существования Джидинского вольфрамо-молибденового комбината накоплено более 40 млн т отходов обогащения руд, которые хранятся в хвостохранилище образованное намывным способом (гидроотвал), расположено в долине р. Барун-Нарын. Заполнение его начато в 1958 г, прекращено в 1998 г. Хвостохранилище занимает территорию площадью около 150 га и представляет собой толщу тонкого переслаивания песков разной крупности, алевроитов и глин с включениями сульфидных минералов и продуктов их окисления[2]. В инфильтрующихся водах установилась кислая среда. Решение проблемы безопасного хранения отходов горнодобывающего производства может быть связано с добавлением в толщу песков реагентов, понижающих активность агрессивной среды.

Целью экспериментов было определение концентрации микроэлементов, включая редкоземельные элементы и золото, вымывающихся из песков дистиллированной водой, изучение высаживания их из раствора при взаимодействии с известняком.

Проведен ряд экспериментальных исследований по взаимодействию кислых поровых с известняком в лабораторных условиях. Собрана дренажная установка следующим образом. в нижней части которой имеется отверстие с патрубком. На патрубок крепится трубка с внутренним диаметром 12 мм. Трубка собирается из отдельных звеньев длиной 20 см. В емкость помещается песок из хвостохранилища. В трубке размещаются нейтрализующий реагент для концентрирования химических элементов из раствора. Емкость и трубка разделены стекловатой, которая препятствует перемещению твердого материала током воды из емкости в трубку. При проведении экспериментов дистиллированная вода распыляется на поверхность песка, просачивается через всю толщу и растворяет подготовленные к миграции химические элементы и соединения, затем через отверстие попадает в трубку, где растворенные вещества реагируют с реагентом. Проведена серия экспериментов по вымыванию растворенного вещества из поровых вод и взаимодействию кислых вод с известняком.

Для экспериментов использовался песок из хвостохранилища Джидинского ВМК, дистиллированная вода, известняк месторождения Зун-Нарын — фракции с размером частиц 3-2 мм, 1-2 мм и 0,5-1,0 мм. При проведении экспериментов для смачивания всей толщи песка в емкости потребовалось 2500 мл воды. Вода на поверхность песка распылялась порциями по 100 мл, после насыщения пор водой, вода стала поступать в реакционную трубку, из которой производился отбор проб для определения рН и концентрации микроэлементов в растворе.

В серии экспериментов с использованием фракции 3-2 мм через сформированную таким образом толщу пропускали по 100 мл дистиллированной воды. Раствор, медленно протекая по трубке, собирался внизу в пробоприемник. В полученных пробах контролировался рН, проанализирован их состав в аналитическом центре ГИН СО РАН. В общем, на фильтрацию израсходовано 3600 мл дистиллированной воды.

В результате проведенного эксперимента установлено, полученные растворы обладают низким значением рН, т.е. реакция нейтрализации не протекла, что обусловлено крупностью фракции используемого известняка.

Установлено, что нейтрализация растворов известняком с размерностью частиц 3,0-2,0; 1,0-0,5 мм происходит медленно. В трубке длиной 20 см, заполненной известняком с размерностью частиц 3,0-2,0 мм, произошло изменение рН с 2,83 до 3,9. Максимального повышения рН удалось добиться при использовании известняка фракции 1,0-0,5 мм, где рН увеличивался до 4,53.

Анализ микроэлементного состава фильтрующихся растворов через толщу песка и известняка проведен в лаборатории химико-спектральных методов анализа ГИН СО РАН.

Формирующиеся растворы в ходе данного эксперимента характеризуются широким спектром элементов.

В пробах преобладают катионогенные элементы алюминий, кремний, медь, цинк. При повышении pH наблюдается максимальное значение концентрации металлов медь, цинк, никель, кадмий, кобальт.

Высокое содержание кадмия, никеля в фильтрующихся растворах после взаимодействия с известняком снижается в 2 раза; цинк, железо, медь в 3 раза.

Также установлено, в исходном известняке содержание с 0,013 г/т, после реагирования с кислотой поровой водой, увеличивается до 0,025 г/т.

Зафиксированы в фильтрате концентрации редкоземельных элементов (рис.1).

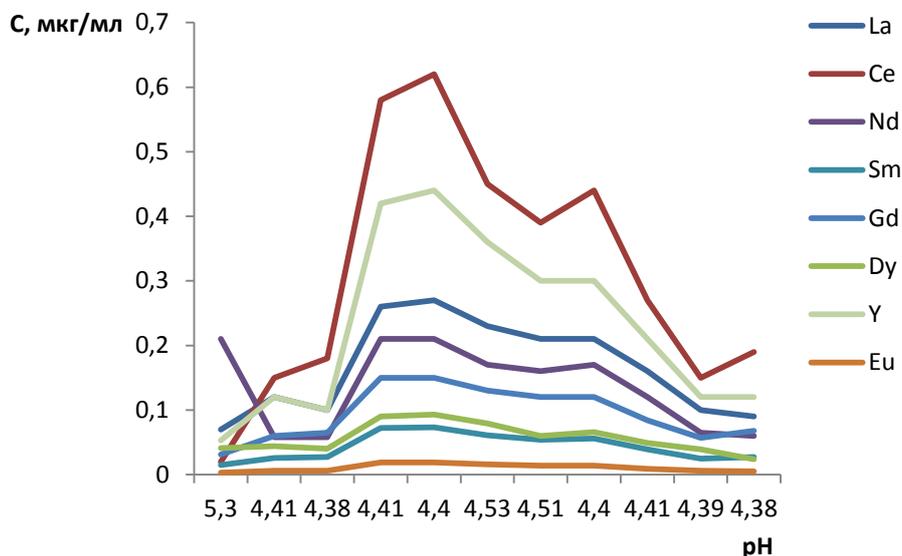


Рис.1. Распределение металлов в растворах, фильтрующихся через толщу песка с добавлением известняка фракции 0,5-1 мм

После взаимодействия растворенных веществ с известняком в растворе резко сократилась концентрация редкоземельных элементов (в 2,4 — 10 раз для разных элементов), хотя pH растворов оставался кислым — 4,33-4,58.

Полученные экспериментальные данные поведения редкоземельных элементов и золота при промывании песков водой показывают, что их можно сконцентрировать на сорбционных барьерах. Использование известняка фракции 0,5-1 мм является оптимальным для нейтрализации растворов и снижения миграции микроэлементов в несколько раз после взаимодействия с кислыми поровыми растворами.

После взаимодействия растворенных веществ с известняком в растворе резко сократилась концентрация редкоземельных элементов (в 2,4 — 10 раз для разных элементов), хотя pH растворов оставался кислым — 4,33-4,58. В этих условиях сохранились высокие концентрации в растворе алюминия и марганца, их концентрация в среднем составила 580 и 824 мкг/л. Содержание других тяжелых металлов немного снизилось — Cu-114; Zn -103; Pb -15 мкг/мл. При помощи электронного микроскопа LEO 1430 VP исследован минеральный состав новообразований на поверхности зерен известняка, которые были подвергнуты воздействию кислых вод, образовавшихся при фильтрации дистиллированной воды через пески хвостов переработки Джидинского ГОКа.

Минеральные формы образований представлены двумя видами: а) покрывающие поверхность зерна в виде пленки, б) выделяющиеся в виде объемных скоплений с четкой поверхностью раздела с материнским минералом. К первому типу относятся образования, имеющие большое химическое сродство с материнским минералом. К примеру, так из раствора удаляется фтор, который связывается кальцием, поступающим из разлагающегося известняка. Фтора в растворе относительно много и по мере поступления кальция образуются мелкие кристаллы флюорита, которые и покрывают поверхность известняка. Таким же образом обычно образуются выделения гипса, которые часто фиксируются на поверхности известняка. Эти два минерала образуют большие колонии выделений на поверхности известняка. Также значительную часть поверхности зерна кальцита занимает гидроксид кальция. Ко второму типу относятся сложные новообразования, включающие, вероятно гидроксиды алюминия, железа. Они образуют скопления, имеющие объемные размеры. В их составе присутствует значительное количество таких тяжелых металлов, как марганец, цинк, кадмий. На поверхности

кальцита фиксируются и отдельные зерна гидроокислов железа, которые почти не содержат примесей других металлов. Но в целом с выделениями гидрооксида железа связываются многие токсичные и ценные для промышленности элементы. Нами установлены в их составе хром, алюминий, кремний и диспрозий. Железо, алюминий и хром образуют устойчивую ассоциацию в этих новообразованиях, они фиксируются на множестве снимках сделанных на электронном микроскопе. На снимках зафиксированы множество кристаллов гидроксидов железа, кальция, алюминия, образующие площадные совместные выделения в определенных местах зерен кальцита.

На поверхности кальцита в образованиях сложенных соединениями алюминия, кремния, железа и серы обнаружены выделения празеодима. Ассоциация элементов, с которыми встречаются редкие земли, указывает на источник поступления их в раствор — они, вероятно, поступают из алюмосиликатов, которые разлагаются в кислой среде, сформировавшейся под воздействием окисления сульфидной минерализации.

Высаживание из раствора происходит при образовании гидроксидов алюминия и железа, возможно и при образовании глин. Эти вещества обладают активной поверхностью и высаживают редкие земли из раствора путем сорбции. При взаимодействии с известняком, мигрирующее в кислых растворах золото, высаживается из раствора. Нами в известняке, подвергнутому обработке кислыми растворами, установлена его концентрация 0,36 г/т. До обработки кислыми водами известняк содержал золото в количестве 0,013 г/т. В песке, хранящемся в хвостохранилище, средняя концентрация золота составляет 0,04 г/т. Золото, находящееся в хвостах переработки, связано с сульфидными минералами. Как нами было показано ранее, оно, часто, не входит в структуру сульфидного минерала, а образует микрообразования в дефектах кристаллической решетки, на поверхностях раздела минеральных образований и пр. подобных местах. Под воздействием кислых вод эти образования интенсивно разрушаются, и золото переходит в раствор. Поэтому его количество в растворе не пропорционально количеству разложившихся сульфидов, а значительно больше. Полученные экспериментальные данные поведения редкоземельных элементов и золота при промывании песков водой показывают, что их можно сконцентрировать в определенных местах хвостохранилища на сорбционных барьерах и затем извлекать экономически рентабельными способами.

1. Карпова Е.А., Белоусова Ю.С., Едемская Н.Л. Влияние монокомпонентного загрязнения почвы соединениями тяжелых металлов на почвенное состояние и накопление растениями других тяжелых металлов (на примере Zn и Cu) // Биогеохимия техногенеза и современные проблемы геохимической экологии (в двух томах) — Барнаул, 2015. Т. 2. 326 с.

2. Дорошкевич С.Г., Смирнова О.К. Распределение токсичных элементов в экосистеме зоны воздействия рудничных вод сульфидно-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье) // «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы» Материалы четвертой международной научно-практической конференции. Петрозаводск: Изд-во «Научная книга», 2015. С. 95-97.

БИОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОИЗРАСТАНИЯ НА ХВОЙНЫЕ И ЛЕКАРСТВЕННЫЕ РАСТЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

© М. А. Живетьев^{1,2}, И. М. Романова², Ю. С. Букин^{1,3}

¹*Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия,
nik.19@mail.ru*

²*Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия,*

³*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, bukinyura@mail.ru*

Климат озера Байкал и его побережья существенно отличается. Водные массы озера в летний период прогреваются до глубины 200 — 250 м и аккумулируют большое количество тепла. Летом охлажденная за зиму вода оказывает существенное охлаждающее действие и температура на побережье ниже на 5 — 10 градусов, чем на удалении от озера. Наоборот, в холодный период обогревающее влияние Байкала достигает 40-50 км от его акватории и среднемесячная температура декабря на побережьях Байкала перед замерзанием на 13 — 15 градусов выше, чем на удаленных от него территориях.

Гидрологические особенности точек сбора (экспериментальных площадей) заметно отличались. Так, на побережье Байкала были часты обильные дожди. Вместе с тем, на высоком супесчаном берегу р. Выдриная грунтовые воды залегают на глубине более одного метра. Стационар «Речка Выдриная», на котором собирались пробы растений, отличается отсутствием высоких деревьев и хорошим освещением.

На площадке сбора растений в г. Иркутске грунтовые воды залегают под самой поверхностью почвы, на глубине 10-20 см, почвенный грунт мелкодисперсный, глинистый. Место сбора растений хорошо прогревается и освещается с юга и юго-востока, но затенено — граничит с посадками деревьев с севера и северо-запада.

14 октября 2007 года, в 14⁰⁰ был заложен разрез в пойме реки Выдриная, 600 м от уреза оз. Байкал, левый берег реки, стационар СИФИБРа, были выделены следующие горизонты: 1) Ad (0-15 см) — темно-серого цвета, влажноватый, структура комковатая, супесь, пронизан корнями, включение слюды, горизонт не вскипает, переход по цвету; 2) A (15-31 см) — светло-серого цвета, влажноватый, рыхлый, структура комковатая, супесь, пронизан корнями, включение слюды, горизонт не вскипает, переход по цвету, на глубине от 29 до 31 см наблюдается прослойка речного песка; 3) AB (31-40 см) — погребенный горизонт, темно-серого цвета, влажноватый, структура комковатая, супесь, слабо пронизан корнями, включение слюды, горизонт не вскипает, переход по цвету; 4) B (40-60 см) — светло-серого цвета, влажноватый, рыхлый, структура комковатая, супесь, корни растений почти отсутствуют, включение слюды, горизонт не вскипает, в горизонте встречаются небольшие глинистые линзы на протяжении всего горизонта.

В 2009 г. проводились ежесуточные наблюдения за изменением температуры воздуха, почвы (горизонт 15 см) и за выпадением атмосферных осадков в районе р. Выдриная и в г. Иркутске.

Сравнение данных показало, что почва на побережье Байкала в устье р. Выдриная прогревалась сильнее в летний период, чем в Иркутске, и быстрее охлаждалась осенью, начиная с августа. В г. Иркутске кривая изменения температуры почвы намного сглаженнее, что не может не отражаться на жизнедеятельности травянистых растений. Более того, минимальная температура почв на иркутской площадке за период наблюдений составила +7 °С, а на экспериментальной площади р. Выдриная она понизилась до +3 °С. В то же время, температура воздуха в Иркутске в летние дни часто поднималась до +30 °С, тогда как на Байкале редко достигала +25 °С. Минимум температуры воздуха на р. Выдриная зарегистрирован в -5 °С, а в Иркутске -7 °С.

Таким образом, летом на иркутской экспериментальной площади воздушные массы хорошо прогревались, но с приходом осени быстрее охлаждались. Напротив, на байкальской экспериментальной площади летом растения испытывали недостаток тепла, а осенью подвергались гипотермии в меньшей степени, чем в Иркутске.

По характеру увлажнения экспериментальные площади р. Выдриная и г. Иркутска тоже отличались. Так, суммарное количество осадков в июне в 2009 г. составило 179,5 мм на р. Выдриная и 114,5 мм в Иркутске. В июле в Прибайкалье осадков выпало меньше, чем в июне. При этом на Байкале их было 75,2 мм при 68,0 мм в Иркутске, то есть на р. Выдриная в июле было менее засушливо. В августе суммарное количество осадков составило 89,1 и 75,0 мм на р. Выдриная и г. Иркутск соответственно. В сентябре и октябре количество осадков в Иркутске было, наоборот, больше, чем на

Байкале и составило соответственно 109,5 и 64,9 мм за сентябрь и 29,5 и 24,6 мм за две первые декады октября.

Таким образом, в летний период на Байкале выпадает больше атмосферных осадков, чем в Иркутске. Но быстрое просыхание хорошо дренируемых почв приводило к иссушению верхнего слоя почвы. Наоборот, в Иркутске, не смотря на меньшее количество осадков, почва, питаемая грунтовыми водами, оставалась хорошо увлажненной.

Нами было подсчитано суммарное количество осадков непосредственно за 10 дней перед отбором проб. Выяснилось, что если в июле на р. Выдриная было влажнее чем в Иркутске, то в августе непосредственно перед сбором проб растения находились в условиях недостаточной влагообеспеченности. Особенно мало осадков выпало на р. Выдриная. Наоборот, в октябре меньшее количество осадков перед сбором проб наблюдалось в Иркутске

Таким образом, лекарственные растения в Иркутске и р. Выдриная находятся в неравнозначных климатических условиях, что предполагает у них присутствие отличий в реализуемых адаптационных механизмах в зависимости от места произрастания.

Аналогичные исследования были проведены в хвое сосны сибирской, отобранной ежемесячно в разных географических точках Иркутской области — деревне Олха и поселке Мельничная Падь, заведомо отличающихся по температурам атмосферного воздуха и выпадению осадков. Отдельно следует отметить, что если Мельничная Падь располагается на побережье Иркутского водохранилища и подвергается климатоформирующему влиянию озера Байкал, то долина реки Олхи — нет.

На основании полученных экспериментальных данных по хвойным и лекарственным растениям были сделаны предварительные выводы, но без привлечения статистического и программного инструментария.

Еще в 1992 году А.И. Орлов утверждал, что без применения статистических методов научный потенциал используется далеко не в полной мере. Применение статистических методов как вид инженерной деятельности дает дополнительный стимул развития другим наукам, как это наблюдается на стыке любых дисциплин. В России до сих пор сохраняется разрыв между наукой о методах обработки данных и практикой их использования. Тем не менее, этот разрыв неуклонно сокращается, в том числе за счет адаптации накопленных в прикладной математической статистике методов для нужд прикладных исследователей, например, через создание программных продуктов. Поэтому целью дальнейшей работы стала практическая реализация статистических методов анализа с помощью среды программирования R и Statistica 7.0 для определения зависимости между абиотическими факторами и биотическими характеристиками растений. Из абиотических факторов были выбраны: температура атмосферного воздуха и количество атмосферных осадков. Биохимические данные, полученные на базе СИФИБР СО РАН, включали содержания 32-х разных жирных кислот в хвое сосны сибирской, отобранной ежемесячно в разных географических точках Иркутской области — деревне Олха и поселке Мельничная Падь, заведомо отличающихся по температурам атмосферного воздуха и выпадению осадков. Дополнительным усложняющим аспектом было проведение отбора хвои четырех разных возрастов — от нуля (новая, молодая хвоя) до трех лет. Получившийся в итоге массив данных было проблематично осмыслить без привлечения статистических расчетов.

На первом этапе осуществили однофакторный дисперсионный анализ по тесту Краскела-Уоллиса содержания жирных кислот попарно с такими факторами как место произрастания и возраст хвои.

Для трех жирных кислот выявлена достоверная зависимость только от места произрастания, для семи — от возраста хвои, и для двух кислот — от обоих факторов. Причем наименьшие значения р были характерны для линолевой кислоты C18:2(n-2) — одной из ключевых жирных кислот всего растительного царства и преобладающей в тканях хвойных.

Результаты были визуализированы с использованием возможностей среды R и были представлены 64 рисунками, первая половина которых отражала зависимость содержания жирных кислот от места произрастания, а вторая — от возраста хвои.

Очевидно, такое разнообразие рисунков хорошо для конкретизации каждого частного случая, но громоздко и потому неудобно для осмысления совокупности данных. Поэтому далее была привлечена многомерная статистика. В результате ее применения на одном компактном рисунке графически были представлены результаты статистической обработки этого же массива данных.

Анализ позволил выявить у молодой хвои в точке сбора «Олха» наиболее сильные отклонения совокупности состава жирных кислот от остального массива проб.

Для анализа зависимости активности пероксидазы в хвое сосны от внешних условий окружающей среды использовали другой метод многомерной математической статистики — метод

главных компонент, как один из методов многомерного шкалирования. Для анализа многообразия природных явлений и их воздействия на живые объекты сложно обойтись без методов многомерной математической статистики, и в случаях, когда исследователю не совсем понятно, что на что влияет, одним из наиболее подходящих для подобных случаев может быть метод главных компонент.

Метод главных компонент в R и Statistica 7.0 позволил выявить сильное влияние количества выпавших осадков на активность пероксидазы в тканях хвои сосны. Выявленного влияния температуры атмосферного воздуха на активность пероксидазы в течение года не прослеживалось. Причем среднемесячные температуры вообще не влияли на активность фермента, а более высокие температуры воздуха непосредственно в день отбора проб пусть незначительно, но все-таки несколько положительно влияли на активность пероксидазы. В то же время, недостаточное выпадение осадков относительно сильно увеличивало ее активность.

Так как увеличение активности пероксидазы считается маркером стрессового состояния, можно статистически обоснованно утверждать, что по всей видимости оводненность тканей для хвойных является более критичной, чем температура окружающей среды.

Также в работе использовались метеорологические сведения о температуре атмосферного воздуха в Иркутске и Иркутской области и научно-исследовательские данные по содержанию водорастворимых сахаров в листьях лекарственных растений пяти видов: одуванчик лекарственный, подорожник большой, тысячелистник азиатский, манжетка городчатая и вероника дубравная. Для выявления взаимосвязи этих двух параметров использовались возможности среды R для расчета корреляции.

Выявлена зависимость между абиотическим фактором окружающей среды — температурой — и биотическими характеристиками растений — на примере содержанием сахаров в листьях растений.

Показан обратный характер связи между этими двумя характеристиками — на основании значений коэффициентов корреляции и по линиям тренда.

Найдено физиологическое объяснение полученным результатам статистической машинной обработки биолого-экологических данных.

В дальнейшем планируется показать другие возможности R-программирования для обчета биологических данных с целью математически обоснованного выявления сложных взаимосвязей растительного организма с окружающей средой.

ПРОБЛЕМЫ ВЛИЯНИЯ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕГО ПРОЦЕССА НА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕ-МАРХИНСКОГО РАЙОНА

© А. В. Костюк

Ботуобинская ГРЭ, АК «АЛРОСА», Мирный, Россия, afflysh@gmail.com

Введение

Акционерная компания «АЛРОСА» (ПАО) в процессе своей производственной деятельности неизбежно оказывает техногенное воздействие на окружающую среду в виде выбросов загрязняющих веществ в атмосферу, сбросов в водные объекты, нарушения земель при проведении геологоразведочных, горных и строительных работ, при размещении отходов производства. Это воздействие обусловлено технологическими особенностями алмазодобывающего производства и регулируется путем рационального использования недр, защиты окружающей среды, снижения негативного влияния на окружающую среду.

Целью работы будет являться выявление основных факторов, которые отрицательно влияют на геоэкологическую обстановку в ходе алмазодобывающего процесса в Средне-Мархинском районе, в частности пос. Накын. Особенное внимание будет уделено таким проблемам как утилизация дренажных вод в ходе которых происходит загрязнение поверхностных и подземных вод, а также миграции загрязняющих веществ техногенного происхождения за пределы областей отвалов и хвостов.

Общее положение

Накынское месторождение — кимберлитовое поле, расположенное в 300-х километрах от г. Мирный, Якутия. В 1994 году Ботуобинская геологоразведочная экспедиция в Нюрбинском улусе открыла кимберлитовую трубку, названную в честь экспедиции «Ботуобинская». В январе 1996 года была обнаружена кимберлитовая трубка «Нюрбинская». Обе трубки находятся в Накынском рудном поле, скрытые под осадочным чехлом в 60–80 метров. Трубки оказались богатыми как по содержанию, так и по качеству алмазов. В настоящее время месторождение разрабатываются карьерным способом.

Нюрбинский ГОК Один из самых молодых и современных горно-обогатительных комбинатов компании АЛРОСА. Он работает на Накынском рудном поле, добывая алмазы из руды и песков трубки «Нюрбинская». Расположенная неподалеку трубка «Ботуобинская» только строится. Головной офис Нюрбинского ГОКа находится в городе Мирный, в то время как сами месторождения и разрабатывающие их предприятия располагаются в непосредственной близости от вахтового поселка Накын, расположенного на расстоянии около 200 км к северо-западу от города Нюрба и в 320 км к северо-востоку от города Мирный. Поселок Накын был основан в 2000 году для освоения месторождений Накынского кимберлитового поля.

Карьер «Ботуобинский» в настоящее время находится в фазе строительства, вскрышные работы начались в декабре 2012 года. Алмазная трубка «Ботуобинская» была открыта в 1994 году в 3,3 км к юго-западу от трубки «Нюрбинская». Строительство карьера «Ботуобинский» было начато в 2012 году, чтобы компенсировать истощение Нюрбинского месторождения. Проектная производственная мощность карьера — 300 тысяч тонн руды в год.

Карьер «Нюрбинский» (рис. 1), его эксплуатация началась в 2002 году. В настоящее время разработка месторождения ведется открытым способом. В 2013 году примерная глубина разработки месторождения составляла 255 м. Согласно проекту, разработка открытым способом будет вестись до глубины примерно 570 м.

Геоэкологическая обстановка

Вода рек

По отношению к 2015 году значительного влияния производственной деятельности АК «АЛРОСА» (ПАО) на качество воды рек не отмечается. Загрязнение воды рек по многим показателям сохраняется на уровне фоновых значений, за исключением взвешенных веществ, марганца и ионов аммония. Незначительное увеличение показателей по абсолютным величинам, с учетом погрешности результатов анализа, не является привнесом загрязняющих веществ, вызвано естественными факторами, и не связано с производственной деятельностью структурных подразделений Компании. Наиболее характерными загрязняющими веществами рек являются взвешенные вещества в период весеннего половодья, ионы аммония, марганец. Загрязнение носит локальный характер, и формируется вблизи населённых пунктов [3].



Рис. 1. Кимберлитовая трубка «Нюрбинская» (фото автора)

Почвы

Почвы характеризуются как незасоленные, устойчивые к техногенным нагрузкам (кроме почв Ленской площадки). Отмечается допустимый уровень загрязнения нефтепродуктами. На Ленской площадке выявлено превышение ПДК по марганцу, на Накынской площадке — выявлено превышение ПДК по марганцу (таб. 1).

Табл. 1. Результаты количественного химического анализа (КХА) состава почвы

№ п/п	Наименование показателей	Шифр методик измерений	Ед. изм.	Результат КХА с учетом неопределенности	ПДК (ОДК)
3	Влажность	ГОСТ 28268-89	%	31,3±1,6	-
4	Удельная электропроводность	ГОСТ 26423-85	мСМ/см	0,110±0,008	-
5	Органическое вещество	ГОСТ 26213-91	%	6,10±0,61	-
6	Азот общий	ГОСТ 26107-84	%	0,35	-
7	Азот аммонийный	М 03-08-2011	мг/кг	< 1,56	-
8	Азот нитратный	ПНД Ф 16.1.2:2.2:3.67-10	мг/кг	0,24±0,08	-
9	Фосфор подвижный	ГОСТ 54650-11	мг/кг	<25,0	-
10	Емкость катионного обмена	ГОСТ 17.4.4.01-84	мг-экв/100г	>40	-
11	Нефтепродукты	ПНД Ф 16.1.41-04	мг/кг	<50,0	- ¹
12	Хлорид-ион	ПНД Ф 16.1:2:2.3:2.2.69-10	мг/кг	6,10±1,46	-
13	Сульфат-ион	ПНД Ф 16.1:2:2.3:2.2.69-10	мг/кг	7,15±1,72	-
14	Фенолы летучие	ПНД Ф 16.1:2.3:3.44-05	мг/кг	0,135±0,038	-
15	Литий (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	17,3±5,2	-
16	Стронций (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	10,1±2,6	-
17	Стронций (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	130±39	-
18	Кадмий (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	<0,5	-
19	Кадмий (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	<0,8	2,0 ²
21	Железо (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	1048±314	-
22	Свинец (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	3,58±1,29	-
23	Свинец (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	<20	130 ²
24	Цинк (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	27,0±11,9	-
25	Цинк (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	162±49	220 ²
26	Медь (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	3,26±1,30	-

27	Медь (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	9,12±2,74	132 ²
28	Никель (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	6,5±2,73	-
29	Никель (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	19,8±5,9	80 ²
30	Марганец (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	91,1±27,3	-
31	Марганец (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	418±125	1500 ³
32	Кобальт (подвижная форма)	ПНД Ф 16.2.2:2.3.71-2011	мг/кг	3,80±1,60	-
33	Кобальт (валовое содержание)	РД 52.18.685-2007	мг/кг	13,16±3,95	-

Категория загрязнения всех почв, пробы которых отобраны в зоне производственной деятельности, по значению суммарного показателя загрязнения характеризуется как допустимая.

Донные отложения

В донных отложениях исследованных водоемов среди определяемых металлов доминируют железо и марганец. По коэффициентам донной аккумуляции в донных отложениях отмечается наибольшее накопление марганца. Все обследованные водные объекты отличаются высоким уровнем хронического загрязнения по железу, марганцу, цинку, меди [3].

Отходы производства

Все исследованные отходы горного производства являются практически неопасными или малоопасными и оказывают на окружающую среду незначительное негативное воздействие.

1. Гринин А.С. Промышленные и бытовые отходы. Хранение, утилизация, переработка / А.С. Гринин, В.Н. Новиков. Москва: Фаир-Пресс, 2002. 336 с.

2. Пестерев А.П. Характеристика почвенного покрова накынского кимберлитового поля // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований №8. Якутия, 2013.

3. Экологическая обстановка реки Марха [Электронный ресурс]. URL:<http://www.eecca-water.ru>

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОДИНАМИКИ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОВАНЕНКОВСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© К. В. Сесь

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука, Новосибирск, Россия
SesKV@ipgg.sbras.ru

Поиски, разведка и разработка залежей углеводородов (УВ) на больших глубинах связаны с изучением и прогнозированием гидродинамических условий нефтегазоносных отложений. Поскольку месторождения полуострова Ямал являются стратегической сырьевой базой, и в последнее время активно осваивается крупными недропользователями (ПАО «Газпром» и ПАО «Новатэк»), перспективным объектом для исследования выступают подземные воды юрских и меловых резервуаров Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. Оно является уникальным по своим запасам нефти и газа и расположено в пределах Нурминского нефтегазоносного района (НГР) центральной части Ямальской нефтегазоносной области (НГО).

Бованенковское месторождение открыто в 1971 г. первой поисковой скважиной № 51, при опробовании которой из пласта ПК₁, получен фонтан газа дебитом 251,1 тыс. м³/сут на штуцере 22,26 мм [1, 6]. Оно приурочено к Бованенковско-Харасавэйской зоне нефтегазонакопления. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла составляет 3200-3600 м [1]. Степень изученности нефтегазоносных отложений неодинакова. Меловые комплексы являются наиболее изученными, юрские — в наименьшей степени, а палеозойские образования вскрыты лишь единичными скважинами в пределах южного купола месторождения [6]. Промышленная нефтегазоносность установлена в пластах маррессалинской (ПК₁, ПК₉, ПК₁₀), (ХМ₁, ХМ₂), танопчинской (ТП₁₋₆, ТП₇₋₈, ТП₉, ТП₁₀₋₁₁, ТП₁₂, ТП₁₃₋₁₄, ТП₁₅₋₁₆, ТП₁₇, ТП₁₈), ахской (БЯ₁, БЯ₂, БЯ₄, БЯ₅), малышевской (Ю₂, Ю₃), джангодской (Ю₁₀) и левинской (Ю₁₂) свит, охватывающих разрез от сеномана до нижней юры. Основной по запасам газа является залежь пласта ТП₁₋₆, для которой экраном служит регионально распространенная толща глин яронгской свиты [1].

В основу настоящего исследования положены результаты испытания более 100 объектов 37 геологоразведочных скважин, а также материалы интерпретации ГИС и лабораторных исследований керна (более 500 образцов).

Согласно принятой гидрогеологической стратификации [3] в вертикальном разрезе Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСОБ) выделяются два гидрогеологических этажа — верхний и нижний. Верхний — зона активного водообмена, включает отложения олигоцен-четвертичного возраста и отделяется от нижележащих водоносных толщ регионально развитой турон-олигоценовой глинистой толщей. Нижний гидрогеологический этаж является зоной затрудненного и застойного водообмена, и включает меловые, юрские отложения и образования палеозойского фундамента. Залежи нефти и газа приурочены к отложениям нижнего гидрогеологического этажа, в пределах которого, согласно уточненной нами гидрогеологической стратификации, выделяются четыре водоносных комплекса (снизу — вверх): палеозойский, юрский, неокомский и апт-альб-сеноманский. Верхнеюрский гидрогеологический комплекс, выделяемый на всей территории ЗСОБ, заглинизирован на большей части полуострова Ямал [5]. Для всех водоносных комплексов характерно пологое, близкое к горизонтальному залегание, преимущественно терригенный состав и надежная изоляция водоупорами. Гидродинамическая обособленность комплексов нарушается лишь на локальных участках, где развиты многочисленные тектонические нарушения и литологические окна [5].

Детальный анализ структуры гидродинамического поля позволил установить основные гидродинамические особенности юрско-меловых отложений. В вертикальном гидродинамическом разрезе четко проявляется две зоны: первая (до глубины 2000 м) характеризует резервуары с гидростатическими пластовыми давлениями, а вторая — с повышенными и АВПД (рис.1). На фоне наиболее газонасыщенной части разреза выявлены ряд резервуаров с несколько пониженным уровнем пластовых давлений, что является прямым следствием нахождения здесь уникальных газовых залежей в сеномане. Большинство изученных юрских объектов приурочено к зоне АВПД с величинами Ка до 1,7.

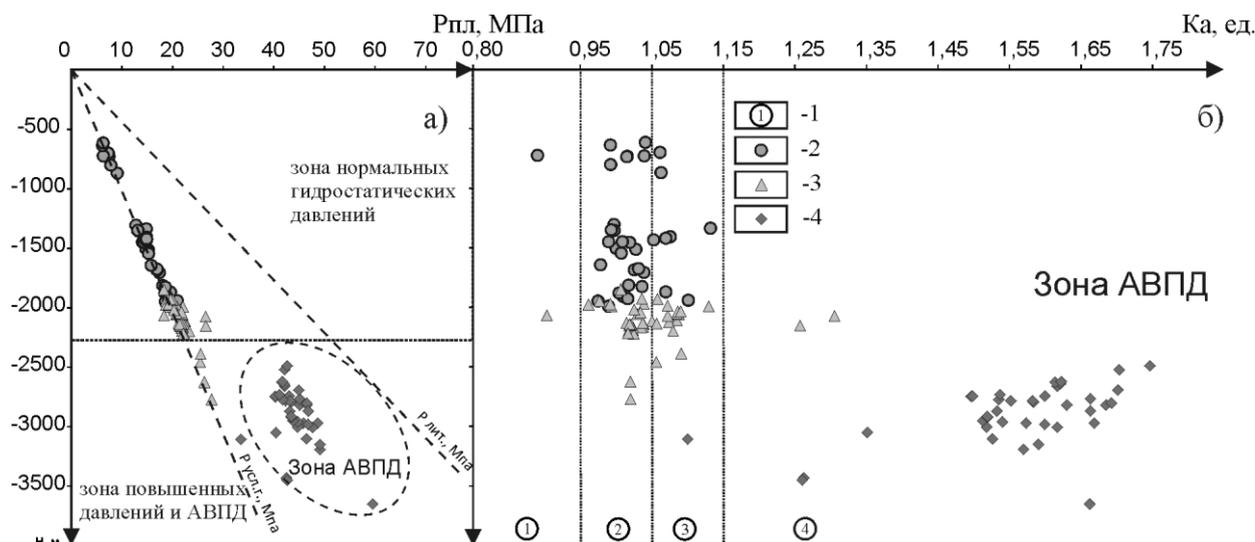


Рис. 1. Зависимость пластовых давлений и коэффициента аномальности с глубиной.

Условные обозначения: 1-зоны давлений по М.Б. Букаты, В.А. Зуеву [2]: 1 — пониженных (0,8-0,95); 2 — нормальных (0,95-1,05); 3 — повышенных (1,05-1,15); 4 — аномально-высоких (более 1,15); изученные комплексы: 2-апт–альб–сеноманский; 3-неокомский; 4-юрский.

Приведем некоторые примеры, характеризующие гидродинамические черты водонапорной толщи юры и мела Бованенковского месторождения. Глубина залегания кровли юрских отложений варьирует в пределах от 2400 до 3000 м. Характер строения толщи достаточно сложный и отличается неоднородностью литологического состава и фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Так, пористость изменяется в интервале от 3 до 24 %, при среднем значении 10,6 %. Коэффициент гидропроводности варьирует от 0,003 до 3,64 мкм²·м/МПа·с. Практически на всей исследуемой территории преобладают АВПД (пластовые давления составляют от 40 до 49 МПа), коэффициенты аномальности изменяются от 1,26 до 1,75. Например, в мальшевском резервуаре значения Ка варьируют в пределах от 1,5 до 1,75. Наиболее высокие значения пластовых давлений (Рпл более 42 МПа, Ка=1,7-1,75) характерны для южного купола месторождения (район скв. 119 в интервалах 2484-2499 и 2518-2529 м). На незначительном удалении в скв. 132 на больших глубинах в интервалах 2624-2635 и 2612-2635 м значения Ка снижаются до 1,6. На северном же куполе месторождения Ка в целом снижаются, и варьируют в интервале от 1,5 до 1,7.

Меловая водонапорная толща представлена отложениями неокомского и апт-альб-сеноманского комплексов. Первый представлен переслаиванием песчаных и глинистых пород ахской и нижней части танопчинской свит. Глубина залегания кровли неокома может достигать 1800-2200 м. Пористость изменяется от 2 до 26 %, составляя в среднем 19 %. Коэффициент гидропроводности варьирует в широких пределах от 0,001 до 167 мкм²·м/МПа·с, достигая своего максимального значения в скв. 119 (пласт БЯ₂). В неокомском комплексе доминируют нормальные и повышенные пластовые давления с величиной от 20 до 23 МПа (Ка изменяется от 1,01 до 1,13). На этом фоне выделяются скв. 119 и 132, где в продуктивном пласте БЯ₅ (в интервале 2072-2077 и 2150-2160 м) выявлены АВПД, значения пластовых давлений достигают 27 МПа (Ка =1,26-1,31).

Отложения апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса представлены переслаиванием песчаных и глинистых пород танопчинской (до пласта ТП₁₆), яронгской и марресалинской свит. Апт-альб-сеноманский комплекс залегает на глубинах от 600 до 1500 м. Отложения комплекса характеризуются наиболее высокими ФЕС. Так, пористость изменяется от 11 до 39 %, составляя в среднем 24 %, а коэффициент гидропроводности варьирует в интервале 3·10⁻³-167 мкм²·м/МПа·с. При этом, в пласте ТП₁₋₃ скв. 130 зафиксированы наибольшие значения коэффициента гидропроводности составляющие 128 мкм²·м/МПа·с. Для комплекса характерны нормальные и повышенные пластовые давления от 14 до 20 МПа, коэффициент аномальности изменяется в пределах Ка=0,99-1,13, в среднем составляет 1,02. На этом фоне выделяется резервуар марресалинской свиты (скв. 69) с пониженным значением пластовых давлений (Рпл = 6 МПа, Ка=0,89).

Таким образом, основной гидродинамической особенностью юрских и меловых отложений Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения является широкое развитие аномально высоких пластовых давлений (АВПД) ниже 2,0 км, как в юрских, так и в неокомских горизонтах. Случаи повышенных и аномально высоких давлений следует трактовать, как признак высокой степени закрытости недр, характерной для гидрогеологической системы элизионного типа [4, 5]. Особенностью юрской части разреза является глинизация проницаемой части верхнеюрского гидрогеологического комплекса. По мере погружения гидрогеологических комплексов наблюдается закономерное снижение ФЕС (пористости, гидропроводности и др.) коллекторов. Установлено, что наибольшей гидропроводностью обладают коллекторы апт-альб-сеноманского и неокомского комплексов, виду более высоких ФЕС, что в целом является закономерным для всего ЗСОБ, где подземные воды меловых отложений интенсивно используются в качестве агента заводнения при разработке залежей УВ.

1. Брехунцов А.М., Битюков В.Н. Открытые горизонты. Том 5. Серия: Энергия Ямала. — Тюмень. — Сибирский научно-аналитический центр. — 2005. — 708 с.
2. Букаты М.Б., Зуев В.А. Обработка и интерпретация данных в нефтегазопроисковой гидрогеологии: учебное пособие. — Томск: ТПУ. — 1990. — 96 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XVI: Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). — М.: Недра, 1970. — 368 с.
4. Карцев А.А. Нефтегазовая гидрогеология. — М.: Недра, 1992. — 208 с.
5. Новиков Д.А. Перспективы нефтегазоносности среднеюрских отложений полуострова Ямал по гидрогеологическим данным // «Геология нефти и газа», № 6, 2013. — С. 65-74.
6. Скоробогатов В.А. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала / В.А. Скоробогатов, Л.В. Строганов, В.Д. Копеев. — М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. — 352 с.

АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНАХ ЛЕСНЫХ ПОЖАРИЩ

© А. В. Украинцев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ukraintsev87@bk.ru

Лесные пожары являются мощным фактором, определяющим миграцию химических элементов из живого вещества в окружающую среду. Причем элементы мигрируют как в растворимой форме, так и в составе дисперсных аэрозольных частиц. По данным исследователей, при сгорании лесных горючих материалов (древесина, кустарник, трава, мох, лишайник и т.д.) в виде дымовых частиц в атмосферу выносятся от 0,2 до 1 т аэрозольного вещества с 1 га сгоревшего леса [1]. Кроме этого, участки, пострадавшие от крупных пожаров, способны в течение нескольких лет после прохождения огня поставлять в атмосферу частицы, образующиеся вследствие постепенного разрушения обугленной растительности.

Считается, что аэрозольную дымовую эмиссию во время лесного пожара формируют три одновременно протекающих процесса. Во-первых, с горящего растительного покрова в атмосферу выносятся минерально-почвенные пылинки, подхваченные восходящими потоками горячего воздуха. Такие пылевые частицы накапливаются на поверхности растений задолго до пожара, в течение многих лет. При горении происходит прогрев крупинок, в результате которого они могут дезинтегрироваться на более мелкие части. Второй процесс связан с образованием дымовой эмиссии в зоне пламенного горения. Крупинки постоянно поступают в пламя вследствие термомеханического разрушения горячей биомассы. Органический материал выгорает частично или полностью, крупинки уменьшаются в размерах и выносятся горячими потоками за пределы пламени, где частицы остывают, формируя аэрозольную эмиссию. Третий процесс связан с тем, что из прогретого растительного материала испаряется (сублимируется) большое количество паров органических веществ, входящих в древесный состав (смолы, лигнины, деструктурированная целлюлоза). Некоторая их часть остается несгоревшей, пары попадают в более холодную зону над пламенем и конденсируются в частички субмикронных размеров. Здесь же протекают процессы коагуляции, формируя более крупные частицы. По данному механизму образуются в основном субмикронные и околомикронные дымовые частицы [2].

Леса, поврежденные пожарами, также способны производить аэрозольное загрязнение в течение нескольких лет после прохождения огня. Большое количество обугленной, интенсивно разрушающейся растительности поставляет в атмосферу дисперсные частицы различных фракций. Для получения информации о поступлении частиц на подстилающую поверхность, мы исследовали состояние снежного покрова на лесных пожарищах различных возрастов и сопредельных с ними территориях. Снежный покров является интегральным показателем загрязнения территории, он содержит в себе пылевые частицы, накапливающиеся с момента его образования до момента отбора пробы.

При выборе района исследования мы опирались на существующее пирологическое районирование байкальских лесов. Наиболее высокие показатели фактической горимости фиксируются в центральных районах республики Бурятия. Скорость восстановления сгоревших территорий не совпадает с темпами ежегодного пожарного повреждения, поэтому все большие участки леса занимают гари различных возрастов. Зимой 2014-2015 года нами исследовались лесные участки в Заиграевском районе республики Бурятия, поврежденные крупными пожарами в 2010, 2011 и 2014 годах, а также участок в зоне атмосферного переноса частиц, который находился на удалении около 4 км от пожарищ 2010 и 2011 годов, и около 10 км от пожарища 2014 года. Это обеспечило возможность сравнить уровни загрязнения непосредственно в месте пожарищ различной давности и в зоне их атмосферного влияния. На каждом участке отбиралось по 5 образцов снежного покрова. Опробование производилось в конце периода снегонакопления, что позволило получить данные о количестве загрязнения за весь зимний период. Снег отбирался на всю его мощность, за исключением непосредственно соприкасающегося с почвой слоя. Участок для сбора снега выделялся картонной рамкой, выполненной в форме квадрата со сторонами по 0,5 м. Пробы снега собирались в полиэтиленовые пакеты, снег транспортировался и растаивался в этих же пакетах при комнатной температуре. Нерастворимые частицы отделялись от талой воды методом декантации или отмучивания. Отстаивание происходило в течение 2-х суток, после чего вода сливалась с отстоявшегося осадка. Частицы, выпавшие на дно, высушивались и подготавливались для изучения их морфологии и химического состава.

Увеличенные показатели общей массы нерастворимых дисперсных частиц в снеге, отобранном на пожарищах, по сравнению с показателями зоны атмосферного переноса, подтверждают влияние последствий пожаров на их накопление. Снимки частиц со всех исследованных участков, полученные с помощью электронного микроскопа, позволили посчитать среднее количество частиц различных

фракций. Максимальное количество частиц всех размеров фиксируется на пожарище годового возраста.

На всех участках более 80% от количества частиц представлены субмикронной и околомикронной фракцией (рис 1). В зоне атмосферного переноса наблюдается значительное повышение количества частиц мелко- и среднедисперсной фракции по сравнению с пожарищами, возраст которых превышает 1 год. При этом общая масса дисперсных частиц в снежном покрове на пожарищах больше, чем в зоне атмосферного переноса. Это можно объяснить тем, что в результате послепожарного разрушения обгоревшей растительности, пожарища поставляют в атмосферу частицы различных фракций, из которых наиболее крупные обладают меньшей миграционной способностью и оседают в районе пожарища.

Для выяснения химического состава полученных частиц в зависимости от их морфологии использовался метод энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDX-элементного анализа). В образцах, отобранных непосредственно на пожарищах, в большом объеме представлены различного вида углеродистые частицы — от субмикронных конденсированных фракций до относительно крупных крупинок пироженно поврежденного растительного материала. Также присутствуют минерально-почвенные частицы, содержащие в себе оксиды кремния и железа, алюминий, медь. Необходимо отметить, что количество частиц, содержащих в себе углерод и его соединения в снежном покрове пожарища 2014 года выше, чем в снежном покрове пожарищ 2010 и 2011 годов. Это вполне согласуется с данными о химическом составе снежного покрова на пожарищах [3]. В первый послепожарный год процессы разрушения поврежденной огнем растительности протекают наиболее активно, поставляя в атмосферу дисперсные частицы различных размерных фракций.

Результаты спектроскопии частиц зоны атмосферного переноса показали, что углерод и его соединения представлены в частицах околомикронного размера, судя по структуре, сформировавшихся по конденсационно-коагуляционному механизму. Относительно крупные фракции (от 2 мкм и более) представлены минерально-почвенными частицами. Это значит, что крупные углеродистые частицы, образующиеся в зоне пожарищ в результате механического разрушения горячей биомассы, не так активно вовлекаются в атмосферную миграцию, как суб- и околомикронные конденсированные частицы сублимированного во время горения органического материала.

Таким образом, пожарища на протяжении нескольких лет поставляют в снежный покров экологически опасную тонкодисперсную пыль. Основная масса частиц имеет субмикронные или околомикронные (до 2 мкм) размеры. В составе тонкодисперсных частиц преобладает углерод. Наряду с органическим веществом присутствуют частицы минерально-почвенного происхождения, которые вовлекаются пожаром в интенсивную миграцию, они содержат Si, Al и другие элементы.

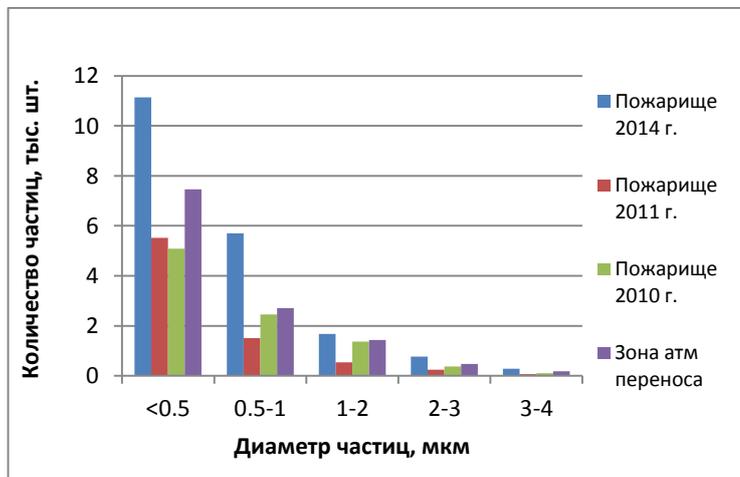


Рис. 1. Распределение дисперсных частиц по размерам на 0,1 мм² площади электронных снимков

1. Самсонов, Ю.Н. Химический состав и дисперсные характеристики дымовой аэрозольной эмиссии от пожаров в бореальных лесах Сибири / Ю.Н. Самсонов [и др.] // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21, №6. С. 523-531.

2. Самсонов, Ю.Н. Дисперсные и морфологические характеристики дымовой аэрозольной эмиссии от пожаров в бореальных лесах Сибири / Ю.Н. Самсонов, О.А. Беленко, В.А. Иванов // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23, №6. С. 423-431.

3. Украинцев, А.В. Использование химического состава снега для оценки долгосрочного влияния лесных пожаров на экологическое состояние территорий / А.В. Украинцев, А.М. Плюсин, Д.И. Жамбалова // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2016. №2. С. 56-62.

СПЕЦИФИКА ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЯ В ЗОНАХ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

© М. С. Холодова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, akimova@igc.irk.ru

В работе отражены результаты исследований гидрохимического состава зимних атмосферных осадков в промышленных городах Прибайкалья — Усолье-Сибирское, Шелехов, Свирск, Иркутск. Цель исследования — изучение особенностей основного ионного состава снеговой воды в промышленных зонах городов Прибайкалья, как показателя техногенного загрязнения атмосферы разными типами производств.

Материалом послужили данные по химическому составу зимних атмосферных осадков, отобранных за период 2008-2012 гг. в зонах воздействия промышленных предприятий городов Иркутской области. Всего было отобрано и подготовлено для анализа 62 снеговых проб. Пробы снега, весом до 10-15 кг каждая, отбирали в полиэтиленовые мешки. Снег растапливали при комнатной температуре и фильтровали. Все работы по отбору, подготовке и анализу снеговых проб проводились в соответствии с методическими рекомендациями и руководством по контролю загрязнения атмосферы (РД 52.04.186 № 2932-83). Для определения элементного состава проб применялся комплекс современных методов в аккредитованном аналитическом центре ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Состав атмосферных осадков характеризует данную местность, отражая не только тип ее географического ландшафта, но и характеризует главные источники загрязнения территории. Результаты проведенных исследований позволили выявить особенности гидрохимического состава снеговой воды, в зависимости от техногенного загрязнения атмосферы различными типами производств, характерными для определенных городов.

В течение периода исследований наибольшая минерализация снеговой воды наблюдалась в пробах, отобранных на территории г. Усо́лья-Сибирского. Среднегодовое суммарное содержание ионов в промышленных районах города составило 228,4 мг/л. Сумма ионов в пробах растворенной фракции снега, отобранных на территориях городов Свирск, Шелехов, Иркутск значительно ниже — в среднем 76,4, 35,5 и 29,9 мг/л, соответственно. Средняя концентрация хлорид-иона в снеговой воде г. Усо́лья-Сибирского составила 12,84 мг/л, что в свою очередь в 4-12 раз превышает этот показатель для других исследуемых городов. Такие высокие значения хлорид-иона в зимних атмосферных осадках г. Усо́лья-Сибирского, связаны с техногенным воздействием крупного химического предприятия «Усо́льехимпром», производившего хлор, методом диафрагменного электролиза соляного раствора.

В г. Шелехов градообразующим предприятием является Иркутский алюминиевый завод (ИркАз). Ежегодно в атмосферу города поступает порядка 40 тыс.т загрязняющих веществ [1]. Производство алюминия сопровождается выделением большого количества газообразных и твердых отходов, содержащих фтористые и смолистые соединения. При техногенной эмиссии от ИркАз, фтор переносится атмосферными потоками на значительные расстояния по направлению преобладающих северо-западных ветров. Помимо фтора, для руд, используемых в алюминиевом производстве, характерно высокое содержание натрия [2], который также в значительных количествах с техногенными выбросами поступает в окружающую среду. В связи с этим, загрязнение ИркАзом атмосферы г. Шелехова и прилегающих территорий приводит к специфичным изменениям ионного состава снеговой воды — высоким средним концентрациям фтора (9,96) и натрия (8,28) мг/л, соответственно в 8-30 и 2-30 раз, превышающим таковые в пробах, отобранных на территориях других промышленных городов Прибайкалья.

Самой крупной компанией по производству свинцово-кислотных аккумуляторных батарей в Восточной Сибири, является ЗАО «Актех-Байкал», которая находится на территории г. Свирска. Аккумуляторное производство сопровождается поступлением в окружающую среду химических соединений свинца и серы, что создает зоны повышенного загрязнения этими потенциально токсичными элементами. Проведенные исследования на территории г. Свирск обнаружили повышенное содержание сульфат-иона в пробах снеговой воды — средняя концентрация SO_4 составила 24,73 мг/л, наибольшая — 44,2 мг/л. Сравнительный анализ концентраций сульфат-иона в пробах снеговой воды городов Иркутской области показал, что в г. Свирск наблюдаются наибольшие концентрации этого макрокомпонента, в среднем превышающие в 3-5 раз показатели, полученные для других промышленных территорий.

В отличие от вышерассмотренных городов, г. Иркутск не обладает, характерными именно для него промышленными производствами загрязняющими атмосферу теми или иными макроэлементами. Результаты гидрохимического анализа проб снеговой воды, отобранных в производственных районах, не позволили выявить высокие концентрации макроэлементов, отражающих специфику промышленных выбросов, относительно других исследуемых городов Прибайкалья.

Таким образом, установлена отчетливая прямая связь между загрязнением атмосферы промышленными выбросами производств, для которых характерно преобладание определенных макроэлементов в технологическом процессе и накоплением этих элементов в снеговой воде прилегающих территорий. С одной стороны, это подчеркивает важнейшую роль снегового покрова как объективного показателя загрязнения атмосферы, с другой — по специфике гидрохимического состава позволяет выявить техногенные источники поступления загрязняющих веществ.

1. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2014 году». — Иркутск: Форвард, 2015 г. 328 с.: ил.

2. Справочные данные. Энергетическое топливо СССР. М.: Энергоатомиздат, 1991. 184 с.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НАЛЕДЕЙ НА МАЛЫХ РЕКАХ И РУЧЬЯХ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ОТРОГОВ ХРЕБТА ЦАГАН-ДАБАН

© В. Н. Черных, Д. М. Аюшеева

Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, geosibir@yandex.ru, dimka71323@mail.ru

Образование наледей в зимний период года характерная особенность малых рек Селенгинского среднегорья. Начало образования наледей связано с промерзанием рек и грунтов в районах с избыточным грунтовым увлажнением. В течении холодного периода, который длится около 5 месяцев, излившиеся подземные воды образуют ледяные поля площадью в несколько квадратных километров и мощностью в 2 м и более. Эти ледяные поля играют важную роль в гидрологическом режиме малых рек Селенгинского среднегорья, определяют состояние экосистем и влияют на хозяйство территории, являясь причиной чрезвычайных ситуаций. Наледи, это надежный маркер запасов грунтовых подземных вод, они отражают направленность климатических процессов. Кроме того, изучение изменчивости наледей на малых реках позволяет ответить на вопросы о роли природных и антропогенных факторов в трансформации ландшафтов территории.

Традиционно в наледеведении используются дистанционные и полевые методы исследования [2]. Дистанционные методы позволяют изучать обширные территории с выявлением очагов образования наледей в долинах рек, получать данные об их многолетней динамике, оценивать масштабы развития явления и решать круг других разнообразных вопросов. Использование современных информационных технологии и ГИС систем расширяет возможности применения метода. В этой связи эффективно использование мультиспектральных космических снимков. Подобные снимки сейчас находятся в открытом доступе и их использование практически не ограничено. В данной работе многолетняя изменчивость наледей изучалась на основе мультиспектральных снимков Landsat, полученных с сайта геологической службы США. Так как важнейшей задачей ставилось изучение наледей на малых реках и ручьях, расположенных в лесной зоне, то подбирались преимущественно апрельские снимки, за период 1995-2015 годы. В это время на большей части исследуемой территории снег в основном тает, за исключением самых высоких водоразделов хребтов, поэтому ледяные поля четко различимы, в том числе и среди древесной растительности. Для получения достоверной информации создавались композиты на основе сочетания каналов 3-2-1 (естественные цвета) для снимков Landsat 4-5 TM (для снимков Landsat 8, каналы 4-3-2), а также комбинации каналов 3-5-6 и 4-6-7 для Landsat 4-5 TM и Landsat 8 соответственно. Вторая используемая комбинация позволяет различать наледи и русловые запасы льда в условиях снежного покрова, что помогает при дешифрировании отдельных объектов, также позволяет оценить состояние таяния наледи. Лед на таких снимках выделяется красным фототонном, что достигается благодаря особенностям отражения света от снега и льда.

Обширная территория, включающая хребет Цаган-Дабан преимущественно в таежном поясе, его отроги и межгорные котловины, в которых заложены долины малых рек, определяет трудности в охвате полевыми исследованиями, поэтому динамика наледей изучалась маршрутными исследованиями на реках Брянка, Аргунь, Куйтунка, Воровка. Полустационарные наблюдения за отдельными наледями были установлены в 2014 году в верховьях реки Куналейки. В ходе полевых работ подсчитывались площади наледей и запасы льда. Также производилась gps-привязка объектов для наблюдения за изменением их локального позиционирования (что не всегда удается сделать по космоснимкам) и конфигурации.

Для выявления взаимосвязи развития наледей привлекались данные по количеству осадков теплого времени года и температурам воздуха с метеостанции «Тарбагатай» в устье реки Куйтунки, данные по снежному покрову, полученные в ходе снегомерных съемок в верховьях реки Куналейки.

В ходе исследования, которое проводилось с 2014 года, выявлены основные закономерности наледообразования на малых реках в отрогах хребта Цаган-Дабан.

1. В естественных условиях наледи образуются ежегодно в одних и тех же местах. Подобная стабильность обусловлена геоморфологией и гидрогеологическими особенностями территории. Долины рек, притоков Селенги 1-го порядка преимущественно ящикообразные, шириною до 4 км в профиле которых отчетливо выделяются неширокая пойма, долины рек и ручьев 2-3 порядков V-образные. Близкое залегание коренного фундамента и незначительная мощность рыхлых отложений определяют расположение водоносных горизонтов на глубинах от поверхности до первых десятков метров. Перегибы долин с близким залеганием коренных пород, слияния водотоков в условиях пологого дна и выходов на поверхность грунтовых вод являются типичными местами

формирования наледей. Отдельные небольшие наледи формируются у истоков малых рек и ручьев. Анализ разновременных космических снимков за последние 20 лет показывает относительную стабильность в миграции наледей по руслам малых рек. Изменения местоположения фиксируемых объектов в долине реки Куналейки по данным измерений не превышает нескольких десятков метров. Исключительные случаи смены местоположения отдельных наледей связаны с антропогенным воздействием. Так, на ключевом участке в верховьях реки Куналейки в 2015 году зафиксирована наледь, которой на данном участке долины ранее не было. В 2016 году она располагалась в том же месте. Причиной возникновения наледи на данном участке стало уплотнение грунтов, которое нарушило гидрогеологические условия в приповерхностном слое горных пород, что привело к разгрузке грунтовых вод выше зоны изменения. Уплотнение грунтов связано с постоянным движением грузовых автомобилей, которые с 2015 года возят лес с порубочной деляны на правом берегу реки Куналейки.

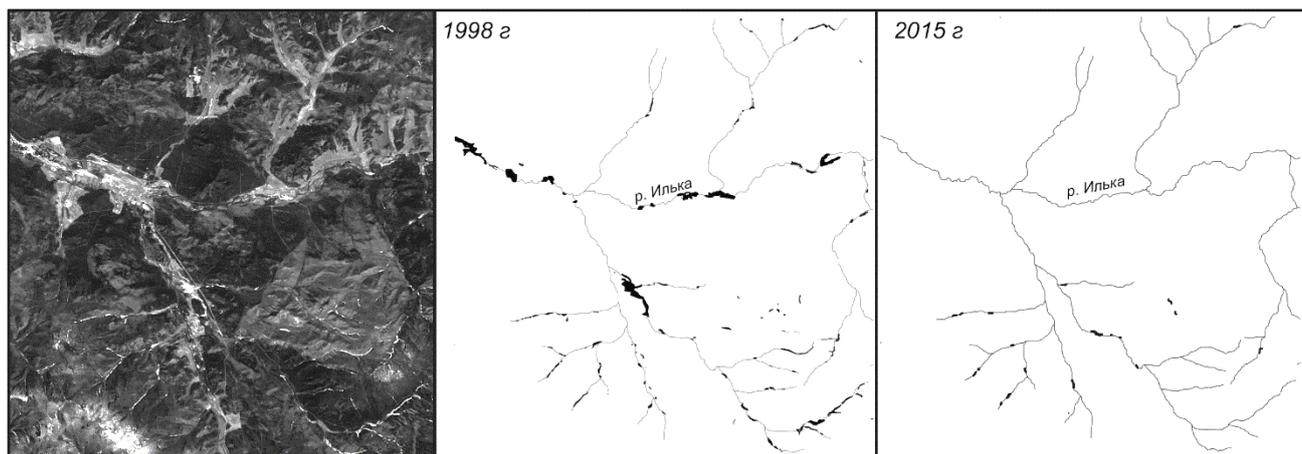


Рис.1. Динамика наледей на малых реках: слева — фрагмент космического снимка Landsat 4-5 (апрель 1998г), фрагмент схемы состояния наледей по годам на том же участке (река Ильяка и некоторые притоки).

2. По площади и запасам льда большинство наледей рассматриваемой территории относятся к малым [1]. Площадь самого большого объекта, наледи в районе слияния рек Брянки и Ильки с координатами $51^{\circ}46'38.75''$ N $108^{\circ}20'4.39''$ E в период максимального развития в апреле 1998 года составляла 18 км^2 . Площади самых маленьких объектов, в верховьях рек и ручьев, едва превышают 100 м^2 . Несмотря на это, запасы воды, заключенные в наледях таковы, что позволяют при таянии обеспечивать сток малых рек весной и в начале лета, когда осадков на территории практически не выпадает.

3. Последние годы наблюдается катастрофическое сокращение количества, площадей и запасов льда наледей в долинах малых рек и ручьев. На рис.3 представлена динамика наледей за последние 20 лет. Наибольшего развития наледи достигали в 1995-2000 годах. Тогда на всех малых реках и ручьях территории насчитывалось 605 наледей. По результатам изучения космических снимков 2013 года их количество сократилось в 3 раза, до 209 (рис.1).

Неуклонное сокращение площадей наледей показывают и результаты полевых наблюдений. В 2016 году интенсивность наледообразования на исследуемых объектах сократилась в 3 раза по отношению к 2014 году.

4. Интенсивность развития наледей на малых реках Цаган-Дабана зависит от природно-климатических факторов и антропогенной деятельности. Начало наледообразования связано с низкими температурами воздуха, при которых реки и грунты насыщенные влагой быстро промерзают. В долинах рек Цаган-Дабана по данным метеостанции «Гарбагатай» в отдельные годы уже в октябрь-ноябре фиксируются температуры воздуха ниже 30°C . Если низкие температуры воздуха наблюдаются позже, то и наледообразование начинается позже. При этом наледи, расположенные ниже по течению рек, получают дополнительную влагу и интенсивнее развиваются. Велика теплоизолирующая роль снежного покрова, особенно в лесном поясе. Так, в 2016 году на ключевом участке в верховьях реки Куналейки толщина снежного покрова на льду в январе составляла 50 см, толщина льда на реке всего 5 см. Река в этот момент на данном участке до дна не промерзла и процессы наледообразования еще не начинались.

Для пополнения в теплый период запасов грунтовых вод на столько, чтобы зимой наблюдалось активное образование наледей, необходимо значительное количество осадков с повторяемостью в несколько лет. Так, в указанный ранее период интенсивного развития наледей 1995-2000 годы сумма осадков теплого времени года составляла 164,4-234 мм. За последние 5 лет произошло сокращение до 95-106,3 мм, то есть в 2 раза. Это явилось одной из причин сокращения запасов грунтовых вод и как следствие — мощности наледей. Прямая зависимость таким образом четко прослеживается — последние 10 лет наблюдается усиление засухи в Забайкалье и площади наледей неуклонно сокращаются. Если принять во внимание интегральную зависимость интенсивности наледеобразования от количества осадков, то при сокращении осадков в 1,5-2 раза, площади наледей должны были сократиться таким же образом, что подтверждается наблюдениями в 2000-2010 годах. В дальнейшем, даже при увеличении повторяемости засух площади наледей могут сократиться и в 3 раза. Но на исследуемой территории произошло сокращение в 3-6 раз. Дальнейшие наблюдения позволят ответить на вопрос о роли лесов в процессах влагообмена, но уже можно говорить о том, что причина сокращения наледей в верховьях рек Цаган-Дабана, это изменение водного баланса в сторону увеличения испаряемости в результате пожаров и последующей вырубки лесов.

5. Изменчивость наледей и динамика наледеобразования оказывают значительное влияние на жизнь и хозяйство населения в долинах малых рек Цаган-Дабана. В долинах малых рек, сток которых формируется в отрогах Цаган-Дабана, проживает около 20 тыс. человек. На берегах этих рек, которые относятся к бассейнам Уды, Тугнуня и Куйтунки, расположено 16 населенных пунктов с числом жителей более 1000 человек в Тарбагатайском, Заиграевском и Мухоршибирском районах Республики Бурятия. Районы эти преимущественно сельскохозяйственные. Культурные луга в поймах долин орошаются водой из рек, они являются водопоями для скота и источниками водоснабжения. В условиях усиления засухи сокращение стока рек ведет к значительному экономическому ущербу. При отсутствии стока, особенно в начале лета, возникает катастрофическая ситуация с обеспечением хозяйства водой и как следствие, приводит к экономическим потерям. Так, в начале лета 2016 года сток на реках Куйтунка и Куналейка в районах расположения населенных пунктов отсутствовал. Местному населению пришлось сократить поголовье скота, а осенью, закупать корма из других районов. Сток этих малых рек в конце мая — начале июня обеспечивается благодаря таянию наледей в верховьях рек. Из-за сокращения запасов льда воды не хватило до начала периода, когда начинают выпадать летние осадки.

При чрезмерном развитии наледей случаются подтопления населенных пунктов. Весной подтапливаются большинство населенных пунктов в долине реки Куйтунки, села Верхний Саянтуй и школа-интернат рядом с этим населенным пунктом в долине малой реки Саянтуй, дачные товарищества и автодорога республиканского значения в долине реки Воровки, поселок Заиграево, Старая Брянь в долине Брянки и другие. До 2010 года подобные подтопления происходили ежегодно. Особенно катастрофическими они были в период 1995-1998 годы. Так, на защиту от подтоплений с. Тарбагатай в 2009 году из бюджета района было выделено 1,5 млн рублей. Практически столько же в год тратится на центральную котельную и систему отопления в этом селе. В населенных пунктах, которым угрожают наледи, борьба с ними начинается с ноября. Основной способ борьбы — задержание речных и подземных вод и накопление наледей за пределами населенных пунктов (рис.3) и строительство защитных дамб. Зачастую эти методы борьбы не приводят к желаемому результату.

Работа выполнена при поддержке гранта БГУ.

1. Алексеев В.Р. Наледи и наледные процессы. Вопросы терминологии и классификации / В.Р. Алексеев. — Новосибирск: Наука, 1978. — 188 с
2. Алексеев В.Р. Наледеведение: словарь-справочник / В.Р. Алексеев. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. — 438 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОТЕРМ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ И БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ

© М. К. Чернявский, А. В. Украинцев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, mitchell1977@mail.ru

Среди всего многообразия минеральных вод на территории Бурятии термальные источники занимают одно из первых мест по перспективам освоения в будущем. Хотя они и распространены крайне неравномерно. Более половины всех гидротерм расположены на восточном побережье оз. Байкал и в Баргузинской долине (Рис.1). В данном районе формируются разнообразные по своему температурному, химическому, микроэлементному составу воды, обладающие ценным бальнеологическим и рекреационным потенциалом, которые могут применяться для лечения широкого круга заболеваний, их ресурсы не используются в полной мере. При этом в южной части термальные воды вскрываются только скважинами. Например, скважина Сухая (Загза): в 1938-1940 гг. были пробурены 2 скважины в ходе поисков нефти. Одна из них, глубиной 227,5 м, вскрыла под третичными отложениями гнейсы и дала воду с температурой 35° С. Другая глубиной 150 м, встретила термальную воду в третичных песчано-глинистых отложениях. Тип воды — термальная гидрокарбонатно-натриевая. Сейчас используется как сейсмопрогнозная скважина ГИН СО РАН и так же местными жителями и туристами, как место отдыха и принятия лечебных процедур. На северном Байкале находятся источники Хакусы и Фролихинский.

В основном термальные источники расположены в центральной части побережья. Это такие гидротермы как Горячинск, Золотой Ключ, Змеинный, Кулиные болота, Давша, но наиболее богата горячими источниками Баргузинская долина.

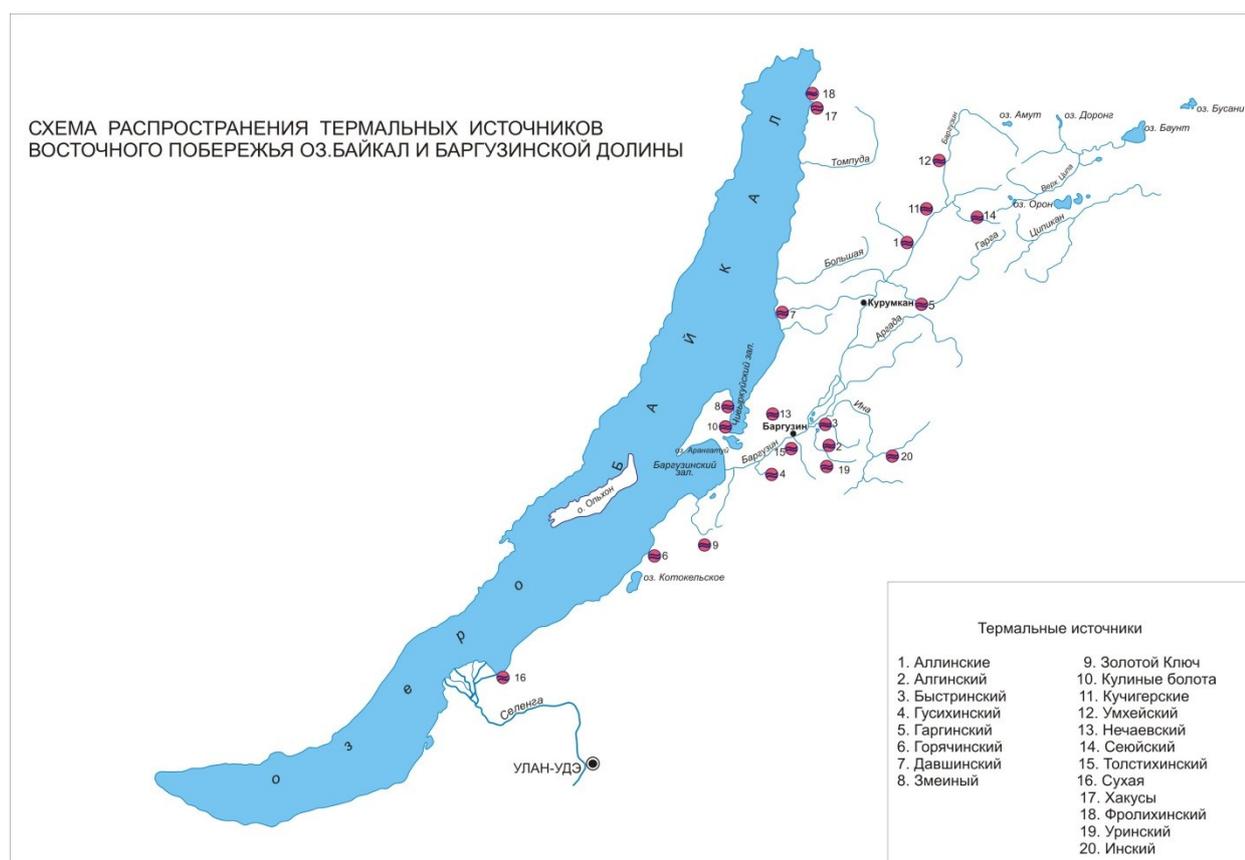


Рис.1.Схема распространения термальных источников восточного побережья оз.Байкал и Баргузинской долины.

Баргузинская впадина является одной из крупнейших впадин Байкальского типа, в пределах которой находится большое количество выходов термальных вод. Она протягивается субпараллельно его северной части на 200 км при ширине от 13 до 34 км. С северо-запада она ограничена высоким Баргузинским хребтом, с юго-востока — более низким Икатским. Абсолютные высоты поверхности

котловины находятся в интервале 450-900м. Кайнозойские отложения перекрывают практически всю территорию впадины. Впадина входит в бассейн р. Баргузин.

Разгрузка гидротерм происходит в пределах распространения кристаллических массивов и осадочных пород межгорных впадин. Большинство термальных источников Баргузинской впадины представлено азотными гидротермами, но, согласно нашим исследованиям 2014г, встречаются азотно-метановые и метаново-азотные термы. Они формируются в тектонических разломах и имеют сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный составы, минерализацию до 2,0 г/л, рН 7,5-10 и температуру в естественном выходе до 81°C. Выходы источников приурочены к бортам впадины. Выделяется две системы разрывных нарушений: разломы северо-восточного простирания (региональные), параллельные направлению основных геологических структур, и разломы северо-западного простирания (локальные), секущие основные структуры. Несмотря на то, что практически вся территория впадины находится в зоне повышенного теплового потока, его максимум находится в северной части в районе выходов Аллинского, Кучигерского и Умхэйского источников [1].

Что касается тектонической ситуации, то по западному борту впадины, вдоль Баргузинского хребта, проходит крутопадающий Западно-Баргузинский разлом, вдоль восточного борта впадины, вдоль Икатским хребта залегает Восточно-Баргузинский разлом, и с крупным Восточно-Байкальским разломом связаны источники на побережье оз. Байкал. Большая глубина заложения этих тектонических нарушений создает благоприятные условия для проникновения инфильтрационных вод в глубь земной коры, где они подвергаются метаморфизации), происходит их нагревание, возрастает минерализация, трансформируется состав. Температура на выходе достигает 75-81°C. Большинство термальных источников обладают напорами, обеспечивающими их транспортировку на поверхность со значительными дебитами. Источники часто имеют несколько грифонов, приуроченных к одной общей или нескольким воронкам, расположенных на близком расстоянии друг от друга. Отличительной особенностью азотных гидротерм является обогащенность их кремнекислотой.

По классификации И.С. Ломоносова источники этих территорий относятся к следующим типам [4]: Горячинский тип азотных сульфатно-натриевых термальных вод, Аллинский (Белокурихинский тип) гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых терм, Кульдурский тип фторидно-гидрокарбонатных терм, Питателевский тип хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых терм.

Территориально источники распределены следующим образом: группа в пределах Баргузинского хребта — Аллинский, Кучигерский, Умхэйский, группа в пределах Икатского хребта — Гусихинский, Инский, Алгинский, Гаргинский, Сеюйский.

Основную роль в освоении источников играют факторы окружающей среды (условия разгрузки), транспортная доступность для посетителей и благоустроенность источников. Таким требованиям отвечают источники Умхэйский, Кучигер, Алла, Гусихинский, Горячинск, Сухая. На них построены жилые помещения и ваннные корпуса, на базе источников функционируют курорты и санатории. Дорога на остальные источники плохая или практически отсутствует, на них построены деревянные срубы над источниками (бани), жилье отсутствует или представлено несколькими домиками; на некоторых (Алгинский, Кулиные болота) каптажные строения полностью отсутствуют. Количество посетителей изменяется в зависимости от времени года, зимой большинство таких источников практически не используется. Величина дебита источников (за исключением Алгинского) позволяет усилить интенсивность их использования. Дебит источников в целом является величиной постоянной, хотя на Сеюйском источнике летом 2015г. отмечен резкий спад уровня воды горячего озера, образуемого термальной водой из грифонов, на 1 м и повышение температуры до 54°C и рН до 9,8. Снижение уровня воды горячего озера, возможно, связано с погодными условиями (жаркие засушливые летние месяцы и малоснежные зимы 2014-15 гг.) или с подвижками пластов в результате тектонической активности;

Основными бальнеологическими факторами термальных вод служат высокая температура и наличие «специфических» макро- и микроэлементов. В общем действии минеральных ванн на организм человека сочетается ряд взаимосвязанных факторов. Одни из них имеют ведущее, другие — подчиненное значение. Под воздействием этого комплекса факторов источники оказывают лечебное воздействие на организм. Вода используется, в основном, для лечения заболеваний опорно-двигательного аппарата, и гораздо меньше — при желудочно-кишечных, гинекологических, кожных заболеваниях, нервной системы и органов дыхания.

Рекреационная емкость источников составляет [2] для Алгинского 200 койкомест, для Инского 275, для Умхэйского 1250, для Сеюйского 2150, для Кучигерского 2025, для Гусихинского 625, для Аллинского 1650. Причем основным является бальнеологический потенциал. Он отражает возможное

количество бальнеопроцедур, рассчитанных по дебиту термальных источников, при ежедневном использовании их вод в дневное время (в течении 12 часов). Бальнеогрязевой, туристский и климатолечебный потенциалы играют лишь второстепенную роль.

Так же термальные источники этой территории можно использовать в целях получения геотермальной энергии, для обогрева жилых помещений, корпусов, теплиц. Поскольку эта энергия бесплатная и возобновляемая, отопление становится дешевле в несколько раз.

Глубины формирования гидротерм находятся в пределах 1,3-6,3 км (в среднем 3,9 км) [3]. Расчет температур на глубине формирования вод с помощью кремниевого геотермометра проводился по формуле $t_{sio_2} = [1051,1 / (4.655 - lgsio_2)] - 273,15$ и он показал, что для большинства источников разница между температурой на выходе и в глубине очень существенна. Охлаждение воды в этих источниках связано с разбавлением их холодными растворами в приповерхностных условиях. Максимальные рассчитанные температуры не превышают 170°C. Использование геотермометра показало, что наряду с известными высокотемпературными источниками, интенсивной температурной проработкой характеризуются и другие источники с невысокой температурой на выходе.

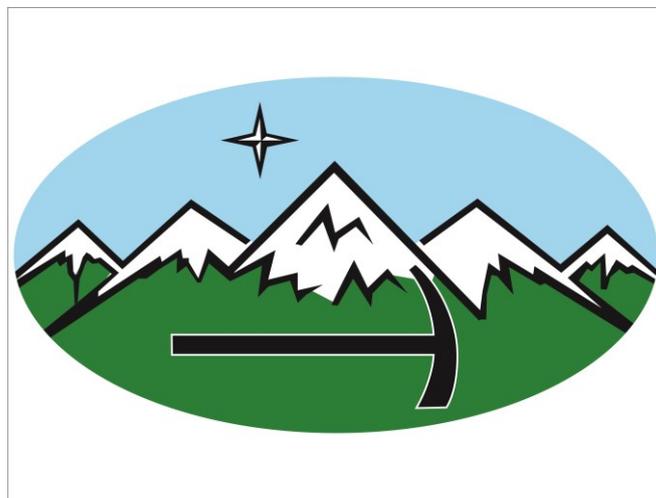
Источники могут использоваться для лечения широкого круга заболеваний, они являются привлекательными объектами для туристов, так же часть из них стоит использовать для теплофикации объектов инфраструктуры водолечебниц и близлежащих населенных пунктов. Они так же являются ценными объектами природного наследия. Для более полного использования термальных источников необходимо проведение работ по уточнению границ термальных площадей и уточнению запасов вод.

1. Байкал. Атлас / СО РАН Межведомственный научный совет по программе "Сибирь", Федеральная служба геодезии и картографии России. М., 1993. 160 с.

2. Баргузинская впадина. Кол. монография. — Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1993. 157с.

3. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: "Гео", 2007. 193 с.

4. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. АН СССР СО Институт земной коры. Новосибирск: Изд-во «Наука», 1974. 168с.



СЕКЦИЯ 5
МИНЕРАЛОГИЯ

Председатели:

Избродин Иван Александрович

канд. геол.-минерал. наук

Гармаев Батор Леонидович

канд. геол.-минерал. наук

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТОДА LA-ICP-MS U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

© М. Д. Буянтуев, В. Б. Хубанов

Геологический институт СО РАН Улан-Удэ, Россия (molon2@rambler.ru)

Такие параметры, как правильность и воспроизводимость, показывают стабильность работы метода в относительно долгосрочном периоде. В нашей ранней работе [2] эти показатели были продемонстрированы с на основе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастных данных, накопленных по измерениям циркона Plešovice (аттестованное значение возраста 337.13 ± 0.37 млн лет [4]) за 2013-2014 гг. В данной работе представлены данные по этому же стандарту за 2015-2016 гг., но на основе не только данных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, но и всех других отношений U-Th-Pb системы.

U-Pb измерения проведены в ГИН СО РАН (Улан-Удэ) методом LA-ICP-SF-MS на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Element XR (Thermo Fischer Scientific) и устройства лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Подробная информация по методике измерения приведены в [1, 2].

Результаты проведенных анализов представлены на (рис. 1). В течении 2015-2016 гг. было проведено 1198 точечных определений. Значения средневзвешенного возраста по этим отношениям для циркона Plešovice составляют: $332.6\text{--}336.9$ млн лет для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $331.4\text{--}344.0$ млн лет для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $85\text{--}292$ млн лет для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; $319.4\text{--}350.0$ млн лет $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Оценки возраста по первым двум отношениям попадают в 2%-ный диапазон погрешности от аттестованного значения возраста стандарта.

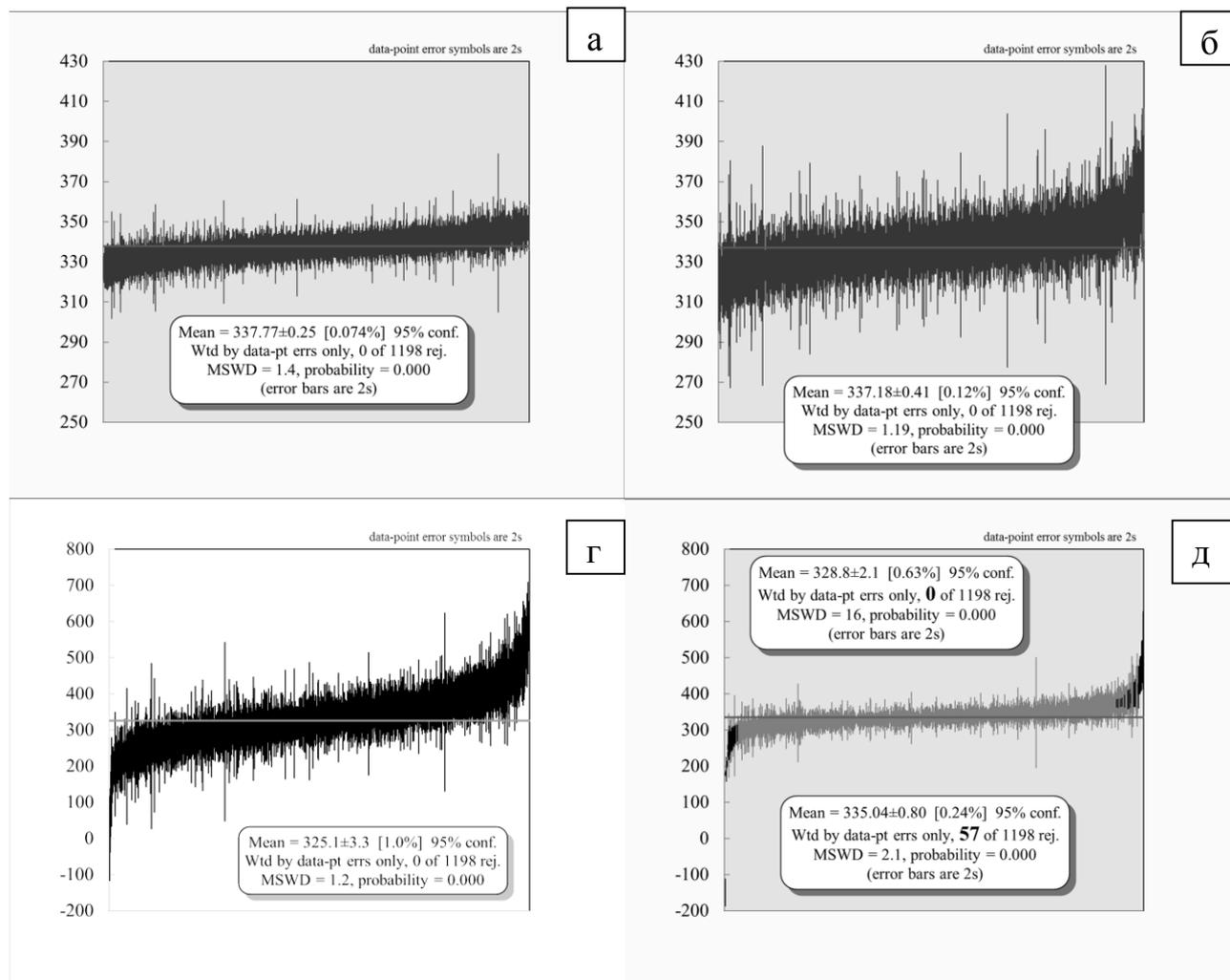


Рис. 1. Средневзвешенный возраст по изотопным отношениям U-Th-Pb системы на основе 1198 точек анализа на цирконе Plešovice: а — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, б — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, в — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, д — $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Планки погрешностей на уровне 2σ

Средневзвешенный возраст по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 337.77 ± 0.25 млн лет (рис. 1а), по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — 337.18 ± 0.41 млн лет (рис. 1б), по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 325.1 ± 3.3 млн лет (рис. 1в). Нужно отметить, что для стандарта Plesovice в [4] данные по $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ не приведены, для этого отношения нами получено значение средневзвешенного возраста 328.8 ± 2.1 млн лет (рис. 19г). Однако здесь наблюдаются точки с существенным отклонением, контрастно выделяющиеся от основной группы относительно кучно расположенных данных. При применении опции программы Isoplot, которая исключает из расчета наиболее отклоняющиеся данные, то 57 точек (окрашены более темным цветом) не принимаются, и средневзвешенный возраст по оставшимся данным (окрашены серым цветом) составил 335.04 ± 0.8 млн лет (рис. 1г).

Представленные данные свидетельствуют о том, что наименьшим разбросом, а соответственно, наилучшей правильностью и воспроизводимостью обладают даты, рассчитанные по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, здесь, как разброс самих значений возраста, так и размер 2σ погрешностей выше, чем в предыдущем случае примерно в два раза. Существенное отклонение значений возраста и относительно большие значения 2σ погрешностей наблюдаются для дат по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. По отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ наблюдаются точки с существенным отклонением от среднего значения, однако они контрастно выделяются от основной группы относительно кучно расположенных данных. Существенный разброс средневзвешенных значений и величина ошибки определения возрастов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ удовлетворительно объясняются высокой разностью скорости распада и природной распространенностью, а также геохимической подвижностью материнских нуклидов, соответственно [1].

Приведенные данные о правильности и воспроизводимости, полученных на основе большой статистики данных соответствуют аналитическим показателям для U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода датирования цирконов, реализованных в других лабораториях [3, 5].

1. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика, 2017, 8(2), с. 369-384.

2. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 241—258.

3. Frei D., Gerdes A. Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS // Chemical Geology, 2009, v. 261, pp. 261–270.

4. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology, 2008, v. 249, pp. 1-35.

5. Tiepolo M. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry // Chemical Geology, 2003, v.199, pp. 159-177.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© М. Г. Волкова, А. И. Непомнящих

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, mariavolkova2008@yandex.ru
Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия, ainep@igc.irk.ru*

Кварциты месторождения Бурал-Сардык рассматриваются в работе как природное кварцевое сырье, которое используется для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты. На основе этих концентратов производится оптическое кварцевое стекло для видимой и ближней инфракрасной областей спектра, а также высокотемпературная кварцевая керамика самого широкого применения.

Технические условия строго определяют химический состав кварцитов, содержание в них как минеральных примесей, так и флюидных включений (ФВ). Исследование ФВ в кварцитах является не только актуальной задачей, но и необходимым условием для установления возможностей их практического использования.

Месторождение Бурал-Сардык является наиболее значимым и хорошо изученным объектом в Восточно-Саянской кварцитоносной провинции. Геологическое строение и модели образования месторождения подробно описаны в работах [1-3, 5].

Тела кварцитов представляют собой прослойки монокварцевых пород мощностью в первые сотни метров. В верхах разреза расположены «суперкварциты», светло-серые мелкозернистые и серые кварциты. В низах разреза расположены темно-серые кварциты и пачка высокоуглеродистых шунгитоподобных тел [2].

В работе представлены результаты исследования ФВ в наиболее чистых, с технологической точки зрения, кварцитах «продуктивной толщи»: темно-серых, серых и светло-серых мелкозернистых кварцитах и «суперкварцитах». Для них характерны низкие концентрации породообразующих и редких элементов [2, 4], то есть более химически чистые с позиции промышленной пригодности.

Микрокриотермометрические параметры были измерены с помощью криотермокамеры Linkam THMSG-600 (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН). Она оборудована управляющим программным обеспечением LinkSys 32-DV и позволяет измерять температуры фазовых переходов в интервале от -196 до $+600$ °С с точностью ± 0.1 °С в интервале температур от -20 до $+80$ °С и ± 1 °С за пределами этого интервала.

Температуры полной и частичной гомогенизации газового пузыря в жидкость фиксировали в момент его исчезновения при нагревании препарата в криотермокамере. Концентраций солей и давлений рассчитывались в программе FLINCOR [7], а также с использованием данных из [6].

Распределение включений в зёрнах кварца «суперкварцитов» незакономерное. Секущие трещины в зёрнах кварца содержат ФВ, образуют густонасыщенные ленточные скопления (шириной от 10 до 25 мкм) и узкие цепочки, которые пересекаются, простираются параллельно или расположены обособленно.

Встречаются ФВ уплощенные изометричной, округлой формы и сложной морфологии. Размер ФВ в поперечнике до 12 мкм. Отмечаются преимущественно газовые ФВ размером менее 3 мкм в поперечнике по зонам роста или в залеченных трещинах. При комнатной температуре в зёрнах кварца наблюдаются двухфазовые ФВ, где газовый пузырек составляет от 25 до 35 об.% вакуоли.

При быстром охлаждении ФВ до -100 °С наблюдается замерзание жидкой фазы. Из-за небольшого размера ФВ наблюдать изменения состояния сложно, поэтому не удалось точно установить температуру эвтектики растворов. Температура плавления льда была измерена в восьми ФВ с хорошо различимой жидкой фазой, она изменяется от $-3,5$ до $-3,4$ °С. Сокращение объема газа в процессе нагрева в большинстве ФВ начиналось при температуре более 150 °С. Гомогенизация происходит в жидкую фазу, даже если газовый пузырек занимает 35% от объема ФВ. Полная гомогенизация ФВ происходила в интервале температур от 235 до 247 °С.

В результате расчётов [6, 7] концентрация солей в составе флюида соответствует 5,5-5,7 мас.% экв. NaCl, его плотность составляет 0,86-0,89 г/см³; а давление — от 2,1 до 2,3 кбар (табл. 1).

В зёрнах светло-серого мелкозернистого кварцита встречаются ФВ размером до 18 мкм в поперечнике, уплощенной и неправильной формы. Характер распределения и фазовый состав ФВ такой же, как и в «суперкварците». При комнатной температуре в двухфазовых ФВ газовый пузырек занимает меньший объем и составляет от 10 до 15 об.% вакуоли во ФВ неправильной формы и от 15 до

25 об.% вакуоли — в других. Так же внутри зёрен кварца наблюдаются преимущественно газовые ФВ размером менее 5 мкм в поперечнике.

Табл. 1. Результаты микрокриотермометрических исследований флюидных включений в кварцитах месторождения Бурал-Сардык.

Порода	Суперкварциты	Светло-серый мелкозернистый кварцит	Серый кварцит	Темно-серый кварцит
Количество ФВ пригодных для измерений (n)	15	27	32	нет
Размер ФВ, мкм	до 12	до 18	до 37	менее 8
Температура гомогенизации в жидкость, °С	235-247	189-192	189-190	н.о.
Температура плавления льда, °С	-3,5... -3,4	-6,1...-5,9	-6,1... -6,0	н.о.
Концентрация солей, мас. % экв. NaCl	5,5-5,7	9,1-9,4	9,1-9,4	н.о.
Плотность флюида, г/см ³	0,86-0,89	0,94-0,95	0,94-0,95	н.о.
Давление, кбар	2,1-2,3	1,8-1,9	1,8-1,9	н.о.

н.о. — не определяли.

Измерения микротермометрических параметров проводилось по двадцати семи ФВ, размером 8-15 мкм, разнообразной формы. Было определено, что температура плавления льда варьирует от -6,1 до -5,9°С, а температура гомогенизации в жидкость — от 189,1 до 192,1°С. Рассчитанные концентрации солей [6, 7] составляют 9,1-9,4 мас.% экв. NaCl, плотность — 0,94-0,95 г/см³; а давление — от 1,8 до 1,9 кбар (табл. 1).

Самые крупные и наиболее подходящие для исследований ФВ были обнаружены в зёрнах серого кварцита. Здесь встречаются ФВ размером до 37 мкм, при этом доля ФВ крупного размера (13-37 мкм) достаточно велика и составляет примерно 15%. Мелкие ФВ имеют округлую неправильную форму, а крупные — сложную с многочисленными апофизами. Обнаруженные ФВ наблюдаются в виде цепочек, которые в свою очередь формируют широкие протяженные полосы (часто до 75 мкм шириной), часто выходящие за пределы одного зерна. В таких полосах отмечаются ФВ разнообразной размерности. Фазовый состав ФВ такой же, как и в двух предыдущих типах пород. Газовый пузырёк в ФВ, как правило, небольшой около 10 об. % вакуоли, реже встречаются пузыри, занимающие до 25-30 об.% вакуоли.

Измерения микротермометрических параметров проводилось по тридцати двум ФВ, размером от 13 до 37 мкм. В итоге были установлены температура плавления льда от -6,1 до -6,0°С и температура, при которой произошла гомогенизация в жидкость 189-190°С. Эти значения попадают в диапазон данных, полученных по ФВ в светло-серых мелкозернистых кварцитах (табл. 1).

ФВ в зёрнах темно-серого кварцита имеют размеры менее 8 мкм в поперечнике, что делает невозможным определить их состав с помощью микротермометрических исследований, так как сложно наблюдать изменения состояния. Также, как и в других изученных типах кварцитов, ФВ здесь встречаются в виде цепочек и узких полос (шириной около 10 мкм), протягивающиеся часто сразу через несколько зёрен. Цепочки приурочены к трещинам, иногда они тяготеют к межзерновому пространству. Форма ФВ сложная с апофизами, неправильная, реже встречаются ФВ, имеющие уплощенную форму. Фазовый состав ФВ идентичен составу во всех других изученных типах кварцитов. В ФВ темно-серого кварцита отмечаются самые маленькие газовые пузыри, составляющие от 5 до 10 об. % вакуоли.

В разных типах кварцитов месторождения Бурал-Сардык размеры ФВ отличаются, при этом, характер распределения и фазовый состав одинаковый. Для «суперкварцитов» концентрация солей в составе флюида соответствует 5,5-5,7 мас.% экв. NaCl, его плотность — 0,86-0,89 г/см³; а давление — от 0,8 до 2,3 кбар. Для светло-серых мелкозернистых и серых кварцитов эти характеристики одинаковы и составляют: концентрации солей — 9,1-9,4 мас.% экв. NaCl; плотность — 0,94-0,95 г/см³; давление — от 1,8 до 1,9 кбар (табл. 1). Таким образом, концентрации солей во флюиде и его плотность возрастают в направлении от сверхчистых «суперкварцитов» к серым кварцитам. В том же направлении происходит увеличение размеров ФВ.

Полученные P-T параметры указывают на более высокие значения P-T условий образования «суперкварцитов» по сравнению со светло-серыми мелкозернистыми и серыми кварцитами. Линейность формирования ФВ, а также большой разброс измеренных давлений от 0,8 до 2,4 кбар, может говорить о возникавших, в процессе перекристаллизации, высокоградиентных напряжениях в толще «суперкварцитов».

Работа выполнена в рамках Интеграционной программы Президиума ИИЦ СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей» с использованием оборудования и методик ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

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

2. Макрыгина В.А., Федоров А.М. Преобразование кварцитов как следствие поздних тектонических событий в развитии Чуйской и Гарганской глыб // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1861-1870.

3. Федоров А. М., Макрыгина В. А., Будяк А. Е., Непомнящих А. И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдак (Восточный Саян) // Доклады АН. 2012. Т. 442, № 2. С. 244-249.

4. Кабанова Л.Я., Анфилов В.Н., Непомнящих А.И., Игуменцева М.А. Петрография сверхчистых кварцитов участка Бурал-Сарьдак, Восточный Саян // Литосфера. 2014. № 1. С. 81-94.

5. Воробьев Е. И., Спиридонов А. М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Доклады АН. 2003. Т.390, № 2. С. 219-223.

6. Bodnar R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57, № 3. P. 683-684.

7. Brown P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. 1989. V. 74. P.1390-1393.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУТИЛОВ ИЗ КВАРЦИТОВ КЯХТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© И. А. Избродин

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

Рутил как потенциальный минерал-термометр привлекает пристальное внимание исследователей в связи с усовершенствованием ряда методов (н-р EMPA, TIMS, LA-ICP-MS). В то же время этот минерал используется для геохронологических исследований метаморфических событий, а содержания Nb и Sr для определения исходных пород. Вместе с тем мало внимания уделяется изучению рутилов из метапелитов и кварцитов, в которых он является относительно распространенным минералом. Нами ранее проведено изучение рутилов сформировавшихся в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации в силлиманитовых сланцах Кяхтинского месторождения и кианитовых сланцах Ичетуйского проявления [3]. Показано, что температура образования рутилов в силлиманитовых сланцах варьировала от 637-704 °С при содержании Zr (550-770 ppm). Однако в кианитовых породах в рутилах зафиксирована более низкая температура (495-562 °С) при содержании Zr — 44.....129 ppm. В данной работе приведена информация о рутилах из кварцитов Кяхтинского силлиманитового месторождения (участок Крутой, Трактовый — II, Глухая Падь, Лесной и Черная Сопка).

Кварциты Кяхтинской группы на 96-98 % состоят из различных по величине (от 0.3 до 1.0 см) слабдеформированных зерен кварца. Типоморфными акцессорными минералами являются рутил, реже мусковит и циркон. В большей части кварциты имеют светло-серый, серый цвет, на некоторых участках желтые, бурые, красновато-бурые тона окраски. Собственно рутил образует две формы выделения различной окраски от светло-розового до черного цвета. Наиболее часто встречаются неравномерные по величине идиоморфные зерна и кристаллы короткопризматической формы размерами от 0,02 до 0,4 мм, нередко в ассоциации с цирконом (рис. 1). Другой тип это неправильной формы выделения (рис. 1) размер которых не превышает 0,5 мм. В кварцитах, кроме того установлены маломощные (5-10 см), полосовидные или пятнистые выделения сложенные цирконом — 1-2 об. %, рутилом < 5 об. % и кварцем. Иногда отмечаются более поздние процессы замещения рутила гетитом (см. рис. 1). В некоторых зернах обнаружены тонкие пластинки гематита.

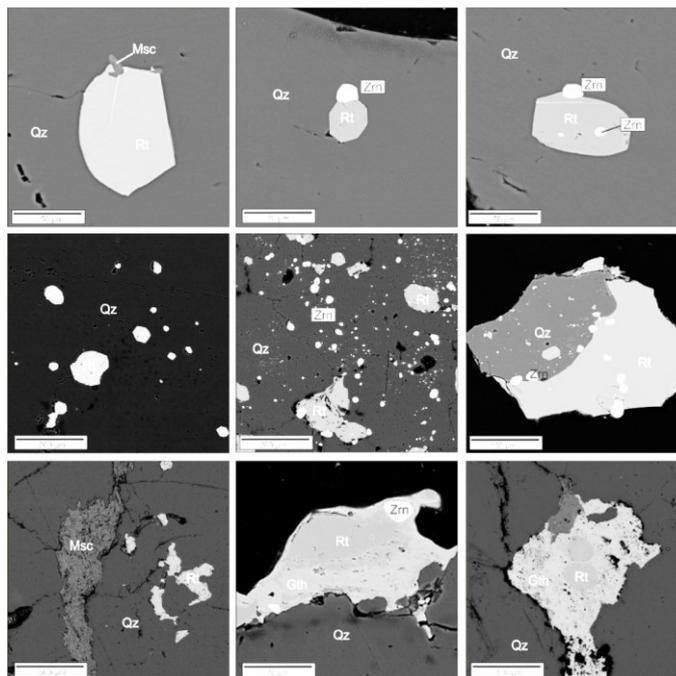


Рис. 1. Форма выделений рутила кварцитов Кяхтинского месторождения. BSE фотографии. Символы: Rt — рутил; Zrn — циркон; Qz — кварц; Msc — мусковит; Gth — гетит.

Изучение однородности минералов было произведено на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 с IncaEnergy-300 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Ходырева Е.В.), после чего отобрано 45 однородных зерен из различных участков для последующего изучения геохимии рутилов локальным LA-ICP-MS методом (ИНХ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Медведев Н.С.).

Во всех случаях в рутиле присутствуют до 1 мас. % FeO. Наиболее распространенными микроэлементами является V, Nb, Zr. Наименьшее содержание ванадия зафиксировано на уровне 450 ± 10 ppm в рутилах Глухая падь, на участке Трактовый-II и Лесной, в интервале 590-1800 ppm, достигая максимума 2300-4300 ppm в рутилах проявления кварцитов Крутой и Черная сопка. Концентрация Nb и Zr содержится примерно на одном уровне 350-500 ppm, за исключением участка Крутой — где концентрации этих элементов достигают 700-950 и 210-580 ppm, соответственно. В нескольких случаях установлены высокие концентрации Zr (<1000 ppm), скорее всего, они связаны с мелкими включениями циркона, поэтому они не рассматривались при расчетах температур. Особенности микроэлементного состава показывают о существование единой в химическом плане популяции рутила на участке Глухая падь, Лесной и Трактовый — II. Для рутилов участка Крутой и Черная Сопка зафиксировано повышенные содержания этих элементов, что скорее всего связано с более высокой концентрацией их в исходной породе. Содержания Cr в рутилах из кварцитов находятся на грани, либо ниже предела обнаружения метода (см. рис. 2), а на графике Cr/Nb формирует свой кластер между метабазами и метапелитами. По всей видимости, это отражает специфику разрушаемых пород при образовании кор выветривания.

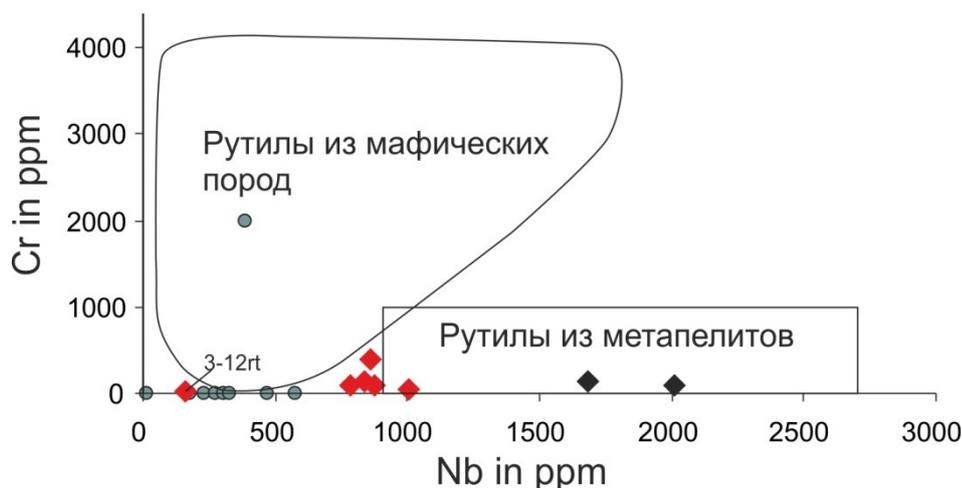


Рис. 2. Классификационная диаграмма Cr-Nb для рутилов метаморфических пород [5]. Рутилы: Ромб — силлиманитовые сланцы, круг — кварциты.

Значения температуры, рассчитанные по Zr-in rutile термометру (рис. 3), дали хорошую сходимость между собой. Для рутилов из кварцитов температура варьирует в пределах 603-710 °C и совпадает в пределах погрешностей с температурой определенной ранее для вмещающих силлиманитовых сланцев. Для сравнения на рис. 3 приведены также результаты изучения рутилов из кианитовых сланцев Ичетуйского проявления.

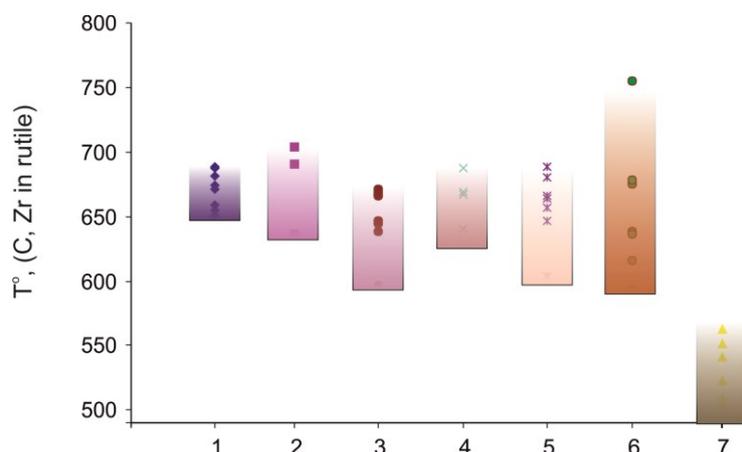


Рис. 3. Эволюция температуры кристаллизации рутила из пород Кяхтинского месторождения, определенной с помощью «Zr-in-rutile» термометра по [4].

1 — кварцит с силлиманитом (участок Черная сопка), 2 — кварц-мусковит-силлиманитовый сланец (участок Черная сопка), 3 — 6 кварциты. Участок: 3 — Крутой; 4 — Глухая падь; 5 — Трактовый — II, 6 — Лесной. 7 — рутилы из Ичетуйского кианитового проявления.

Анализ изотопного состава кислорода в рутилах из кварцитов показывает, что они характеризуются отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ v-Smow от — 6.3 до -9.7 ‰ (см. таблицу 1). Подобное распределение изотопного состава кислорода сохраняется и во вмещающих силлиманитовых сланцах, что указывает на участие в образовании кварцитов флюидов с высокой ролью вод метеорного источника. Изотопно-кислородные температуры, рассчитанные по паре кварц-рутил, варьирует в интервале 524-883 °С, что в пределах ошибки метода и возможных вторичных наложенных процессов, соответствуют интервалу температур полученных другим методом.

Табл. 1. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ v-Smow, ‰) в рутиле и кварце из кварцитов Кяхтинского месторождения и вычисленная температура

Участок	Порода	кварц	рутил	Δ	[1]	[6]	[2]
Крутой	силлиманитсодержащий кварцит	-2.40	-7.62	5.22	629	605	666
	мусковитсодержащий кварцит	-1.60	-6.42	4.80	652	642	707
	кварцит	-1.40	-6.95	5.55	610	574	634
Глухая падь	то же	-2.55	-6.0	3.45	742	793	883
	-«-	-2.40	-6.00	3.6	734	779	866
Черная сопка	-«-	-1.05	-6.30	5.25	626	600	661
Тракторный -II	-«-	-2.00	-8.20	6.2	578	524	582
Лесной	-«-	-3.50	-9.70	6.2	578	524	582

Примечание. В скобках даны работы с коэффициентами равновесного фракционирования для пары кварц-рутил.

Таким образом, значения полученные разными методами согласуются между собой, и свидетельствует об образовании рутилов при температуре 524-750 °С.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-35-00365 мол_a.

1. Addy K.S., Garlick, G.D. Oxygen isotope fractionation between rutile and water // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1974. V.45. P. 119-121.
2. Chacko T., Hu X.S., Mayeda T.K., Clayton R.N., Goldsmith J.R. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite, and rutile. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 2595-2608.
3. Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Klemm R. Zr-in-rutile thermometry of metamorphosed high-aluminous rocks in Southwest Transbaikalia (Russia) / Goldschmidt.2015. Abstracts P.1399.
4. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // J. of Metamorphic Geol. 2007. Vol. 25. P. 703-713.
5. Zack T., Moraes R., Kronz, A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer // Contrib. Miner. and Petrol. 2004. Vol. 148. P. 471-488.
6. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55. P. 2299-2307.

СИНТЕЗ И УТОЧНЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ НОВЫХ Ть- И Dy-СОДЕРЖАЩИХ АЛЮМОСИЛИКАТОВ

© Е. В. Канева, Л. Ф. Суворова, В. Л. Таусон

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, kev604@mail.ru

С использованием смеси оксидов $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--REE}_2\text{O}_3$, где REE = Ть или Dy, во флюиде $\text{KOH--H}_2\text{O}$ В.К. Тароевым в ИГХ СО РАН были синтезированы кристаллы двух алюмосиликатов. Гидротермальный синтез производился в автоклаве с вкладышем из меди, герметизированным аргонодуговой сваркой. Поддерживать кислородный потенциал на постоянном уровне позволило использование в синтезе оксида меди. Эксперименты проводились при общем давлении 100 МПа (1 кбар), температуре 500 °С (± 5 °С), продолжительность опытов — 45 суток. После выдержки в стационарных условиях автоклавы охлаждались в холодной проточной воде.

Химический состав синтезированных кристаллов исследовался на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 Jeol, снабженном растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спектрометром (EDS) с SiLi детектором и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS).

Кристаллы КТь- и KDy-алюмосиликатов были проанализированы на монокристалльном дифрактометре AXS D8 VENTURE Bruker с двумя источниками излучения и детектором Photon 100 под монохроматизированным $\text{MoK}\alpha$ излучением.

По результатам электронно-зондового микроанализа (среднее из 10 анализов) получены следующие содержания компонентов (мас %): SiO_2 44.0(5), Al_2O_3 9.5(4), Tb_2O_3 29.4(3), K_2O 17.3(5), сумма 100.2 — для КТь-алюмосиликата; SiO_2 42.7(3), Al_2O_3 9.2(4), Dy_2O_3 30.2(2), K_2O 17.3(4), сумма 99.4 — для KDy-алюмосиликата. При пересчете на $\text{O}=12$ формулы изучаемых соединений будут иметь вид: $\text{K}_{2.02}\text{Tb}_{0.88}\text{Si}_{3.96}\text{Al}_{1.03}\text{O}_{12}$ и $\text{K}_{2.08}\text{Dy}_{0.92}\text{Si}_{3.98}\text{Al}_{1.02}\text{O}_{12}$.

Анализ данных монокристалльного анализа показал, что изучаемые KREE-алюмосиликаты имеют моноклинную симметрию и кристаллизуются в пространственной группе $C2/c$. Параметры элементарной ячейки: $a = 26.619(1)$ и $26.6956(6)$ Å, $b = 7.2553(3)$ и $7.2477(2)$ Å, $c = 14.8200(6)$ и 14.7705 Å, $\beta = 123.5149(8)$ и $123.7721(7)$ ° для КТь- и KDy- алюмосиликатов, соответственно.

В структуре исследуемых соединений слои Si,Al-тетраэдров состоят из неразветвленных единичных кремнекислородных цепочек, вытянутых вдоль оси c и связанных между собой алюмокислородными тетраэдрами. Каждый AlO_4 тетраэдр вершинами соединяется с двумя тетраэдрами SiO_4 внутри одного слоя и одним тетраэдром SiO_4 соседнего слоя, образуя смешанные двойные слои тетраэдров с составом $[\text{AlSi}_4\text{O}_{12}]$. Алюмосиликатные двойные слои связаны между собой колонками соединенных по ребрам REE-семивершинников. Внутри полостей, образуемых четырех- и шестичленными тетраэдрическими кольцами и колонками полиэдров, локализуются атомы калия и молекулы воды, выявленные в результате уточнения структуры.

КТь-алюмосиликат топологически изоструктурен KGd- и KSm- алюмосиликатам, описанным ранее в работе [3], а также имеет структурный аналог — синтезированное соединение состава $\text{Rb}_2\text{EuGaSi}_4\text{O}_{12}$ [2]. Кристаллохимическая формула соединения: $\text{K}_{1.99}\text{Tb}_{1.01}[\text{AlSi}_4\text{O}_{12}] \cdot 0.31\text{H}_2\text{O}$. Одна из позиций К в структуре данного соединения расщеплена на два положения — K21 и K22 с заселенностями 0.81 и 0.18 и средними расстояниями до координирующих атомов кислорода 2.901(3) и 2.917(7) Å, соответственно. Среднее расстояние калий–кислород в полиэдре K1 равняется 2.960(3) Å. Значения межатомных расстояний $\langle \text{Si--O} \rangle$ варьируют от 1.615(2) до 1.631(2) Å, $\langle \text{Al--O} \rangle = 1.738$ Å, а среднее расстояние Ть–О составляет 2.382(3) Å. Сумма валентных усилий тербия по результатам анализа локального баланса, рассчитанного по методике Brese и O'Keeffe [1], равна 2.9. Сумма валентных усилий позиций калия меньше 1, что скорее всего, обусловлено большим размером структурных полостей, в которых дислоцируются катионы.

Формула KDy-алюмосиликата, выведенная на основании результатов рентгеноструктурного и электронно-зондового анализов: $\text{K}_{1.96}\text{Dy}_{1.00}[\text{AlSi}_4\text{O}_{12}] \cdot 0.43\text{H}_2\text{O}$. В структуре синтезированного соединения значения межатомных расстояний в тетраэдрах: $\langle \text{Si--O} \rangle$ — от 1.611(4) до 1.627(4) Å и $\langle \text{Al--O} \rangle$ — 1.732(4) Å; в полиэдрах: $\langle \text{Dy--O} \rangle$ — 2.375(4) Å и $\langle \text{K--O} \rangle$ — 2.960(5) и 2.917(5) Å. Анализ локального баланса валентных усилий в структуре показывает, что диспрозий входит в структуру в трехвалентном состоянии; атомы калия несколько недонасыщены и имеют сумму валентных усилий, равную 0.8.

Обладая одинаковой симметрией и близкими параметрами элементарной ячейки, кристаллические структуры двух изученных соединений имеют отличительную особенность: КТб и КДу-алюмосиликаты построены из тетраэдрических слоёв с одинаковой последовательностью соединений атомов, но разным расположением их в пространстве. Слои Si,Al-тетраэдров в обеих структурах, вытянутые вдоль направления *c*, могут быть совмещены с помощью действия поворотной оси симметрии второго порядка. (рис. 1).

Полиэдры REE, связанные между собой по ребрам, образуя колонки, соединяются вершинами с тетраэдрами и, следовательно, также развернуты в разные стороны в каждой из изучаемых структур. Наконец, позиции атомов калия различаются в структурах КТб и КДу-алюмосиликатов, в последней, помимо прочего, одна из позиций расщепляется на два положения, при этом молекулы воды имеют практически одинаковые координаты и локализацию в структурах.

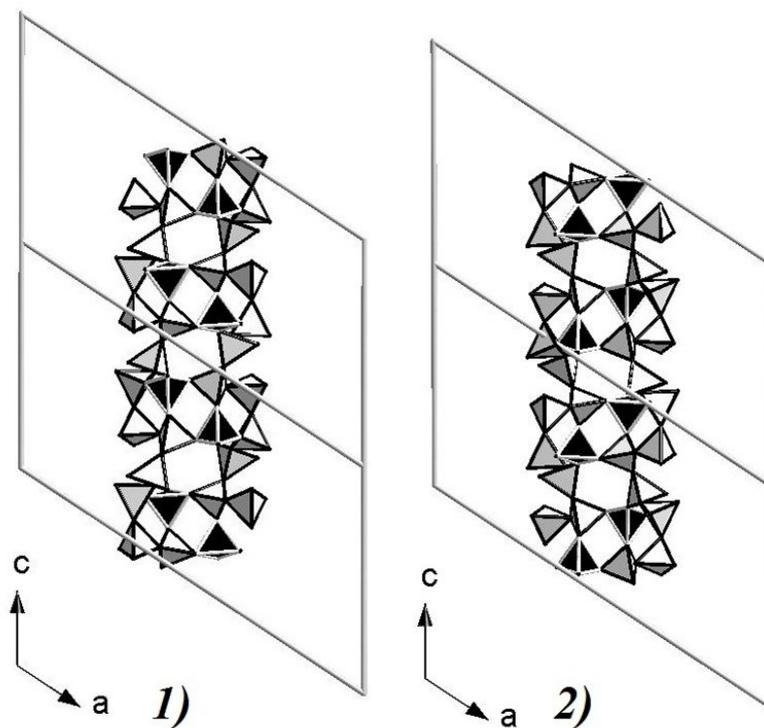


Рис. 1. Двойные слои тетраэдров состава $[AlSi_4O_{12}]$ в структуре 1) КТб-алюмосиликата и 2) КДу-алюмосиликата. Si-тетраэдры окрашены серым цветом, Al-тетраэдры — черным. Показаны границы элементарных ячеек.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН и "Анализа органического вещества" ИрИХ СО РАН. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00392 А.

1. Brese N.E., O'Keeffe M. Bond-valence parameters for solids // *Acta Cryst.* 1991. B47. P. 192 — 197.
2. Lee, C.S., Liao, Y.C., Hsu, J.T., Wang, S.L., Lii, K.H. Rb₂REGaSi₄O₁₂ (RE = Y, Eu, Gd, Tb): luminescent mixed-anion double layer silicates containing chains of edge-sharing REO₇ pentagonal bipyramids // *Inorg. Chem.* — 2008. — 47. — P. 1910 — 1912.
3. Taroev, V.K., Kashaev, A.A., Malcherek, T., Goettlicher, J., Kaneva, E.V., Vasiljev, A.D., Suvorova, L.F., Suvorova, D.S., Tauson, V.L. Crystal structures of new potassium silicates and aluminosilicates of Sm, Tb, Gd and Yb and their relation to the armstrongite (CaZr(Si₆O₁₅)*3H₂O) structure // *J. Solid State Chem.* — 2015. — 227. — P. 196 — 203.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТА УАКИТ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

© Е. И. Ласточкин, Г. С. Рипп, И. А. Избродин, Е. А. Хромова, В. В. Шарыгин
Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а

При проведении поисковых работ Коршуновым О.В., на террасе ручья Мухтунный в 4 км от поселка Уакит (Баунтовский-Эвенкийский район РБ) был обнаружен метеорит. 20 июня 2017 года метеорит зарегистрирован в Международном Метеоритном обществе под названием Уакит. Его размер составляет 13x9 см, вес 3960 г (рис. 1). Для диагностики нам был передан небольшой фрагмент образца. К настоящему времени на территории Бурятии известно четыре находки метеорита, два из которых отнесены к типу железных.



Рис. 1. Фото метеорита руч. Буром

На электронном микроскопе нами проведено изучение минерального состава с напылением и без напыления графитом. По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям образец относится к группе железо-никелевых метеоритов. Это плотная массивная порода, сложенная на 97-98% из камасита и небольшим количеством тенита. В результате исследований в агрегате камасита установлены следующие минеральные виды: добреелит (FeCr_2S_4), троиллит (FeS), сфалерит (ZnS), карлсбергит (CrN), шрейберзит ($\text{Fe,Ni}_3\text{P}$), муассанит (SiC), никельсодержащий магнетит (NiFe_3O_4), сидерит (FeCO_3) и в том числе несколько не диагностированных сульфидов никеля, хрома и железа. Также установлены калининит, когенит, анкерит, плагиоклаз (ИГМ СО РАН). Перечисленные минералы слагают рассеянную вкрапленность зерен и в том числе кристаллов, выделения в интерстициях зерен камасита, каплевидные и линзовидные выделения, прожилки. Все они имеют четко оформленные формы, а составы в основном близки к теоретическими и являются типоморфными минералами для метеоритов.

Камасит является главным минералом метеорита. Он слагает плотно упакованный агрегат неправильной формы зерен размером от десятых долей до 1-1,5 см (рис. 2). Содержание никеля в камасите варьирует от 3 до 7 мас.%. К интерстициям его зерен приурочены выделения муассанита. При обработке поверхности полированной пластины азотной кислотой в камасите были получены параллельные полосы, Нейманновых линий, по которым метеорит относится к гексаэдритам (рис. 2а).

Тенит слагает линзообразные выделения среди камасита (рис. 2б). Общее количество его не превышает 1-1,5 %. Минерал содержит 30-34 мас.% NiO. Установлены структуры распада, в виде ламелл тенита в камасите.

Добреелит представлен одиночными зернами и агрегатными скоплениями (рис. 2в). В составе его присутствуют в основном железо и хром в соотношении 1-2. В отдельных зернах фиксируется присутствие цинка от 5- до 15 мас.%. В таких случаях отмечается пропорциональное уменьшение количества железа. На периферии добреелита фиксируются мелкие выделения троиллита.

Кроме того добреелит присутствует в зернах сульфида с пластинчатыми структурами распада твердого раствора (рис. 2г). В зернах размером до 100 мкм фиксируются чередующиеся темные и светлые полосы, представленные соответственно добреелитом и троиллитом. В составе троиллита до нескольких процентов постоянно фиксируется хром. В этом минерале установлены мелкие включения сульфида никеля (58-60 мас.% NiO и 25-30 мас.% S) с небольшим содержанием железа и хрома.

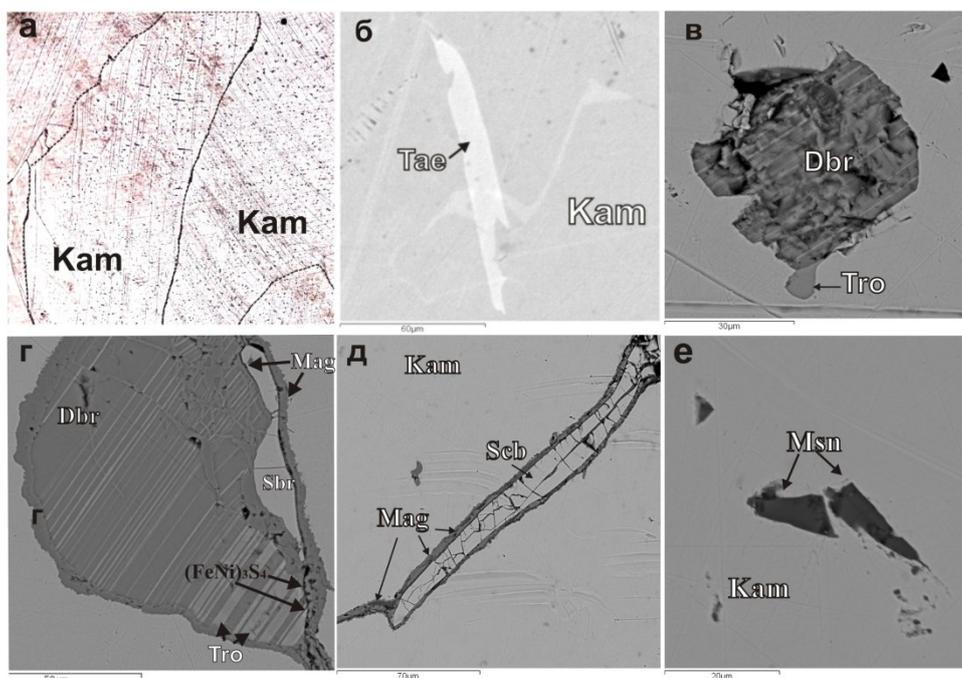


Рис. 2. а- параллельные полосы (Нейманновы линии) в зернах камасита (Kam), б- зерно тенита (Tae) в камасите (Kam), в- одиночное зерно добреелита (Dbr) в камасите (Kam), на периферии добреелита выделение троилита (Tro), г- пластинчатые структуры распада твердого раствора в зернах сульфида, хрома и железа, д- оторочки никелистого магнетита (Mag) вокруг шрейберзита (Sch), е- зерна муассанита (Msn) в камасите.

Шрейберзит слагает одиночные зерна, линзовидные и неправильной формы выделения размером до 150 мкм иногда встречается в виде обломков в магнетитовой прожилке (рис. 2в). Во всех случаях они оторочены никель-содержащим магнетитом (рис. 2г). В некоторых зернах в составе минерала до нескольких процентов установлен ванадий.

Муассанит слагает угловатые выделения в интерстициях зерен камасита (рис. 2а). Размер его обычно не превышает 10 мкм. Минерал не подвержен воздействию поздних процессов и лишь в отдельных случаях отмечается дробленость зерен. Присутствие небольших количеств железа (1,3-2,5 мас.%) связано с захватом его из матрицы.

Карлсбергит представлен зернами изометричной и таблитчатой формы, скелетными кристаллами с отчетливо выраженными кристаллографическими очертаниями и мелкими линзовидными выделениями (рис. 3а). Часть зерен его дроблена. Вторичных изменений не фиксируется. В минерале в числе примесей постоянно отмечается железо (2-4 мас.%).

Нитрид ванадия встречен в виде включений в шрейберзите и в сульфиде хрома, железа и никеля (рис. 3б). В последнем он слагает зерно квадратного сечения, оторочку на периферии. В составе минерала присутствует примесь железа (до 2,5 мас.%) и хрома (до 5,5 мас.%). Присутствие последних возможно связано с загрязненностью окружающими минералами. Метеорит Уакит является первой находкой природной фазы VN.

Никельсодержащий магнетит представлен тремя морфологическими типами. Один из них слагает каплевидные выделения (рис. 3в), которые иногда сегрегированы в виде линз и являющиеся продуктом плавления метеорита. Вторую группу представляет магнетит, слагающий оторочки вокруг выделений шрейберзита (рис. 2д). Третью группу представляют ветвящиеся микропрожилки мощностью до нескольких микрон. В прожилках фиксируется неоднократное выполнение их магнетитом. Для магнетита характерно постоянное присутствие никеля. Содержание последнего обычно варьирует в пределах 3-8 мас.%. В отдельных случаях содержание никеля достигает 10-20 мас.%. Надо полагать, что присутствие никеля в магнетите обусловлено изоструктурным треворитом. В магнетите фиксируются небольшие количества серы, хлора, фосфора. Часто в прожилках встречаются ксенолиты дробленных зерен шрейберзита и реже **сульфида** железа, никеля и хрома.

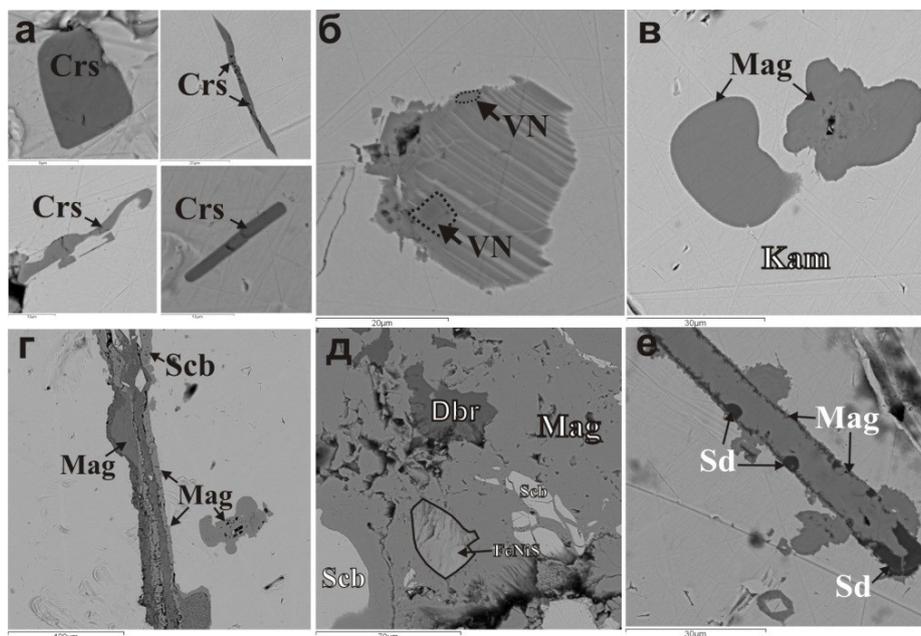


Рис. 3. а- изометричные, скелетные и линзовидные зерна карлсбергита (Crs), б- выделения зерен нитрида (VN) ванадия в сульфиде железа, никеля и хрома, в- капли магнетита (Mag) в камасите, г- ветвящиеся микропрожилки магнетита (Mag), д- обломки зерен добреелита (Dbr), шрейберзита (Scb) и сульфида железа и никеля (FeNiS) в магнетитовом (Mag) прожилке, е- гнезда и торочки сидерита (Sd) в магнетитовом прожилке.

Сидерит является наиболее поздним минералом. Он слагает оторочки магнетитовых прожилков, а также мелкие гнезда в последних (рис. 3е).

В результате проведенных исследований установлены первичные и эпигенетичные группы минералов. Первичные: камасит, тенит, муассанит, карлсбергит, добреелит, троилит. Среди эпигенетичных образований выделено три группы. Одна из них представлена каплевидными выделениями магнетита, свидетельствующими о частичном плавлении матрицы. Другую представляют выделения шрейберзита с реакционной каймой, сложенной новообразованным магнетитом. К поздней группе относятся прожилки никельсодержащего магнетита и ассоциирующего с ним сидерита. В этих прожилках встречаются сульфиды железа, хрома и никеля. Появление в магнетите небольших количеств серы, хлора, углекислоты и фосфора может быть интерпретировано как дистилляция метеорита при разогреве и миграции их в образовавшиеся трещины.

По структурно-текстурным особенностям и минеральному составу образец относится к группе железных метеоритов II АВ [1].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ — проект 17-05-00129.

1. Axon H.J., Kinder J., Haworth C.W., Horsfield J.W. Carlsbergite, CrN, in troilite, FeS, of the Sikhote Alin meteoritic iron // Mineral. Mag. 1981. V. 44. P. 107-109.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© М. О. Рампилов, Г. С. Рипп, И. А. Избродин

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

С щелочными гранитами нередко связана промышленная комплексная редкометалльная минерализация (Nb, Zr, REE, Be и др.). На территории Западного Забайкалья выделена крупная Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция (Занвилевич и др., 1985), протягивающаяся более чем на 2000 км от Алданского щита на юго-запад до Северной Монголии. Геохронологическими данными подтверждено два этапа проявления щелочногранитного магматизма — позднепалеозойский и раннемезозойский.

Ингурский массив щелочных гранитов и, связанное с ним Ta-Nb проявление, расположены на левобережье р. Витим на водоразделе с р. Большой Амалат. С севера массив ограничен разломом, по которому контактирует с гранитоидами баргузинского комплекса, на юге перекрыт неогеновыми базальтами. Массив сложен биотитовыми и, арфведсонитовыми гранитами, тяготеющими к периферии биотитовых в северной и восточной частях. Переход от биотитовых к арфведсонитовым гранитам постепенный. Анализ Ag-Ag системы амфибола показал возраст 266 млн лет (Лыхин, 2015).

Биотитовые граниты представляют собой неравномернозернистые породы, в которых наряду с участками крупнозернистого сложения встречаются среднезернистые выделения. Сложены они калишпатом с пертитами альбита (60-80 %), кварцем (20-30 %), биотитом (до 1-5 %), флюоритом. Среди аксессуарных встречены циркон, титанит, магнетит, рутил, ксенотим, бастнезит.

Арфведсонитовые граниты представлены крупно- и равномернозернистыми разностями с массивной текстурой. Сложены калишпатом с пертитами альбита (65-70 %), кварцем (25-30 %), арфведсонитом (5-7 %) и биотитом (2-3 %). Аксессуарные представлены цирконом, рутилом, магнетитом, ильменитом, монацитом, флюоритом; как правило, они ассоциируют с темноцветными минералами.

Химический состав биотитовых и арфведсонитовых гранитов Ингурского массива в целом одинаков. Содержание кремнезема в среднем 75,5 мас. % при средней сумме щелочей 8,5 мас. %, причем щелочность увеличивается с уменьшением кремнекислотности. Следует отметить, что калий преобладает над натрием. Индекс железистости (Fe^*) изменяется в узком диапазоне (от 0,90 до 0,97). Для этих пород характерно высокое содержание тяжелых РЗЭ, что определяет низкую величину La/Yb_n (2-7) и, глубокая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* \approx 0,17$). Результаты Sm-Nd изотопных исследований в гранитах Ингурского массива говорят об участии мантийного вещества в образовании пород ($\epsilon_{Nd}(T) = -1,68 \dots -1,55$).

По своим геохимическим характеристикам они подобны гранитам А-типа и схожи с щелочными гранитоидами раннекуналейского комплекса, возраст которых оценен в пределах 280-273 млн лет (Цыганков и др., 2010).

Редкометалльная минерализация гранитов Ингурского массива представлена в основном цирконом, бастнезитом, монацитом, ксенотимом. Как правило, они ассоциируют с биотитом и арфведсонитом и, образуют мелкие (не более 0,1 мм) одиночные зерна. Бастнезит относится к цериевой разновидности с повышенным содержанием неодима (до 19 мас. % Nd_2O_3 при ~30 мас. % Ce_2O_3). Монацит характеризуется присутствием тория (до 13 мас. % ThO_2) и, как и бастнезит, повышенным содержанием неодима (до 20 мас. % Nd_2O_3). Особенностью рутила и ильменита является постоянное присутствие ниобия (до 3 мас. % Nb_2O_5), встречаются они в ассоциации с магнетитом, который характеризуется повышенной титанистостью (вплоть до титаномагнетита). Циркон в гранитах образует зерна и призматические кристаллы размером до 0,2 мм по длинной оси. В нем присутствуют редкие включения торита. Характерной особенностью минерала является присутствие ниобия (до 3 мас. % Nb_2O_5).

В пределах массива установлено 6 пегматитовых зон с повышенным содержанием ниобия, циркония, тория и урана. Наиболее крупным является тело № 1, расположенное в субщелочных биотитовых гранитах. Пегматит здесь представлен линзообразным телом протяженностью около 60 м при мощности ~30 м. Тело имеет зональное строение. В периферийной части характерна зона мелкозернистого пегматита мощностью 20-30 см. Зона графического пегматита имеет непостоянную мощность и не превышает 1-1,5 м. К центру графическая разность сменяется апографическим и блоковым пегматитом мощностью до 3 м. Осевая часть жилы сложена кварцевым ядром. К контакту блоковой зоны и кварцевого ядра приурочена тантал-ниобиевая минерализация представленная в

основном брекчиевым типом, прожилковый тип менее развит. Сосредоточена она в участках дробления пород в лежащем боку жилы.

Главным минералом рудных зон является тантал-ниобиевый минерал. Он диагностирован как ампангабит и, развивающийся по нему самирезит (Горжевская и др., 1974; Булнаев и др., 2005). В результате высокого содержания урана (до 17 мас. % UO_3) он является метамиктным. Среди гидратированных разностей присутствует фергусонит-Y, образующий агрегаты неправильной формы. Особенностью его является высокое содержание Dy_2O_3 (до 11 мас. %) при сумме РЗЭ около 46 мас. %. В составе рудных зон также диагностирован колумбит, содержащий около 14,5 мас. % FeO и до 10 мас. % TiO_2 . Он образует редкие зерна неправильной формы среди гидратированного тантал-ниобиевого минерала. Циркон также встречается в рудных зонах, где слагает агрегаты и кристаллы дипирамидального облика с неразвитой призмой размером до 1 см. В нем присутствуют мелкие зерна торита и ксенотима.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (15-45-04089).

1. Булнаев К.Б., Карманов Н.С. Редкометальное оруденение в шлировых пегматитах Ингурского массива щелочных гранитов (Западное Забайкалье) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2005. № 2. с. 24-28.

2. Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантало-ниобаты (свойства, особенности состава и условия образования). М.: Недра. 1974. 344 с.

3. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.Н. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.

4. Лыхин Д.А. Результаты Ag-Ag геохронологических исследований Ингурского массива, Забайкалье. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. 2015. с. 169-171.

5. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. т. 51. № 9. с. 1249-1276.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ИЗ КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© Е. А. Хромова¹, А. Г. Дорошкевич^{1,2}, И. А. Избродин¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, lena.khromova.00@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

Одной из особенностей вещественного состава карбонатитов является свойство концентрирования редких элементов. Изобилие РЗЭ часто приводит к формированию редкоземельных минералов в количествах, представляющих промышленное значение.

Белозиминский массив щелочных пород и карбонатитов содержит одно из крупнейших в стране и мире месторождение ниобия и РЗЭ, открытое и детально разведанное в 50-80-х годах прошлого столетия.

Массив относится к типу сложных многофазных интрузивов центрального типа. Он имеет зонально-кольцевое строение, которое осложнено линейными структурами. Центр массива это сложнопостроенный шток площадью 9,6 км, выполненный различными типами карбонатитов (кальцитовые, кальцит-доломитовые и анкеритовые), прослеженных бурением до глубины 1,5 км. Щелочные силикатные породы представлены мельтейгитами, ийолитами — урритами, нефелиновыми сиенитами, образующими полукольцевую зону, обрамляющую карбонатитовый шток по периферии. Массив несколько вытянут в северо-западном направлении согласно простиранию контролирующего его разлома. Вмещающими являются породы песчано-сланцевой толщи верхнего протерозоя с пластами кварцитов и согласными дайками диабазов [1]. Возраст нефелиновых сиенитов (U–Pb датирование) составляет 643 млн лет [3], кальцит-доломитовых карбонатитов (Ar–Ar методом по флогопиту) — 645 млн лет [4]. Кальцитовые карбонатиты как правило, представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями. Породы сложены кальцитом с второстепенными клинопироксеном (диопсид-геденбергит с высоким содержанием эгиринового минала), пироксеном, флогопитом, апатитом, магнетитом, оливином. Кальцит-доломитовые карбонатиты среднезернистые, порфиридные, часто полосчатые разновидности, основными минералами являются: доломит, кальцит, минералы группы биотита, амфибол. Анкеритовые разновидности карбонатитов среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые, в основном состоят из анкерита и доломита с подчиненным количеством барита, сульфидов (в основном пирита), фторкарбонатов редких земель и монацита. Основной целью данной работы является изучение поведения и распределения редкоземельных элементов в минералах, а так же обоснование основных механизмов ответственных за их накопление.

Фторапатит в кальцитовых и кальцит — доломитовых карбонатитах составляет 5-10 % породы, иногда его количество увеличивается до 20%. Минерал наблюдается в виде овальных зерен размером от сотых долей до первых мм. Он часто образует цепочки вдоль зерен карбонатов реже присутствует в виде включений в клинопироксене и минералах группы биотита. В анкеритовых карбонатитах фторапатит является акцессорным, и находится, в основном, в ассоциации с гидропироксеном. Минерал представлен овальными зернами размером 0,1 — 0,5 мм. Количество РЗЭ в апатите из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов достигает 6000 ppm (рис 1а). На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ наблюдается пологое плечо от лантана к ниодиму с явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, и лантан-иттербиевым (La/Yb_{CN}) отношением от 42 до 52.

В **карбонатах**, слагающих основную массу карбонатитов, распределение РЗЭ происходит следующим образом: наибольшая концентрация характерна для кальцита из кальцитовых карбонатитов (500-1000 ppm), график имеет пологий вид (рис. 1б), с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Доломит и анкерит характеризуются более низким уровнем РЗЭ (90-140 и 70-90 ppm, соответственно), и имеют близкую конфигурацию графиков. Лантан-иттербиевое (La/Yb_{CN}) отношение колеблется до 20 в анкерите и до 40 в кальците.

Помимо апатита и кальцита одним из важных концентраторов РЗЭ в кальцитовых и кальцит — доломитовых карбонатитах является **пироксеном**. Пироксен в карбонатитах образует неравномерную вкрапленность размером от долей до 7-10 мм, а его содержание существенно варьирует: от 3-5 % в кальцитовых карбонатитах до акцессорных — в анкеритовых карбонатитах. Во всех разновидностях пироксена в ряду нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов отчетливо наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 1в) с лантан-иттербиевым отношением от 30-40 в пироксене из кальцит — доломитовых карбонатитов, 60-80 в пироксене из

анкеритовых карбонатов, и достигает максимума 160 — 240 в пирохлоре из кальцитовых карбонатов. Стоит отметить, что церий обычно доминирует над лантаном и довольно часто отмечена Ce положительная аномалия (Ce/Ce^* — от 4 до 10 в среднем), которая в наибольшей степени проявлена в измененном пирохлоре из анкеритовых карбонатов (8-10)[2].

Клинопироксен представлен диопсид — геденбергитом. Он присутствует в кальцитовых карбонатах, в которых встречается в виде изометричных зерен. По краю зерен иногда развивается кайма эгирина. Количество РЗЭ в клинопироксене достигает 5-50 ppm (рис. 1г). Минерал имеет синусоидальной формы график нормированных к хондриту содержаний РЗЭ с примерно равными количествами легких и тяжелых лантаноидов и низкими концентрациями средних [3].

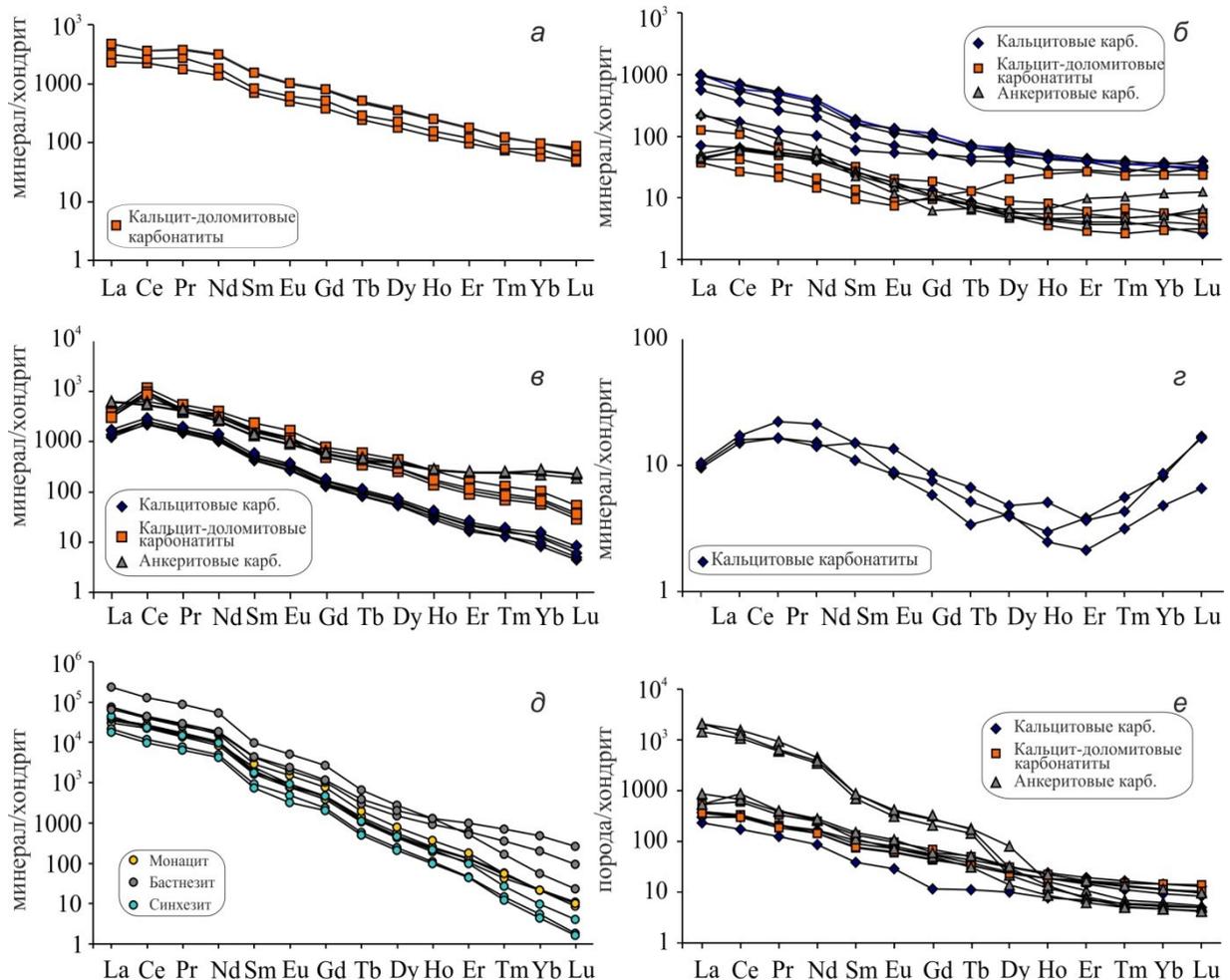


Рис. 1. График распределения РЗЭ нормированных к хондриту [5] в минералах и карбонатах месторождения Белая Зима.

РЗЭ концентрируются так же в аксессуарных минералах карбонатов. **Баотит** в виде мелкой вкрапленности наблюдается в пирохлоре. **Цирконолит** встречается преимущественно во включениях во фторкальциопирохлоре и фторапатите, образует рассеянную вкрапленность, а также наблюдается в основной массе в виде одиночных призматических кристаллов или их сростков. График нормированных к хондриту содержаний РЗЭ баотита и цирконолита из кальцитовых и кальцит — доломитовых карбонатов характеризуются довольно пологими чертами с примерно равным количеством легких, средних и тяжелых РЗЭ. Уровень концентрации РЗЭ в баотите на несколько порядков ниже, чем в цирконолите (10-8000 ppm, соответственно). Баотит имеет положительную аномалию европия $Eu/Eu^*=8-9$. Минералы группы **бурбанкита** и **анкилит-Се** встречаются в кальците и доломите из карбонатов в виде мелкой рассеянной вкрапленности, размером до нескольких микрон. Для состава минералов характерно низкое содержание тяжелых лантаноидов. Среди легких лантаноидов преобладает церий.

Основными минералами концентраторами РЗЭ в анкеритовых карбонатах являются фторкарбонаты РЗЭ и монацит-Се. **Фторкарбонаты (бастнезит-Се, паризит-Се и синхизит-Се)**

формируют тесные сростания друг с другом, встречаются в виде вкрапленности, и образует скопления кристаллов размером 0,1-0,8 мм. **Монацит-Се** образует пластинчатые, шестоватые зерна и их скопления. Минерал широко распространен в анкеритовых карбонатах. Количество фторкарбонатов и монацита-Се в отдельных участках занимает 10-15% породы. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (рис. 1д), с La/Lu_{CN} отношением 15^2-40^3 в бастнезите, 15^3-36^3 в монаците и 30^3-80^3 в синхизите.

Следует отметить, что в распространенном в карбонатах магнетите и минералах группы биотита, содержание РЗЭ чаще всего ниже предела обнаружения.

Карбонаты характеризуются высокой концентрацией РЗЭ (1200-52000 ppm). График имеет пологий вид с явным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 1е). La/Yb_{CN} отношение в среднем: 20-25 (кальцитовые), 25-50 (кальцит-доломитовые), 50-200 (анкеритовые карбонаты).

Таким образом, проведенные нами исследования показали, что в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатах основными минералами-концентраторами РЗЭ являются фторапатит, кальцит, фторкальциопирохлор, незначительный вклад несут клинопироксен и акцессорные: анкилит-Се, бербанкит, цирконолит, баотит.

Максимальное содержание РЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатах, которые концентрируются во фторкарбонатах РЗЭ.

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-20036)

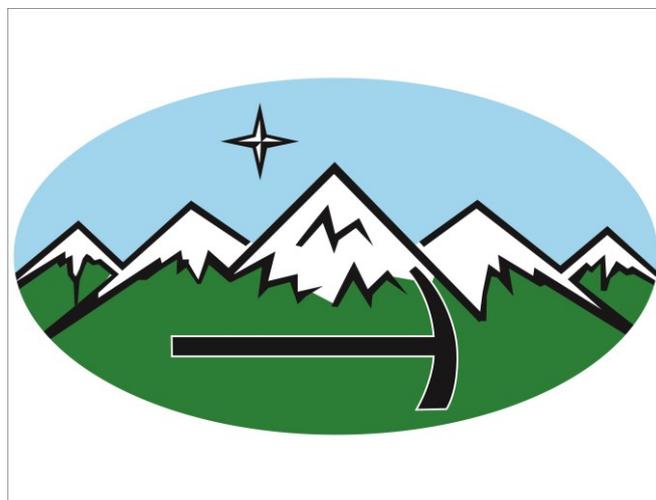
1. Фролов А.А., Толстов А.Р., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. — М.: НИИ — Природа. 2003. 287 с.

2. Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Избродин И.А. Особенности эволюции состава минералов группы пирохлора в карбонатах Белозиминского массива (Восточный Саян) // ЗРМО. № 1., 2017. С. 58-72.

3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005, том 404. №3. С.400-406

4. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids. // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 26. P. 81–96.

5. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth. // Chem. Geol. 1995. V.120. P. 223–253.



СЕКЦИЯ 6

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Председатели:

Цыдыпова Лариса Ринчиновна

канд. геол.-минерал. наук

Герман Евгений Иванович

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОМАГНИТНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОВ В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

© Е. Я. Амонова

Ботубинская геологоразведочная экспедиция, Мирный, (САХА) Якутия, Россия, amonovaey@alrosa.ru

В последние годы очень остро стоит проблема укрепления сырьевой базы алмазодобывающих предприятий. Первоочередная задача геологоразведочного комплекса — открытие новых месторождений в непосредственной близости от действующих горно-обогачительных комбинатов, где уже развита вся необходимая для добычи и обогащения инфраструктура. Важную роль при выходе на малоизученные площади играет стадийный подход к изучению этих территорий, предусматривающий опережающее выполнение геофизических работ, в первую очередь аэромагнитной градиентометрической съемки, которая позволяет оперативно и с меньшими затратами, в сравнении с другими геофизическими методами и бурением скважин, решать структурно-поисковые и прогнозные задачи.

В настоящее время в геологоразведочном комплексе АК «АЛРОСА» (ПАО) проведена модернизация традиционной технологии выполнения аэромагнитной съемки и внедрен в эксплуатацию новый аэрогеофизический комплекс «DAARC-500» (RMS Instruments, Канада), предназначенный для выполнения высокоточной аэромагнитной градиентометрической съемки на воздушном судне Cessna208B Grand Caravan с жестким креплением трех магнитных датчиков Cs-3 в крыльевых обтекателях и хвостовом стингере. Основные технические характеристики «DAARC-500»: цезиевые датчики с частотой измерений 10 Гц и более, с чувствительностью 0,001 нТл; встроенный многочастотный GPS-приемник с частотой 10 Гц (6-7 метров). Согласно методическим требованиям вариации магнитного поля измеряются 1 раз в секунду и ввод поправок за вариации производится в 100% съёмочных маршрутов, (опорные и рядовые). Точность съемки составляет 1-1,5 нТл. Система «DAARC500» является самой прогрессивной в мире — надежная привязка измерений в плане и по высоте, совместное использование данных о полной напряженности магнитного поля и его градиентов позволяет картировать слабоинтенсивные аномалии магнитного поля, что особенно важно для выделения кимберлитоконтролирующих структур. Аномалии «трубочного» типа в благоприятных условиях выделяются от 1 нТл, что актуально при поисках новых кимберлитовых тел со слабоконтрастными индикационными свойствами.

Обслуживание аппаратуры (съёмочной и навигационной) в полёте осуществляется одним геофизиком-бортоператором.

В начале и конце каждого полевого сезона после установки аппаратуры на борт самолёта производится комплекс вводных работ для контроля работы всех систем и получения компенсационного решения для магнитометрических данных. Вся съемка сопровождается одновременным наблюдением на комплексной базовой станции (КБС).

Комплекс включает в себя следующие виды работ:

- Работа аппаратуры вне режима полета;
- Калибровочный вылет (коробка FOM);
- Калибровка радиовысотомера;
- Регистрация и списание девиации;
- Определение lag-поправок;
- Создание искусственных помех.

В первый год работы на участке создается опорная сеть для увязки рядовых маршрутов и съемка диагонального маршрута для оценки точности площадной съемки.

Ориентация маршрутов рядовой сети выбирается исходя из простирания основных разломов Вилуйско-Мархинской минерагенической зоны.

Камеральные работы имеют итоговой целью составление окончательного отчета о геологических результатах выполненных полевых работ на основе обработки и интерпретации полевых материалов. Они проводятся как в период полевых работ, так и после их завершения в полном соответствии с действующими инструкциями по аэрогеофизическим работам.

После проведения полевых работ, выполняется обработка материалов аэромагнитной градиентометрической съемки. Весь процесс разделяется на полевой или предварительный цикл обработки материалов и камеральный или окончательный цикл.

Первичная обработка материалов аэромагнитной градиентометрической съемки (АМГС) проводится на персональном компьютере в программе OASIS montaj, наземной детализационной

съёмки — в программе MagMap2000.

В состав предварительной полевой обработки должны входить:

- Перенос данных посредством гибких носителей;
- Проверка всех фиксируемых каналов;
- Составление паспорта съёмки и журнала учета летного времени и отработки площадей;
- Обработка данных вводных работ.

В камеральный период выполняются следующие виды работ:

- Проверка полноты полевой документации, поступающей в бумажном и цифровом виде;
- Проверка соответствия данных паспорту съёмки;
- Обработка данных спутниковой навигации;
- Построение карты контроля полевых данных (координат, высоты полета, записи магнитометрических датчиков);
- Построение карты рельефа по данным спутниковых наблюдений носителя;
- Просмотр, предварительная редакция и осреднение (в случае необходимости) вариаций магнитного поля, создание файлов поправок;
- Ввод поправок за вариации в рядовые, повторные, опорные и диагональные маршруты (три канала магнитных данных);
- Определение среднеквадратических погрешностей по результатам двойных равнозначных измерений в точках пересечения рядовых и диагональных маршрутов и рядовых и повторных маршрутов. Создание электронных таблиц оценки качества съёмки;
- Площадная интерполяция и создание матриц;
- Построение альбомов графиков по повторным маршрутам;
- Построение рабочего варианта карт аномального магнитного поля и его локальной составляющей;
- Выделение магнитных аномалий;
- Разбраковка аномалий.

Полностью обработанные и увязанные данные АМГС будет являться исходным материалом на этапе интерпретации.

Полевые работы по наземной детализации аномалий выполняются цезиевым магнитометром G859 APSX со встроенным GPS приёмником. Магнитовариационная станция BaseMag 2012 с чувствительностью датчика не ниже 0,01 нТл, частота дискретизации 1-10 сек. Встроенный GPS приёмник позволяет данные магнитного поля синхронизировать с точным всемирным временем.

В процессе проведения работ по наземной детализации аномалий, обработка данных идет вслед за полевыми работами в ежедневном режиме.

При проведении наземной детализации площадь участка съёмки на каждой аномалии должна быть такой, чтобы аномалия была оконтурена полностью, с обязательным выходом за контуры аномалии в нормальное поле не менее 200 м по всей её окружности.

После окончания полевых работ по рядовой съёмке, выполняется построение итогового плана изолиний магнитного поля, по которому задаются один или, при необходимости несколько, расчетных интерпретационных профилей (РП). Эти профили прокладываются через эпицентры аномалий в крест их длинной оси. По данным съёмки интерпретационных профилей проводится экспресс-оценка глубины верхней кромки магнитовозмущающего объекта.

Впоследствии, по результатам моделирования принимается решение о проведении геологической заверки аномалии с целью определения ее природы.

1. Инструкция по магниторазведке, 1981.
2. Руководство по съёмочным полётам МГА СССР, 1983.
3. Сборник руководящих, нормативных документов МинГео СССР и МГА СССР по выполнению авиатранспортных и аэросъёмочных работ в геологических организациях, 1987.
4. Бондаренко С.В. Проект на проведение аэромагнитной градиентометрической съёмки в пределах Вилуйско-Мархинской минерагенической зоны в 2017-2020 гг. (объект Аэросъёмочный-2), фонды

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© Р. А. Ананьев

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия, corer@mail.ru

Арктический шельф входит в число приоритетных регионов развития России. В связи с этим, остро встает вопрос изучения геолого-геоморфологических процессов и возможных рисков для минимизации ущерба при разведке и эксплуатации природных ресурсов шельфа, вследствие чего проведение комплексных геолого-геофизических изысканий в данном регионе имеет особенно большое значение. В 2011 — 2016 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН приняли участие в нескольких подобных экспедиционных исследованиях в моря Восточной Арктики, особое внимание при этом было уделено изучению моря Лаптевых.

Во время экспедиционных исследований использовался комплекс современного сейсмоакустического оборудования — многолучевой эхолот, сейсмоакустический профилограф и гидролокатор бокового обзора. Это позволило получить данные о рельефе морского дна и строении верхней осадочной толщи, выявить закономерности их развития, а также зафиксировать особенности проявления современных геолого-геоморфологических процессов.

Палеогеографические особенности развития региона в четвертичное время привели к образованию подводных многолетнемерзлых пород, способных сохранять свободный газ в осадках и стабилизировать газовые гидраты. В настоящее время происходит прогрессивное уменьшение арктического ледового покрова, усиление прогрева и перемешивание водных масс, а также резкое увеличение придонных температур, что приводит к разрушению многолетнемерзлых пород с дальнейшим газовыделением в водную толщу [1].

Широкий и мелководный Восточно-Сибирский шельф характеризуется высокими эмиссионными потоками, выбросы метана в атмосферу здесь сопоставимы со средними оценками выбросов всего Мирового океана [4]. Проведенные сейсмоакустические, гидролокационные и батиметрические исследования показали широкое распространение в данном регионе донных газонасыщенных осадков, сопровождаемое высачиванием (сипингом) углеводородных газов, проявляющимся в виде газовых «факелов» и пузырьковых струй в водной толще (рис. 1).

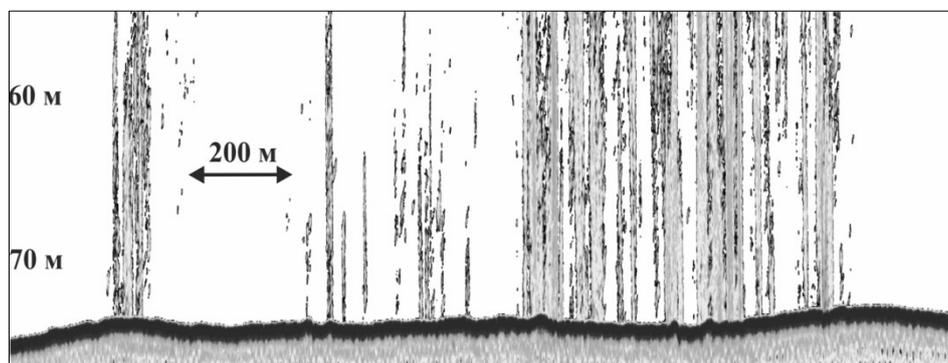


Рис. 1. Газовые выходы в море Лаптевых по данным ВЧ канала сейсмопрофилографа SES-2000

Во многих случаях области газовыделения в водную толщу сопровождалось появлением на дне покмарков — микрократеров, образующихся при определенных условиях в местах выхода газа из донных осадков в воду. В ходе экспедиции было зафиксировано большое количество покмарков различной формы — округлых, изометричных и вытянутых, размером от нескольких десятков сантиметров до десятков метров.

Помимо прямой регистрации газовых выходов нами были обнаружены участки морского дна, где такая эмиссия потенциально возможна и наиболее вероятна. Одними из таких мест являются так называемые «газовые карманы», то есть области под дном с повышенным содержанием газа, закрытые сверху газонепроницаемым слоем осадков. Подобные зоны аномального газонасыщения уверенно выделялись с помощью сейсмопрофилографа, признаками газонасыщенности осадков на сейсмических записях являлись: резкое возрастание амплитуды отражений, появление большого количества дифрагированных волн, экранирование нижележащих границ (зоны акустической тени), задержка времени регистрации отражений от нижележащих границ, вызывающая их ложное прогибание,

куполообразные и конусообразные вертикально ориентированные области акустически прозрачной или хаотической записи, резко дискордантные отражениям от субгоризонтальных геологических границ.

Подводная экзарация айсбергов, плавучих и припайных льдов представляет природные опасности и риски, что необходимо обязательно учитывать при освоении нефтегазовых месторождений шельфа. Данные процессы могут оказывать разрушительное влияние на подводные инженерные сооружения и, в первую очередь, на устойчивость подводных трубопроводов. В результате проведенных исследований на шельфе моря Лаптевых на глубинах моря до 80 м были обнаружены многочисленные борозды с широким диапазоном разброса как по глубине их распространения, так и по их фактическим размерам (ширина и глубина борозд, их форма, протяженность, направление) [2]. Характерный вид борозд (траншея с отвалами грунта в одну или обе стороны) не оставляет сомнений в механическом характере воздействия на дно; причиной воздействия, вероятнее всего, является взаимодействие движущегося льда с донной поверхностью. Полученные экспедиционные данные позволили предположить, что на шельфе восточной части моря Лаптевых наибольшая глубина моря, при которой возможно экзарационное воздействие на дно морского льда в современных природных условиях, не превышает 40 м. Вследствие этого, обнаруженные более глубоководные борозды, скорей всего, являются реликтовыми, образовавшимися в эпохи глубоких регрессий в доголоценовое время.

В юго-восточной части моря на некоторых участках морского дна были обнаружены полигональные структуры, размеры и формы которых изменяются в довольно широких пределах [3]. Их формирование связывают с эпохой позднеплейстоценовой регрессии, когда восточно-арктический шельф представлял собой полностью осушенную зону. Области распространения на дне полигональных структур сопровождаются появлением в разрезе многочисленных вертикальных ослабленных зон, что облегчает вертикальную миграцию флюидов из более глубоких горизонтов к поверхности дна. Подтверждением изложенной интерпретации является общее увеличение концентрации метана в воде и атмосфере, фиксирующееся в рассматриваемых участках акватории [4].

В северной части моря Лаптевых несколькими сейсмоакустическими профилями были пересечены резко выраженные в рельефе дна уступы амплитудой от 3 м и более метров. Крутые борта уступов резко контрастируют с почти идеально выровненной поверхностью дна в изучаемом районе, где уклоны не превышают долей градуса. Наличие подобных структур, вероятно, связано с проявлением в современном рельефе широко распространенных в данном районе глубинных тектонических нарушений, предположительно — сбросов.

Проведенные исследования подтвердили широкое распространение потенциально опасных геолого-геоморфологических природных процессов на шельфе моря Лаптевых, представляющих очевидную опасность практически для всех видов деятельности, включая безопасное освоение нефтегазовых месторождений шельфа. Большое количество обнаруженных участков распространения аномально газонасыщенных отложений и газовых выходов могут представлять глобальную опасность. При продолжающейся деградации многолетнемерзлых пород эмиссия метана будет увеличиваться, и принимать массивный характер, приобретая совместно с деградацией многолетнемерзлых пород на суше и усилением термоабразионных процессов на побережье значение риска планетарного масштаба. В результате таяния мерзлоты возможно также изменение физических и биогеохимических свойств верхней осадочной толщи, что, в свою очередь, может привести к непредсказуемым последствиям, особенно в областях техногенного освоения. Минимизация этих и других георисков при освоении шельфа должна являться одним из приоритетов развития Арктического региона.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФ (проект №14-50-00095).

1. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады РАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.

2. Ananyev R., Dmitrevskiy N., Jakobsson M., Lobkovsky L., Nikiforov S., Roslyakov A., Semiletov I. Sea-ice ploughmarks in the eastern Laptev Sea, East Siberian Arctic shelf. In: Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K. & Hogan, K. A. (eds) Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient. // Geological Society, London, Memoirs. 2016. Vol. 46. P. 301–302.

3. Lobkovsky L., Ananyev R., Dmitrevskiy N., Dudarev O., Jakobsson M., Nikiforov S., Roslyakov A. Permafrost patterns in the SE Laptev Sea, East Siberian Arctic Ocean. in Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K. & Hogan, K. A. (eds) Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient. // Geological Society, London, Memoirs. 2016. Vol. 46. P. 311–312.

4. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et al. Extensive methane venting to the atmosphere from the sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. T. 327. P. 1246–1250.

**СИНТЕЗ ИСХОДНОЙ АКСЕЛЕРОГРАММЫ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА
СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКЕ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ТЕРРИТОРИИ НОВО-ЗИМИНСКОЙ ТЭЦ**

© Е. В. Брыжак^{1,2}

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, bryzhak@crust.irk.ru*

² *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия*

Для проектирования сейсмостойких сооружений важное значение имеет оценка параметров сейсмических воздействий в баллах и в максимальных ускорениях, а также характеристика частотного состава колебаний грунтов для горизонтальной и вертикальной составляющих.

Рассмотрим кратко методику формирования акселерограмм сильных землетрясений на примере площадки строительства на территории Ново-Зиминской ТЭЦ.

Для решения поставленной задачи, связанной с построением карты СМР для площадки строительства объектов повышенной ответственности предполагается, что сейсмическую опасность грунтовых оснований, согласно нормативным документам, необходимо картировать, кроме сейсмической опасности в баллах, по максимальным ускорениям, преобладающим периодам, резонансным частотам рыхлой толщи и другим характеристикам сейсмических воздействий. Эта задача решается при использовании расчетных методов.

При выполнении этапов исследований в отмеченном выше направлении первостепенной задачей являлось формирование исходного сигнала для исследуемой территории [1, 3]. Поскольку местной сети регистрации землетрясений нет, временные также не планируются в связи с определенными затратами, предпочтительней использовать записи землетрясений региональной сети сейсмических станций из опасных для данной территории зон ВОЗ. Но и в этом случае сама возможность ограничивается тремя ближайшими станциями (Аршан, Монды, Орлик) и количеством землетрясений, которые регистрировались из опасных для участка исследований зон ВОЗ. Таких относительно сильных землетрясений отобрано 6. Их основные параметры сведены в таблицу 1. Их магнитуда находится в интервале 4,1-5,3, энергетический класс 11,3-13,6 и эпицентральные расстояния 53-143 км. В анализ включались только трехкомпонентные записи.

Табл. 1. Основные параметры отобранных землетрясений

№ п/п	Дата и время	Коорд. эпиц		К _р	М	Сейсмостанция, эпицентральное расстояние, I б (макросейсмика)
		□	□			
1	2004-03-11 9-39-06.6	52.14	100.74	12.2	4.6	Монды, 55км
2	2005-02-23 19-55-09.4 (Онотское)	52.43	101.68	13.6	5.3	Аршан 75км, 4-5б; Монды 85км, 4-5б; Орлик 123км, 4-5б;
3	2007-11-11 22-04-32.6	52.35	102.75	11.6	4.2	Аршан 53км, Иркутск 104 км, Монды 143км
4	2008-06-20 00-19-01.3	52.26	101.03	11.3	4.1	Монды 66км, Орлик 87км Аршан 102км
5	2013-05-09 05-25-56.2	52.46	100.70	11.5	4.2	Орлик 61км, Аршан 132км
6	2014-11-01 00-51-58.6	52.56	101.25	13.6	5.3	Орлик 98км, 4б; Монды 102км, Аршан 107км

Особенностью расчетов сейсмических воздействий является необходимость создания одного исходного сигнала, но с тем условием, что бы он учитывал данные спектрального состава колебаний из каждой зоны ВОЗ. Для этого спектры колебаний отобранных землетрясений прогнозировались на максимальную магнитуду зоны ВОЗ, и с учетом затухания и эпицентрального расстояния до площадки строительства рассчитывался спектр сильного землетрясения [1, 2]. Затем находились средние амплитудные и фазовые спектры для каждой компоненты и как следствие выполнено восстановление записей акселерограмм прогнозируемых сильных землетрясений, отвечающих исходной сейсмичности района.

Запись полученного исходного сигнала для трех компонент представлена на рисунке 1, она отвечает колебаниям поверхности коренных пород.

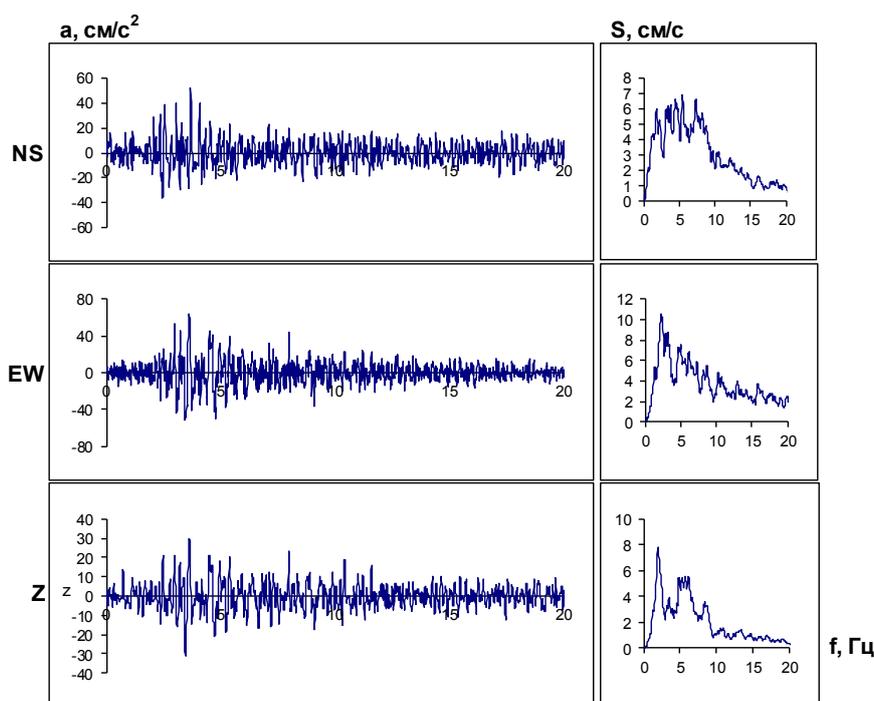


Рис. 1. Акселерограммы, сформированные по данным отобранных землетрясений (табл. 1) и их спектры, соответствующие грунтам I категории (коренным эталонным породам) района расположения площадки строительства на территории Ново-Зиминской ТЭЦ.

Амплитудные спектры этого сигнала отражают все частотные особенности акселерограмм, которые спрогнозированы для наиболее опасных зон ВОЗ. Его уровень, превышающий значение 0,7 от максимального, лежит в интервале частот 1,66 — 8,69 для горизонтальных компонент и от 1,71 до 6,15 Гц — для вертикальной компоненты. Максимальные значения ускорений по компонентам распределяется следующим образом: NS — 25 см/с², EW — 31 см/с² и Z — 16 см/с². Основной максимум спектра приходится на диапазон частот 1,9 — 5,42 Гц.

Далее этот сейсмический сигнал может использоваться при расчетах влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность и построения карты СМР в количественных характеристиках сейсмических воздействий.

Работа выполнена частично при поддержке гранта РФФ №15-17-20000.

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Методика формирования сейсмического сигнала с целью районирования сейсмической опасности городских агломераций (на примере г. Иркутска) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т.5. №2. С.96-110.

2. Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. К методике формирования исходных сигналов с целью прогноза максимальных сейсмических воздействий (на примере г. Иркутска) // Успехи современного естествознания. 2016. №3. С. 146-152.

3. РБ-006-98. Определение исходных сейсмических колебаний грунта для проектных основ. М.: Госатомнадзор России. 1998. 63 с.

СТРУКТУРА УЛААНБААТАРСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© Б. Буянтогтох¹, Е. Х.Турутанов², Арвисбаатар³

¹ Институт Астрономии и Геофизики МАН, buyantogtokh@iag.ac.mn, buyanaw@gmail.com

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³ Геолого-геофизический факультет, МНУ, Улан-Батор, Монголия

Введение

В 2013 г. завершены работы по определению глубинной структуры Улаанбаатарской впадины. Эта впадина приурочена к Хэнтэйскому прогибу, слагающему центральную часть Хэнтэйского свода Хангай-Хэнтэйской складчатой системы Монголии (рис.1) Она имеет субширотную ориентировку с размерами 30-35 × 4-10 км. Впадина расположена между малым Хэнтэйским поднятием и горстовой блоковой структурой гранитоидов массива Богдуул, выходы которой картируются вдоль юго-восточного борта депрессии. [1]



Рис. 1. Схема геолого-географического районирования Монголии: (по [7] с изменениями): 1 — границы районов; 2 — граница подрайонов; 3 — Улаанбаатарская впадина. Районы: I — Монгольский Алтай; II — Северная Монголия; III — Хангай-Хэнтэйский; IV — Центральная и Северо-Восточная Монголия; V — Южная Монголия; VI — Юго-Восточная Монголия;

Основные черты геологического строения

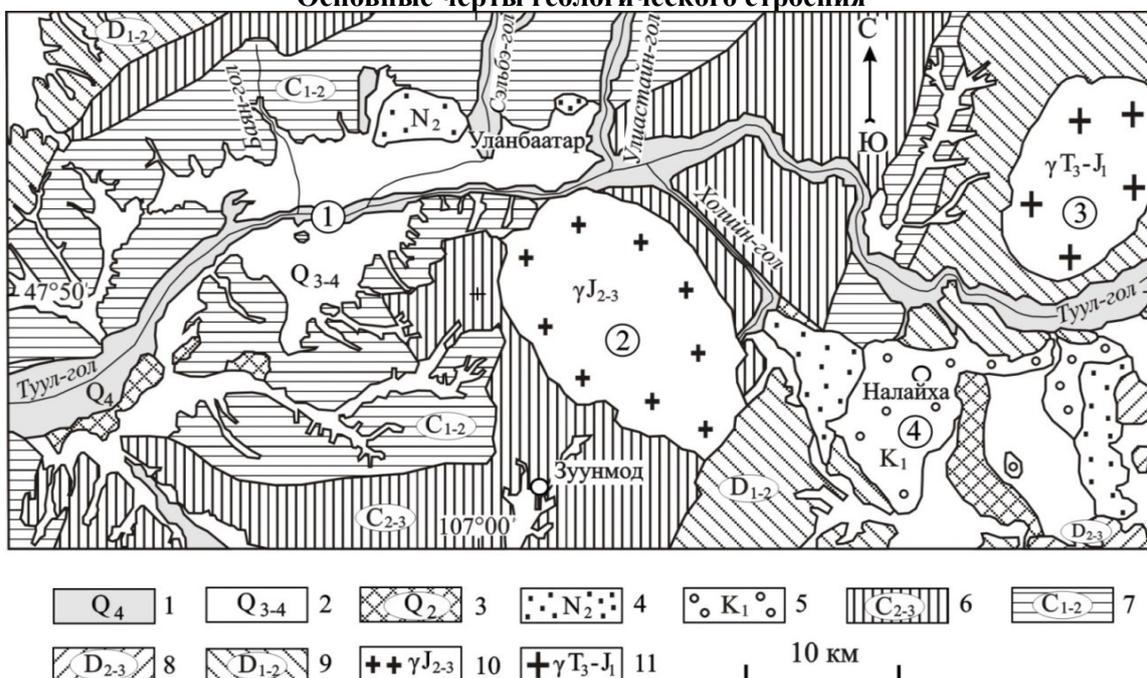


Рис. 2. Геологическая схема района г. Улаанбаатар (по [2] с изменениями).

Четвертичные отложения: 1 — аллювиальные отложения: галька, гравий, песок, супесь, суглинок, глины; 2 — аллювиально-пролювиальные отложения: глыбы, дресва, щебень, галька с суглинисто-супесчаным заполнением, делювиально-пролювиальные отложения; 3 — отложения древних низких речных террас: глыбы, дресва, щебень, галька с суглинисто-супесчаным заполнением, супесь, суглинок; 4 — верхний неоген-плиоценовые отложения: красноцветные, иногда желтовато-пестрые глины, алевритовые гальки, пески, слабо цементированные брекчии,

конгломераты, гравелиты, суглинки; 5 — нижний мел. Зуунбаянская свита: песчаники с фауной и флорой, алевролиты, конгломераты, гравелиты, глины, аргиллиты; 6 — средний-верхний карбон: разномерные песчаники с прослойками глинистых сланцев, редко гравелиты, конгломераты, алевролиты, гравелиты; 7 — нижний-средний карбон: глинистые сланцы с прослойками разномерных песчаников, алевролиты, кремнистые алевролиты, редко прослойки яшм; 8 — средний-верхний девон. Горихинская свита: желтоватые средне-мелкозернистые песчаники, туфопесчаники, редко линзы яшм, прослойки туффитов; 9 — нижний-средний девон. Горихинская свита, нижний горизонт: песчаники с чередующимися прослойками алевролитов и сланцев, алевро-песчаный кварцит, редкие линзы основных эффузивов; 10 — Богдуулинский массив, харалгайская формация: гранит-порфиры с биотитом и мусковитом, мелко-среднезернистые граниты с биотитом и мусковитом, редко с аляскитом, средне-крупнозернистые порфировидные граниты с биотитом, аляскитом, иногда щелочные; 11 — Горихинский массив, жанчивланская формация: мелкозернистые гранит-порфиры, кварцевые жилы, среднезернистые граниты, среднезернистые порфировидные светлые граниты с биотитом, роговой обманкой, средне-крупнозернистые порфировидные граниты с биотитом, биотитовой и роговой обманкой, мусковитом. Цифры в кружках: 1 — Улаанбаатарская депрессия, 2 — Богдуулинский гранитный массив, 3 — Горихинский гранитный массив; 4 — Налайхинская впадина

Гравиметрическое измерение

Для изучения внутренней структуры Улаанбаатарской впадины и оценки мощности заполняющих её осадочных отложений проведена гравиметрическая съёмка. Площадь съёмки превышает 500 км². Работы выполнены с помощью гравиметра CG-5 по стандартной методике, с учётом поправки за рельеф. Точность съёмки ($\epsilon = \pm 0,05$ мГал) и густота гравиметрической сети (более 1000 координатных точек) отвечают техническим требованиям, предъявляемым к съёмкам масштаба 1:50 000 (рис. 3)

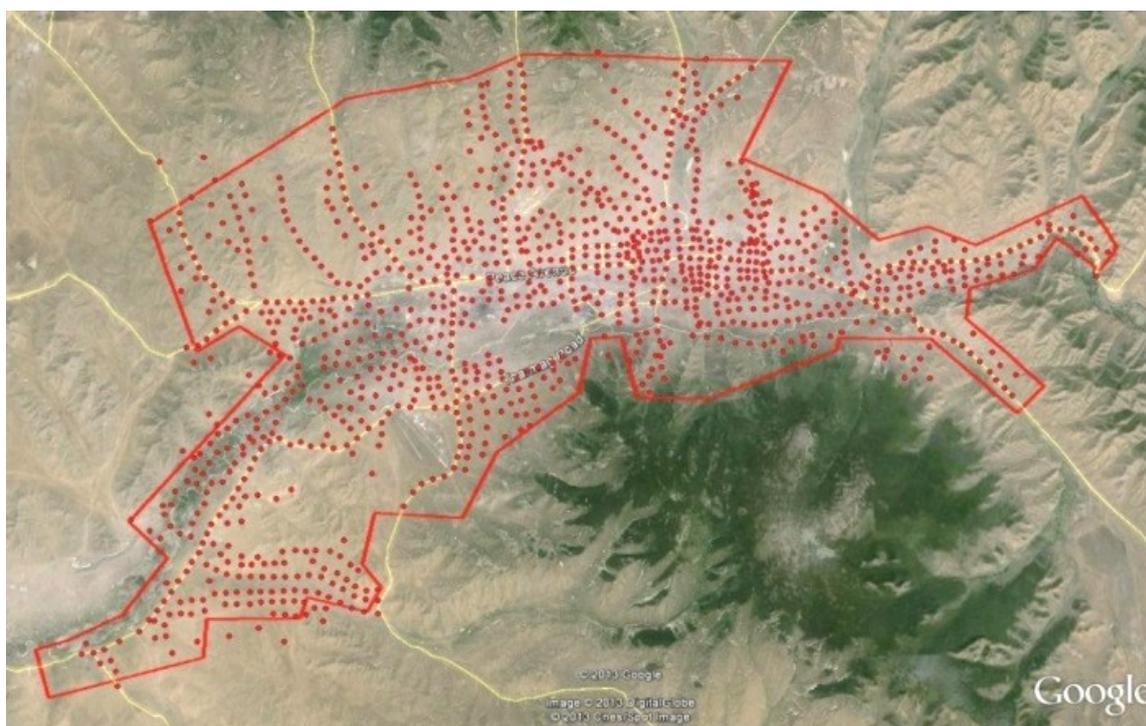


Рис. 3. Гравиметрическая сеть района г. Улаанбаатар

Методика выделения аномалий

Рыхлые кайнозойские отложения являются наименее плотными из всех геологических образований региона. Средняя плотность рыхлых отложений нами принята по данным результатов многочисленных денситометрических измерений [3] и составляет 2100 кг/м³. Линии регионального фона проводились как касательные к максимумам, окружающим депрессию, либо к участкам выполаживания графиков аномалий Буге. При этом точки касания должны были находиться в пределах полосы шириной 2–3 км, которая окружает с внешней стороны зону сплошного развития кайнозойских кластических отложений. При таком подходе соответствие выделяемого минимума аномалий силы тяжести линзам рыхлых осадков представляется наиболее правдоподобным [4].

Применение описанной выше методики не исключает возможности существенных искажений выделяемых локальных минимумов. В ряде случаев такие минимумы могут содержать неучтённые

влияния неоднородностей фундамента. Линзы осадков являются сильно уплощенными телами, верхние границы которых совпадают с земной поверхностью. Интенсивность локальных отрицательных аномалий над Улаанбаатарской впадиной невелика и доходит до -5 мГал (рис. 4).

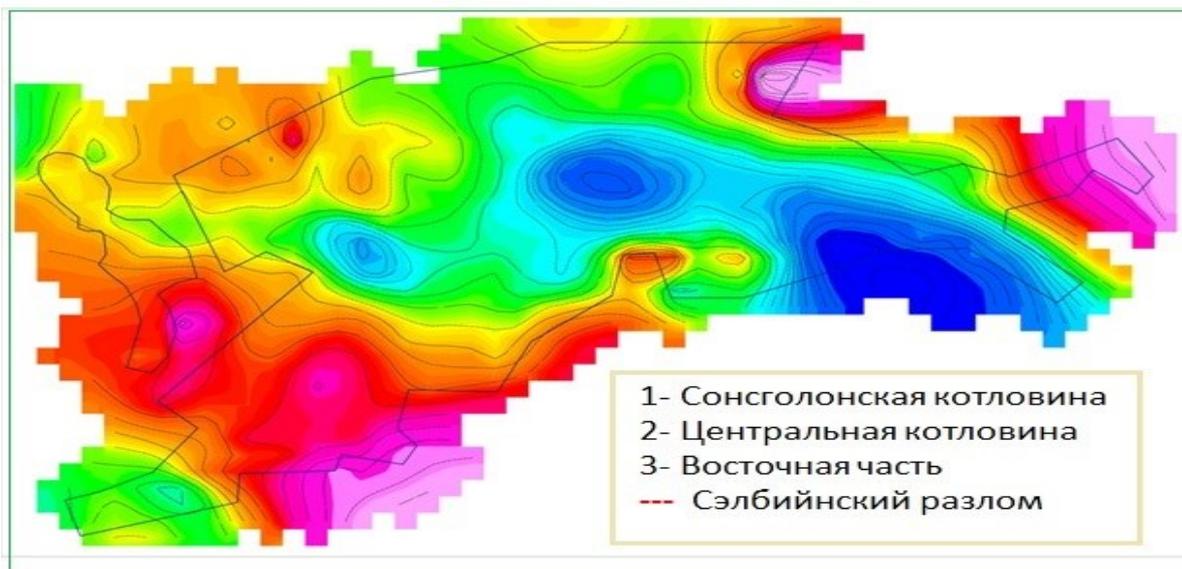


Рис. 4. Схема локальной аномалии в редукции Буге

Результаты интерпретации

В результате гравиметрических исследований Улаанбаатарской впадины получены количественные характеристики мощности рыхлых отложений этой структуры и данные о морфологических особенностях погруженной части кристаллического фундамента. Судя по интерпретационным разрезам и схеме мощности осадков (рис. 4), Улаанбаатарская впадина имеет сложное блоковое строение и по своей внутренней структуре разделяется на три основные части.

В западной части Улаанбаатарской впадины, в зоне тектонических нарушений, гравиметрическими исследованиями выявлена котловина с толщиной осадков около 120 метров.

Судя по гравиметрическим данным максимальная мощность отложений в центральной котловине составляет около 200 м. К востоку от Сэлбийнского разлома оценка мощности рыхлых отложений по гравиметрическим данным затруднительна из-за сильного искажающего влияния Богдуулинского мезозойского гранитного массива. Здесь мощность осадочных отложений оценена по данным электроразведочных и буровых работ [5,6] и составляет не более 40 — 50 метров.

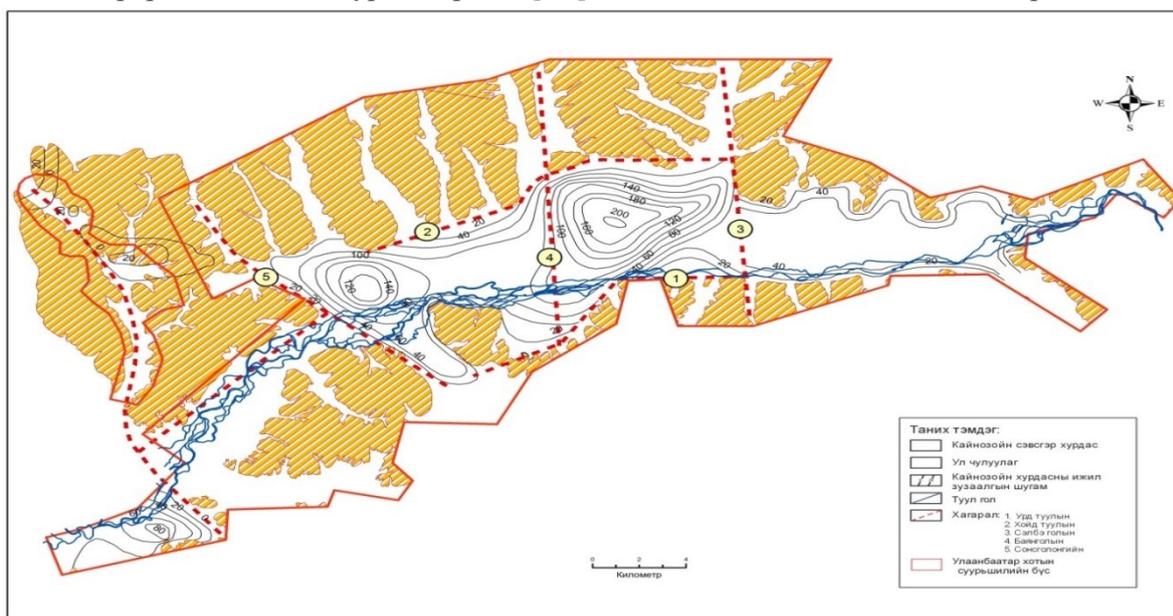


Рис. 4. Схема изопакит осадочных отложений Улаанбаатарской впадины

Выводы

Анализ гравитационного поля позволил оценить мощность рыхлых отложений и охарактеризовать морфологию поверхности фундамента Улаанбаатарской впадины. Установлено, что фундамент впадины имеет блоковое строение и осложнён мульдообразными прогибами, ограниченными разрывными нарушениями.

Поперечным поднятием фундамента Улаанбаатарская впадина разделяется на две котловины: западную и восточную (см. рис. 4). В западной котловине мощность кайнозойских отложений превышает 120 м, а в центральной — 200 м, что является максимальной величиной для осадочных отложений впадины.

Сведения о мощности осадков и морфологии фундамента вместе со сведениями о выделенных разломах должны быть использованы при инженерно-сейсмологических работах по уточнению сейсмической опасности района г. Улаанбаатар.

1. Геология Монгольской Народной Республики. Том I. Стратиграфия. Под. ред. Н.А. Маринова, Л.П. Зоненшайна, В.А. Благоднарова. М.: Недра, 1973. 582 с.

2. Бат Б. Оценка и прогнозирование устойчивости и геологической среды к природным и техногенным воздействиям территории города Улаанбаатар. Автореф. дис. на соискание учён. степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2004, 30 с.

3. Вахромеев Г.С. К вопросу формирования физико-геологических моделей месторождений полезных ископаемых МНР / Вопросы геологии и металлогении Восточной Монголии, Улаанбаатар. Изд-во МонГУ, 1979, с. 236 — 244.

4. Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья — Новосибирск, 1978. 61 с

5. Бат-Өлзий Ш., Дорж Д. Отчёт о гидрогеологических и геофизических работах, проведённых в 1982-1986 гг. Улаанбаатар, 1988. 232 с. Фонды ПИНИИ водного хозяйства МНР.

6. Батсайхан Ц. Инженерно-геофизическая оценка сейсмической опасности грунтов территории г. Улаанбаатара. Автореф. дис. на соискание учён. степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2006, 19 с.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЕРРИТОРИИ Г. УЛАН-УДЭ

© Е. И. Герман^{1,2}, Ц. А. Тубанов¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, geos@gin.bscnet.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, net-admin@list.ru

В настоящее время большую актуальность приобретают методы расчета сейсмического воздействия на площадки под строительство объектов особой ответственности, особенно это актуально для регионов, находящихся в сейсмоактивных зонах. Вместе с тем некоторые из методов исследования сейсмического воздействия дают грубые оценки и нуждаются в дальнейшей проработке.

Нами проведен эксперимент по оценке сейсмического воздействия на площадки, расположенные вблизи корпуса ВСГУТУ (пункт 1) и БНЦ (пункт 2). Для этого в пунктах наблюдения были установлены сейсморегистраторы с трехкомпонентными велосиметрами. За время работы станций было зарегистрировано несколько сейсмических событий энергетических классов 9,6-11,4, записи которых использовались для расчета.

Одной из характеристик, используемых для оценки сейсмического воздействия является сейсмическая балльность I и ее приращение ΔI . Для определения приращения балльности воспользуемся методикой, описанной в [3]. Эта методика является одной из рекомендуемых в СНИиП II-7-81 [5]. Для расчета необходимы записи относительно сильных сейсмических событий, зарегистрированные непосредственно на площадке исследования и на опорной станции (сейсмический стационар в г. Улан-Удэ БурФ ГС РАН) расположенной на скальной основе. Методика предполагает сравнение максимальных амплитуд сейсмограмм событий. В общем случае приращение балльности определяется выражением

$$\Delta I = 3.3 \log_{10} \frac{A_{пл}}{A_{эт}}, \quad (1)$$

где $A_{пл}$ — максимальная амплитуда одной из компонент записи события на исследуемой площадке, $A_{эт}$ — максимальная амплитуда зарегистрированная на эталонной станции.

Основываясь на выражении (1) были рассчитаны значения приращения балльности по записям событий для пунктов 1 и 2 (табл. 1 и 2).

Табл. 1. Расчетные приращения балльности в пункте наблюдения №1.

№	Событие				Эталон			Площадка			ΔI, балл
	Дата	Время	Энерг. класс	Расстояние, км	компонент	f, Гц	A _{эт} , мк/с	компонент	f, Гц	A _{пл} , мк/с	
1	31.07.2014	18:10:52	10.9	220	NS	1.7	4.1	EW	1.8	9.3	1.2
2	12.08.2014	08:43:51	9.8	110	NS	2.6	3.8	NS	1.8	7.7	1.0
3	21.08.2014	20:59:39	9.6	90	EW	2.6	1.0	EW	3.4	4.6	2.2
4	01.09.2014	20:10:05	11.4	320	NS	0.7	4.0	EW	1.3	14.0	1.8

Табл. 2. Расчетные приращения балльности в пункте наблюдения №2.

№	Событие				Эталон			Площадка			ΔI, балл
	Дата	Время	Энерг. класс	Расстояние, км	компонент	f, Гц	A _{эт} , мк/с	компонент	f, Гц	A _{пл} , мк/с	
1	31.07.2014	18:10:52	10.9	220	NS	1.7	4.1	EW	1.9	16.5	2.0
2	21.08.2014	20:59:39	9.6	90	EW	1.2	1.0	NS	2.0	11.4	3.5

Из таблицы видно, что для одного и того же пункта наблюдается довольно большой разброс в значениях приращения, посчитанных по записям различных событий, что может вызвать большие вопросы к корректности результатов расчета.

Следует учитывать, что: во-первых, выражение (1) более применимо для амплитуд смещений [4], поэтому необходимо производить численное интегрирование велосиграм; во-вторых, сравнение амплитуд по различным компонентам, на наш взгляд не очень корректно, поэтому для горизонтальных компонент необходимо использовать амплитуду полного вектора смещений, такой подход позволяет сократить погрешности связанные с поляризацией сейсмических волн [1]. Таким образом, в результате пересчета, с учетом корректирующих условий, получены более устойчивые оценки приращения балльности (табл. 3 и 4).

Табл. 3. Расчетные приращения балльности в пункте наблюдения №1 (результат расчета с использованием корректирующих условий).

№	Событие		Эталон $A_{эт}, 10^{-6}м$	Площадка $A_{пл}, 10^{-6}м/с$	ΔI , балл
	Дата	Время			
1	31.07.2014	18:10:52	0.55	1.72	1.6
2	12.08.2014	08:43:51	0.72	1.65	1.2
3	21.08.2014	20:59:39	0.23	0.76	1.7
4	01.09.2014	20:10:05	0.27	1.10	1.9

Табл. 4. Расчетные приращения балльности в пункте наблюдения №2 (результат расчета с использованием корректирующих условий).

№	Событие		Эталон $A_{эт}, 10^{-6}м/с$	Площадка $A_{пл}, 10^{-6}м/с$	ΔI , балл
	Дата	Время			
1	31.07.2014	18:10:52	0.55	3.31	2.6
2	21.08.2014	20:59:39	0.23	2.47	3.4

Довольно часто наблюдаются достаточно большие расчетные значения приращения балльности, это связано, прежде всего, с тем, что исследования приходится проводить не на открытой площадке, а на фундаменте уже возведенного объекта, поэтому кроме грунтовых условий на оценку сейсмического воздействия могут повлиять амплитудно-частотные характеристики как самого здания, так системы грунт-сооружение. Поэтому более обширную информацию можно получить, проводя анализ спектров сейсмических записей [2].

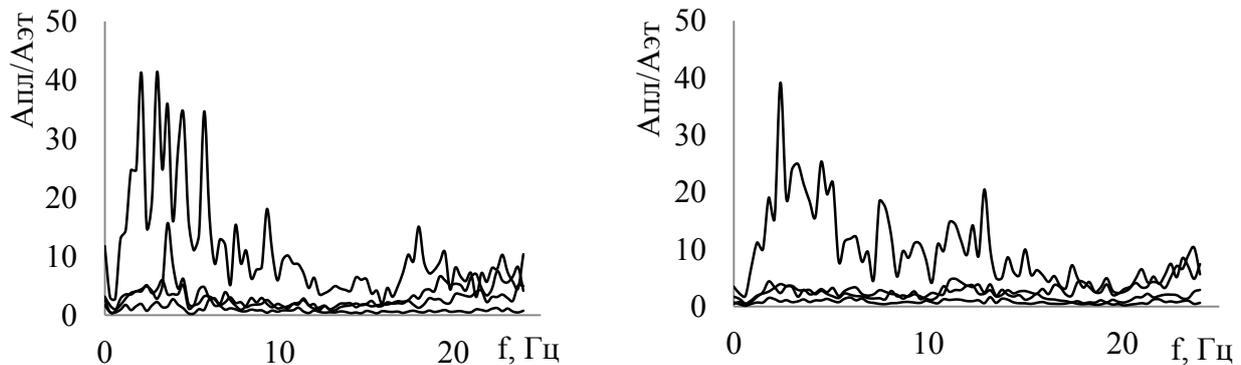


Рис. 1. Отношения амплитудных спектров полученных в пункте наблюдения №1 и на опорной станции: слева — горизонтальная компонента (NS), справа — вертикальная компонента

На рис. 1 представлены отношения спектров сигналов сейсмических событий, зарегистрированных на площадке 1 и на эталонной станции для горизонтальной и вертикальной компонент. Такое отношение демонстрирует усиление сигнала на конкретных частотах. Так, видно, что наибольшее усиление сигнала происходит для гармоник в полосе 2-8 Гц, для слабых событий усиление происходит преимущественно в более высокой частотной области, что свидетельствует о нелинейном характере отклика на сейсмическое воздействие.

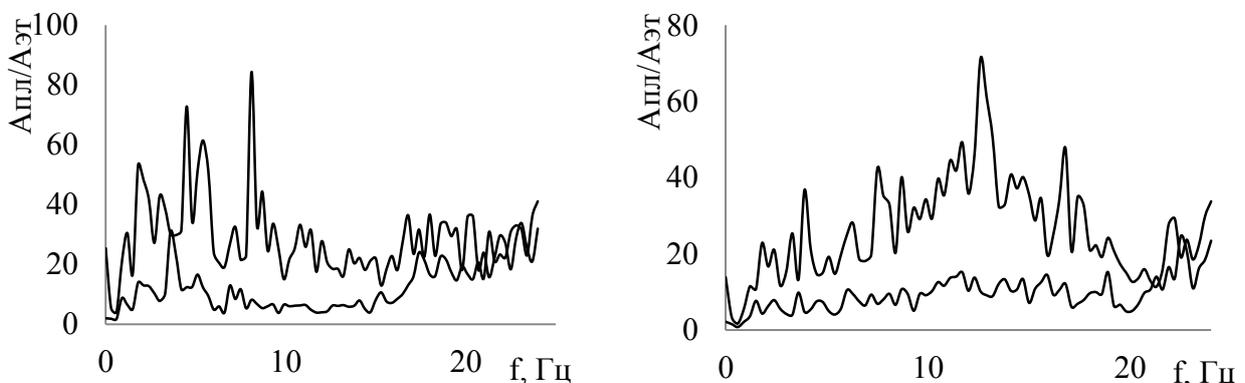


Рис. 2. Отношения амплитудных спектров полученных в пункте наблюдения №2 и на опорной станции: слева — горизонтальная компонента (NS), справа — вертикальная компонента

Для площадки 2 в отношении спектров горизонтальных компонент наблюдается относительное сходство с пунктом наблюдения 1 (рис. 2), можно лишь подчеркнуть более четко выраженное усиление амплитуд в области высоких частот. Другая зависимость наблюдается для спектров вертикальных компонент, здесь явно выражено преобладание усиления в средней частотной (~15 Гц) области, это свидетельствует об отличных резонансных свойствах среды по отношению к продольным и поперечным волнам.

Таким образом, выявлено, что расчет приращения балльности может быть выполнен более корректно при введении дополнительных условий, а анализ амплитудно-частотных спектров дает более детальную информацию об отклике среды на сейсмическое воздействие.

1. Александров С.И. и др. Поляризация сейсмических волн в неоднородных средах: отчет о НИР/НИОКР // Информационный бюллетень РФФИ, 5. М.: 1997.

2. Алешин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. — Светоч Плюс, 2010. — 304 с.

3. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М. : Госстройиздат, 1962.-283 С.

4. Расчетные методы в СМР //Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1998. С. 196-130.

5. СНиП II-7-81*(Актуализированная редакция). Строительство в сейсмических районах. М.: Министерство регионального развития, 2011, 71с.

ИНТЕРАКТИВНАЯ КАРТА СЕЙСМОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© А. А. Гладков

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, anton90ne@rambler.ru

Выделение и картирование сейсмогенных источников, активных разломов и зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) является важнейшим этапом работ по оценке сейсмической опасности. В последние десятилетия для достижения этих целей, в некоторых ведущих зарубежных странах (Италии, Греции, США, Японии, Новой Зеландии и Китае) созданы и продолжают развиваться базы данных активных разломов и сейсмогенных источников, а также специализированные интерактивные геоинформационные системы для работы с этими базами данных [3, 4, 8 и мн. др.]. Разработка таких систем позволяет сделать большой объем накопленной информации доступным широкому кругу исследователей, которые могут получить детализированные HTML — отчеты по интересующим их объектам из интерактивных баз данных.

Для территории России и бывшего СССР подобных систем не известно, однако существуют цифровые карты активных разломов и сейсмолинеаментов, распространяемые в виде файлов электронных карт и ГИС-проектов [2, 5, 7 и мн. др.].

Высокая сейсмическая активность Байкальской рифтовой зоны, а также потребность в получении доступной и обоснованной информации об активных разломах, местах проявления косейсмических эффектов землетрясений и возможных сейсмогенерирующих источниках обосновывает актуальность разработки подобной информационной системы для этой территории. Целью настоящей работы является представление результатов разработки такой геоинформационной системы «ActiveTectonics» [6] и одноименного картографического веб-сервиса и перспектив их использования для прогнозирования мест проявления опасных геологических процессов при землетрясениях.

Разработанное нами геоинформационное программное обеспечение автоматизирует процессы сбора, обработки, хранения и визуализации информации по активной тектонике исследуемого региона. Данная ГИС включает базу данных сейсмогенных источников юга Восточной Сибири, которая позволяет на интерактивной карте визуализировать трехмерное строение активных сейсмогенерирующих структур.

С учетом установленных закономерностей проявления опасных сейсмически индуцированных геологических процессов на изучаемой территории [1 и др.], нами разрабатывается специальный модуль для локальной версии ГИС «ActiveTectonics», который в дальнейшем будет внедрен в онлайн-сервис. Реализация данного модуля подразумевает создание инструментов для автоматического прогноза мест проявления эффектов разжижения, разрывообразования, склоновых движений и проседания грунта при условии указания места и магнитуды моделируемого землетрясения. При этом для выделения опасных территорий планируется учитывать либо координаты его эпицентра, либо активизированный сегмент сейсмогенерирующего разлома, к которому эпицентр приурочен.

Эти разработки в дальнейшем могут быть использованы для оперативного моделирования распространения сейсмического эффекта и прогноза мест проявления опасных геологических процессов при землетрясениях, что может позволить минимизировать ущерб от таких процессов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 16–35–00035).

1. Денисенко И.А., Лунина О.В. Прогнозные модели локализации разжижения грунта при землетрясениях на Главном Саянском разломе (юг Восточной Сибири) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз. — Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. С. 97–101.

2. Имаева Л.П., Гусев Г. С., Имаев В.С., Смекалин О.П., Колодезников О.П., Гриб Н.Н., Козьмин Б.М. Карта Сейсмотектоники Восточной Сибири: новые принципы и методы построения // Вестник ОНЗ РАН. 2015. Т. 7. NZ2001, doi:10.2205/2015NZ000125.

3. Basili R., Valensise G., Vannoli P. et al. The Database of Individual Seismogenic Source (DISS), Version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology // Tectonophysics. 2008. V. 453. P. 20–43.

4. Caputo R., Chatzipetros A., Pavlides S., Sboras S. The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS): state-of-the-art for northern Greece. *Annals of Geophysics*. 2012. V. 55. № 5. P. 859–894.

5. Ioffe A.I., Kozhurin A.I. Database of active faults of Eurasia // *J. Earthq. Predict. Res.* 1996. V. 5. P. 431–435.

6. Lunina O.V., Caputo R., Gladkov A., Gladkov A.S. Southern East Siberia Pliocene-Quaternary faults: database, analysis and inference // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 605–619.

7. Trifonov V.G. Active faults in Eurasia: general remarks // *Tectonophysics*. 2004. V. 380. P. 123–130.

8. U.S.G.S. (USA Geological Survey and supporting agency). Quaternary fault and fold database for the United States, accessed DATE. 2006. From USGS web site. URL: <http://earthquakes.usgs.gov/regional/qfaults/>.

ПРОХОЖДЕНИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОДОКАМЕННОГО СЕЛЯ НА РЕКЕ КЫНГАРГА (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ) 27–29 ИЮНЯ 2014 Г. ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© А. А. Добрынина^{1, 2}, В. В. Чечельницкий³, С. А. Макаров⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dobrynina@crust.irk.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dobrynina@crust.irk.ru

³Байкальский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба РАН», chchel@crust.irk.ru

⁴Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН, makarov@irigs.irk.ru

В работе представлены результаты сейсмологических исследований прохождения катастрофического водокаменного селя 27–29 июня 2014 г. на реке Кынгарга (Республика Бурятия) по данным короткопериодной сейсмической станции «Аршан». Гидрологический пост на р. Кынгарга был закрыт в 1987 г., поэтому при прохождении водокаменного селя в 2014 г. инструментальные наблюдения не проводились. Единственной достоверной фиксацией движения селевых масс могла быть только сейсмическая запись. Хотя в результате прохождения селевого потока была повреждена линия электропередач, поэтому сейсмическая станция «Аршан» работала с перебоями и полностью весь ход селевого потока записать не удалось, на велосиграммах присутствуют записи сейсмических событий, которые могут быть интерпретированы как начало и окончание движение влекомых наносов (селевых масс) в водокаменном селе, ударов и пр.

Исходя из анализа сейсмических записей, можно заключить, что движение селевых масс, представленных валунно-галечниковыми отложениями, началось 27 июня в 17 часов 19 минут и продолжалось, то ослабевая, то усиливаясь, в течение почти трех суток. На велосиграммах зафиксировано три продолжительных сейсмических события длительностью 8–12 минут, которые могут быть интерпретированы как движение влекомых наносов в селевом потоке. Спектр этих событий представлен высокочастотными колебаниями (22–48 Гц), также значительный вклад вносит низкочастотная составляющая — 0.35–0.45 Гц. Те же низкочастотные колебания наблюдаются и для фона за весь период селевой активности. Такое разделение спектра скоростей колебаний на две составляющие может быть объяснено наложением двух процессов — поток водных масс с образованием турбулентных потоков (низкочастотная компонента с максимумом 0.4 Гц) и удары твердой фракции селевого потока о дно и стенки русла (высокочастотная компонента с максимумом излучения в диапазоне 30–44 Гц). В процессе движения влекомых наносов, а также до их начала и в конце отмечаются разнородные высокочастотные импульсные и достаточно продолжительные события (их длительность может варьироваться от 2 до 30 секунд), которые также представляют собой соударения и волочение камней и обломков горных пород в русле потока.

Поляризационный анализ сейсмических записей во время селевого потока (перемещение селевых масс, отдельные импульсные события и микросейсмический фон) показал преобладание северо-восточной или север-северо-восточной ориентации колебаний при слабой выраженности колебаний в вертикальной плоскости. Это свидетельствует о том, что зарегистрированные сейсмические волны являются поверхностными волнами (преимущественно, это волны Лява, и, в меньшей степени, волны Рэлея и поверхностные волны типа рэлеевских). Так как в волнах Лява движение частиц перпендикулярно направлению распространения волны, то можно заключить, что источник возбуждения упругих колебаний находился на востоке — юго-востоке от сейсмической станции «Аршан», что соответствует направлению на изучаемые селевые потоки.

РАДОНОВАЯ СЪЕМКА В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА

© Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин

Институт геологии, Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, ezimova89@mail.ru

Актуальность исследований сейсмичности, оценки сейсмической опасности и сейсмического районирования территорий, прежде всего, связана с повышенной тектонической активностью последних лет не только сейсмоопасных регионов, но и площадей, которые считались асейсмичными. К таким территориям относится также территория Европейского Северо-Востока России, в пределах которой располагается республика Коми.

Территория Республики Коми расположена в зоне сочленения крупнейших тектонических блоков северо-востока Европейской России, к которым относятся Русская и Печорская плиты, а также складчато-надвиговая область Урала. Они имеют сложное гетерогенное строение и длительную геологическую историю. Активные тектонические процессы продолжаются здесь и в настоящее время, на что указывает современная сейсмическая активность региона [1].

На основе исследований, проведенных в институте геологии Коми НЦ УрО РАН, установлено, что многие из структур Печорской плиты, в частности Печоро-Колвинский авлакоген (ПКА), относятся к опасным в сейсмическом отношении регионам. Анализ комплекса геолого-геофизических данных по глубинному строению региона, дизъюнктивной тектоники, неотектонической активности и местоположению известных очагов землетрясений позволил выявить некоторые особенности размещения этих очагов [3]. Позднее по результатам комплексного исследования и по историческим данным о землетрясениях была построена схема сейсмического районирования европейского северо-востока, где выделяются Кировско-Кажимская, Мезенско-Вашкинская и Припечорская зоны сейсмической активности [4]. В пределах последней ранее были зарегистрированы два землетрясения, ВОЗ которых приурочены к глубинным разломам западного борта Печоро-Колвинского авлакогена. Для наиболее точной привязки очагов землетрясения необходимо использовать комплекс геолого-геофизических методов для локализации разломных зон. Одним из таких методов является радоновая эманационная съемка.

Печоро-Колвинский авлакоген располагается в центральной части Печорской синеклизы. Административно его южная и центральная части находятся в республике Коми, а северная — в Ненецком автономном округе. На западе авлакоген граничит с Ижма-Печорской впадиной, на востоке Колвинской системой разломов отделяется от Хорейверской впадины, на севере имеет общую границу с Северо-Печорской моноклиной. На юге ПКА граничит со структурами Предуральского краевого прогиба. По горизонтам осадочного чехла состоит из крупных инверсионных Печоро-Кожвинского и Колвинского мегавалов и Денисовского прогиба. В пределах этих генетически связанных структур выделяются многочисленные средние и мелкие тектонические элементы [3]. Поверхность фундамента венд-кембрийского возраста вскрыта бурением на территории Печоро-Кожвинского мегавала. Породы сложены метаморфическими сланцами, гранитами, интрузивными образованиями сложного состава. На породах фундамента со стратиграфическим несогласием залегают толщи осадочного чехла, представленные отложениями силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела и антропогена.

На первом этапе изучения тектонических нарушений ПКА за основу была взята карта, построенная Л. Т. Беляковой [2]. Задача заключалась в качественном анализе сейсмических данных, полученных нашими предшественниками. Для этого было просмотрено более 2000 временных разрезов, которые нам были предоставлены в территориальном фонде информации по природным ресурсам и охране окружающей среды Республики Коми «Комигеолфонд». В результате исследований было детализировано местоположение Чаркаю-Пылемецкого, Илыч-Чикшинского, Подчерем-Каменского, Печорогородско-Переборского, Западно-Колвинского и Восточно-Колвинского разломов. Разлом, который протягивается на западе, от Подчерем-Каменского стал называться Вуктыльско-Войвожский. На месте центральной и южной частей Шапкина-Юрьяхинского дизъюнктива выделена серия Лыжских разломов; уточнена морфология и кинематика каждого нарушения.

На втором этапе изучения дизъюнктивов ПКА была проведена экспрессная эманационная съемка в пределах разломных зон центральной и южной частей западного борта, выделенных по сейсмическим данным.

Исследования объемной активности радона (ОАР) проводились со скважины, глубиной 50 см и диаметром 10 см. Шаг измерений составлял 500-1000 м. Число измерений на одной точке наблюдения изменялось от 3 до 5 раз, время одного замера составляло 20 минут. Для работы выбирался участок земли, площадью 30x30 см, очищался от мусора, камней, растительности, бурилась скважина глубиной

50 см. Измерения начинались не раньше, чем через 20 минут после подготовки участка. Перед началом работы и после каждого замера необходимо было осушить измерительную камеру радиометра путем прокачки воздуха измерительной камеры через патрон осушитель. Полученные значения записывались в специальный журнал.

Детальные работы в 2016 г. по измерению ОАР были проведены по р. Лыжа. Шаг наблюдения составлял 2 км. Всего отработано 29 пунктов наблюдения. По результатам исследования построен график изменения радоновой активности. Для детального сопоставления график ОАР был совмещен со сводным сейсмогеологическим разрезом, составленным по отдельным профилям, расположенным наиболее близко к выполняемым исследованиям (рис. 1).

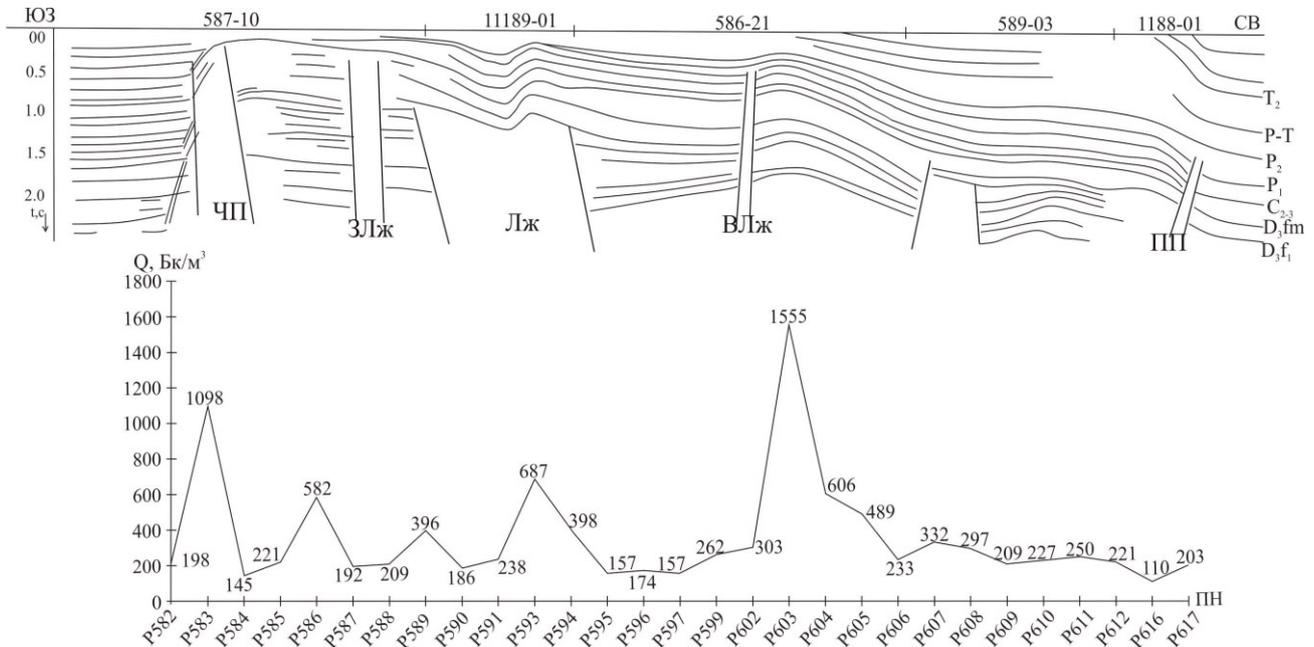


Рис. 1. График распределения ОАР вдоль сводного сейсмогеологического разреза по профилям 587-10, 11189-01, 526-21, 589-03, 1188-01. Разломы: ЧП — Чаркаю-Пылемецкий, ЗЛж — Западно-Лыжский, Лж — Лыжский, ВЛж — Восточно-Лыжский, ПП — Печорогородско-Переборский

Измерения радоновой активности проводились и на других участках авлакогена (рис. 2). За 2015-2016 гг. всего было отработано 80 точек наблюдения. Результаты показали, что разломы ПКА отчетливо проявляются в поле радона. Значения ОАР изменяются от 100 до 1555 Бк/м³, причем наибольшие значения соответствуют центральным частям тектонических нарушений. Это говорит о высокой проницаемости пород, которая, возможно, указывает на тектоническую активность разломов на протяжении долгой истории развития.

Таким образом, для выделения разломных зон на местности самым точным методом является сейсморазведка. Однако, при отсутствии сейсмических материалов можно в комплексе использовать более доступные магнитометрические, гравиметрические, радиометрические методы исследования. Эманационная радоновая съемка позволяет в пределах разломных зон определить участки с наиболее трещиноватыми и пористыми породами, которые, скорее всего, часто подвергались тектоническим подвижкам.

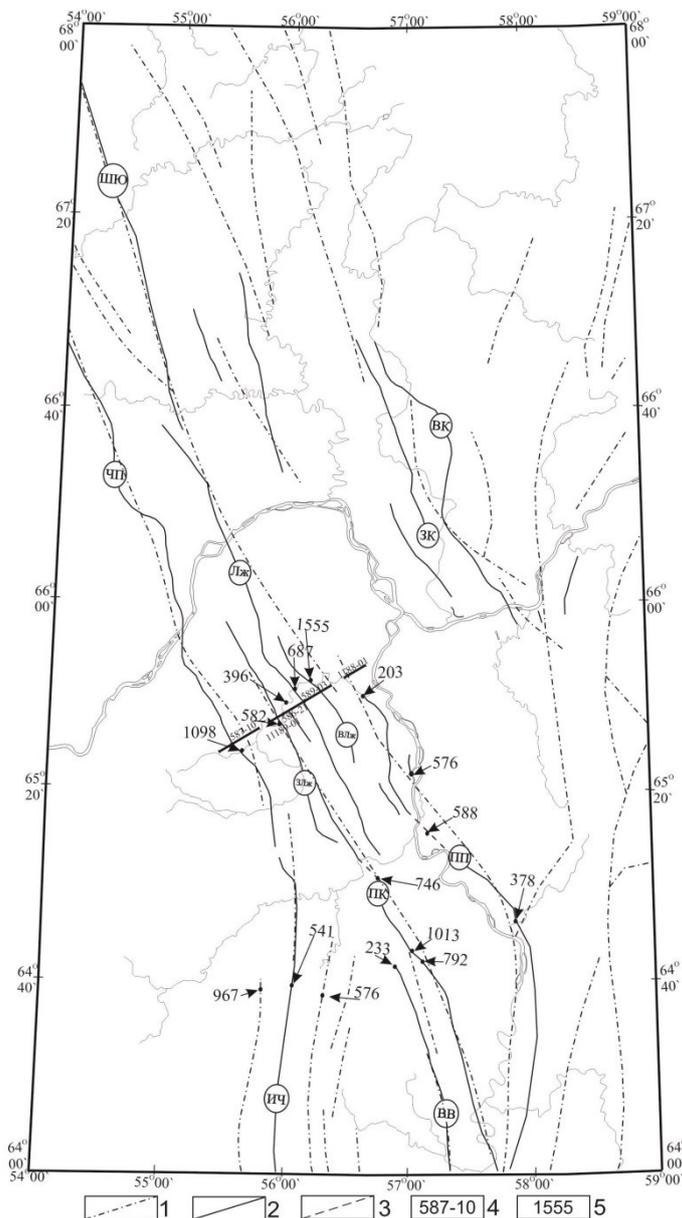


Рис. 2. Схема распределения ОАР в пределах западного борта Печоро-Колвинского авлакогена.

Условные обозначения: 1 — разломы Беляковой, Богдановым и др.; 2 — разломы, выделенные нами по сейсмическим данным; 3 — предполагаемые разломы; 4 — номер сейсмического профиля; 5 — значения ОАР, Бк/м³

Разломы: ЧП — Чаркаю-Пылевецкий, ИЧ — Илыч-Чикшинский, ШЮ — Шапкина-Юрьяхинский, ЗЛж — Западно-Лыжский Лж — Лыжский, ВЛж — Восточно-Лыжский, ПК — Подчерем-Каменский, ПП — Печорогородско-Переборский, ЗК — Западно-Колвинский, ВК — Восточно-Колвинский

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

1. Атлас Республики Коми. М: 2011. С. 448.

2. Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П, Довжикова Е.Г., Ласкин В.М. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Киров: ОАО «Кировская областная типография». 2008. С. 288.

3. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН. 2002. 271 с.

4. Удоротин В.В., Мартышко П.С., Овчаренко А.В., Угрюмов И.А., Сейсмичность европейской северо-восточной части России и методика для изучения ее природы // Вестник Института Коми НЦ УрО РАН. 2012. №10. С. 8–13.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

© Ю. Г. Маринова, Р. А. Ананьев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, marinova.ocean@gmail.com

Восточно-Индийский хребет является самым протяженным поднятием на дне Мирового океана и относится к «глыбовым» или «асейсмичным» хребтам. Протягиваясь более чем на 5000 км вдоль 90° в.д., хребет занимает ключевое положение в структуре северо-восточной части Индийского океана. Хребет отчетливо выражен в рельефе дна от его пересечения с Западно-Австралийским хребтом (Брокен) в районе 31° ю.ш. до 10° с.ш., где он исчезает под осадками Бенгальского конуса выноса. Далее до 17° с.ш. хребет прослеживается в виде погребенного антиклинального поднятия океанического базальтового фундамента. На 9° с. ш. хребет максимально близок к Зондской дуге и по результатам гравиметрических данных и моделирования находится на начальном этапе погружения в зону субдукции [3]. У западной стороны хребта на 15° ю.ш. расположено изометричное плато Осборн диаметром около 200 км. С восточной стороны протягивается желоб с глубинами, превышающими 5,5 км, наиболее четко выраженный между 7° и 24° ю.ш. Он разделяет котловины Центрально-Индийскую и Вартон, которые характеризуются разным структурным планом и строением литосферы. В пределах Восточно-Индийского хребта с севера на юг отчетливо выделяют три морфологически разных сегмента: северный (17° с.ш. — 7° ю.ш.), центральный (7° — 15° ю.ш.) и южный (15° — 33° ю.ш.) [2]. Вопрос происхождения Восточно-Индийского хребта является одним из актуальнейших в тектонике океанов. Наиболее распространенной версией является образование хребта в результате вулканизма горячей точки Кергелен в области гигантского меридионального разлома, разделяющего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 38-83 млн лет назад [1].

Для понимания его эволюции исключительно важную роль имеет выяснение особенностей его морфологии, а также строения осадочного чехла, то есть проведение специальных геолого-геофизических исследований. В 1970-80е гг прошлого века Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН регулярно проводил подобные работы в восточной части Индийского океана. После почти 30ти летнего перерыва они были продолжены в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (январь-март 2017 г при участии Р.А. Ананьева). В пределах северного сегмента Восточно-Индийского хребта была проведена детальная геофизическая съемка с использованием многолучевого эхолота Hydrosweeper DS2 и высокоразрешающего параметрического сейсмопрофилографа Atlas Parasound DS2. Кроме того немецкое научно-исследовательское судно «Зонне» проводило биологические, а также геолого-геофизические работы в Восточной части Индийского океана (июнь-июль 2017 г при участии Ю.Г. Мариновой). Маршрут рейса был построен так, чтобы пересечь область сочленения плато Осборн и Восточно-Индийского хребта. В предыдущих единичных рейсах в районе плато Осборн геолого-геофизические работы практически не проводились и состав пород, слагающих вулканический цоколь, до сих пор не известен. В рейсе «Зонне» батиметрическая съемка выполнялась с многолучевым эхолотом (мультибим) Kongsberg Simrad EM 120, позволяющим строить по маршруту судна детальную карту рельефа дна, а сейсмическая съемка проводилась на сейсмопрофилографе Atlas Parasound P70. Кроме того на плато Осборн было проведено драгирование.

Северный сегмент представляет собой серию эшелонированных блоков северо-восточного простирания с хорошо выраженными вулканическими сооружениями. Средняя глубина вершинной поверхности хребта около 2,5 км. По результатам площадной батиметрической съемки в пределах северного сегмента хребта выявлено преобладание структурных элементов северо-восточного и северо-западного простираний, нашедших отражение в разнообразных формах рельефа. Многие новые структуры в рельефе дна, полученные в результате съемки многолучевым эхолотом, вероятно, являются результатом современной тектонической активности. Высокорастворимая сейсмическая съемка показала особенности строения верхней части осадочной толщи (до 80 м).

Центральный сегмент расположен между 7° ю.ш. и 15° ю.ш. до поднятия Осборн. В пределах этого сегмента глубина дна меняется от 3,5 км до 1,5 км. Маршрут рейса судна «Зонне» пересекал Восточно-Индийский хребет в районе его соединения с плато Осборн (14°-15° ю.ш., 86° в.д.). При батиметрической съемке были обнаружены подводные горы как на самом хребте, так и на плато. По морфологии они представляют собой, как вытянутые в субмеридиональном направлении крупные массивы, так и изометричные вулканические постройки. Верхняя часть осадочного чехла по сейсмическим данным представляет собой слоистую толщу, акустически более прозрачную в придонной части. В результате драгирования были получены вулканические брекчии, состоящие из обломков базальтов, сцементированные силикатным матриком (гиалокластитом?). Небольшое

количество осадков, поднятых в драге, представляют собой жидкие пелагические илы. В результате проведенных исследований была существенно уточнена морфология дна и структура верхней части осадочного чехла для северного и центральных сегментов Восточно-Индийского хребта. Особенно эти результаты важны для района плато Осборн, где ранее подобные геолого-геофизические работы, особенно драгирование, не проводились. Так как с последнего рейса прошло менее 2-х месяцев, была проведена лишь общая обработка и предварительный анализ геолого-геофизических материалов, но и он уже показал уникальность полученных данных в пределах северного и центрального сегмента ВИХ. О полученных материалах сообщается впервые, далее они будут обработаны в лабораторных условиях, проанализированы и опубликованы в рецензируемых журналах.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант 16-35-60023 мол_а_дк

1. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252-266.
2. Маринова Ю.Г. Геоморфологические особенности Восточно-Индийского хребта // Естеств. и техн. науки. 2016. № 6. С. 76-81.
3. Subrahmanyam C. Et al. Geophysical characteristics of the Ninetyeast Ridge — Andaman island arc/trench convergent zone // Earth and Planetary Science Letters: 266 (1-2). 2008. P. 29-45.

МАГНИТОВАРИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

© Ю. Ф. Мороз^{1,2}, П. А. Предешн², Ц. А. Тубанов²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, torozyf17@mail.ru

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, crmpeter@gin.bsnet.ru

Исследование вариаций геомагнитного поля Земли вызывает большой интерес для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), характеризующейся высокой сейсмической активностью. Для изучения геодинамических процессов, протекающих на данной территории, в работе [2] выполнен анализ вариаций геомагнитного поля и изучен магнитный типпер в широком частотном спектре за многолетний период, получены частотные характеристики его вещественной и мнимой части.

По наблюдениям со льда оз. Байкал в работе [3] по данным профиля магнитотеллурического зондирования (МТЗ) получена двумерная модель центральной части Байкальской рифтовой зоны, содержащая глубинный проводящий слой в первые десятки Ом·м на глубинах 10-20 км и коромантийный слой на глубине 30-50 км с удельным электрическим сопротивлением 10 Ом·м.

Электрическая составляющая наблюдений МТЗ сильно подвержена влиянию приповерхностных неоднородностей, поэтому получить более точную информацию о глубинных структурах и их границах можно с помощью магнитовариационного зондирования (МВЗ), поскольку искажения компонент магнитного поля уменьшаются с понижением частоты [1, 2].

В настоящей работе использованы экспериментальные данные магнитовариационного зондирования на стационарных пунктах наблюдений в центральной части Байкальского рифта и проведено решение обратной задачи с применением численного моделирования.

Мониторинг вариаций компонент геомагнитного поля (H , D , Z) в Байкальской рифтовой зоне осуществляется в обсерватории Патроны и пунктах наблюдения Тырган, Энхалук и Надеино (рис. 1), инструментальные наблюдения в котором выполняются Геологическим институтом СО РАН с 2000 года. Для мониторинга используются магнитовариационные станции МВ-01 и МВ-02, регистрация осуществляется с минутной дискретностью, точность наблюдений составляет 0,1 нТл. Запись вариаций компонент геомагнитного поля в п. Энхалук производилась японской магнитовариационной станцией АТD-8Е с дискретностью 1 сек.

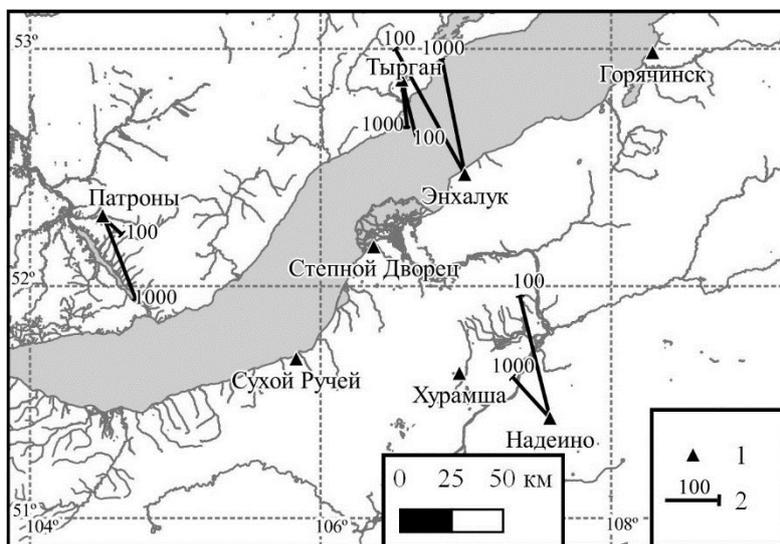


Рис 1. Схема расположения пунктов наблюдения и векторов вещественного типпера Re (1 — пункты наблюдений, 2 — вещественный типпер Re)

Результаты исследований [3] — направленность векторов вещественной части магнитного типпера вкост простирания БРЗ, и [4] — различие на несколько порядков по величине электропроводности кривых МТЗ, ориентированных вдоль и поперек впадины — указывают на наличие глубинных проводящих слоев под Байкальским рифтом, которые могут содержаться в земной коре и верхней мантии.

Поскольку южная часть Байкальского рифта отличается от двумерной модели, возникает необходимость уточнения полученных ранее результатов с помощью численного двумерного моделирования магнитотеллурического поля.

Для расчета использовалась трехмерная неоднородная модель, заданная в прямоугольной сетке размером 52×140 элементов, размер каждого элемента сетки составляет 5×5 км. Численная модель включает водную толщу с удельным электрическим сопротивлением $200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и осадочный чехол с удельным электрическим сопротивлением $4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, мощность которого подобрана по данным батиметрии согласно соответствующим глубинам оз. Байкал. На первом этапе расчетов подстилающий глубинный геоэлектрический разрез принят стандартным (градиентное уменьшение удельного электрического сопротивления от $1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в верхних частях кристаллической коры до первых единиц $\text{Ом}\cdot\text{м}$ на глубинах в первые сотни километров). Геоэлектрическая модель содержит 21 сетку, которая отражает изменение геоэлектрического разреза по латерали и вертикали.

Расчеты выполнены для различных вариантов модели в диапазоне периодов от 1 до 10 000 секунд с помощью программы [5]. В первой пробной модели не получено удовлетворительное согласие экспериментальных и модельных кривых вещественной части магнитного типпера (рис. 2).

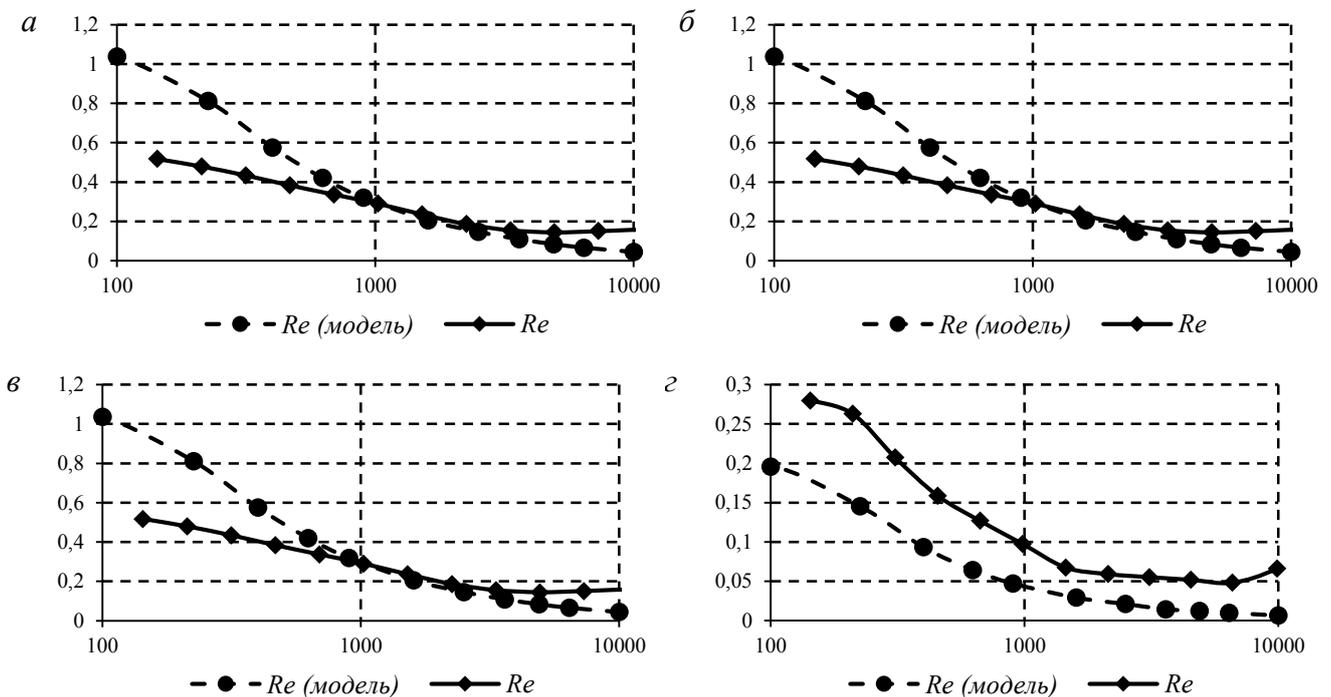


Рис. 2. Модуль вещественной части магнитного типпера (Re) согласно исходной модели осадочного чехла и экспериментальные значения в обсерватории Патроны (*а*) и пунктах Тырган (*б*), Энхалук (*в*), Надеино (*г*)

Для уточнения модели был введен коромантийный проводящий слой на глубине 35-50 км с удельным электрическим сопротивлением $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, в соответствии с двумерной моделью [4]. Путем данного изменения получено удовлетворительное согласование с моделью в пунктах наблюдения близлежащих к оз. Байкал — в Тыргани и Энхалуке (рис. 3). Далее, с помощью введения в модель астеносферного слоя на глубине порядка 100 км с удельным электрическим сопротивлением $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, удалось несколько улучшить сходимость модели с экспериментальными данными по обс. Патроны на периодах 200-500 и 5000 сек, и для пункта Надеино на периодах больше 2000 сек (рис. 3). Однако удовлетворительного совпадения пока добиться не удалось. Необходимы дальнейшие расчеты с изменением параметров глубинных проводящих зон.

Не исключается, что в данных районах имеются дополнительные неоднородности, не включенные в модель, возможно связанные с глубинными разломами. Так, в районе обс. Патроны может влиять Саянский разлом, или разлом реки Ангара. Возможно, что с западной стороны Байкала находятся менее проводящие глубинные слои, с восточной стороны — более проводящая зона. Эти предположения будут в дальнейшем проверены с привлечением численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля.

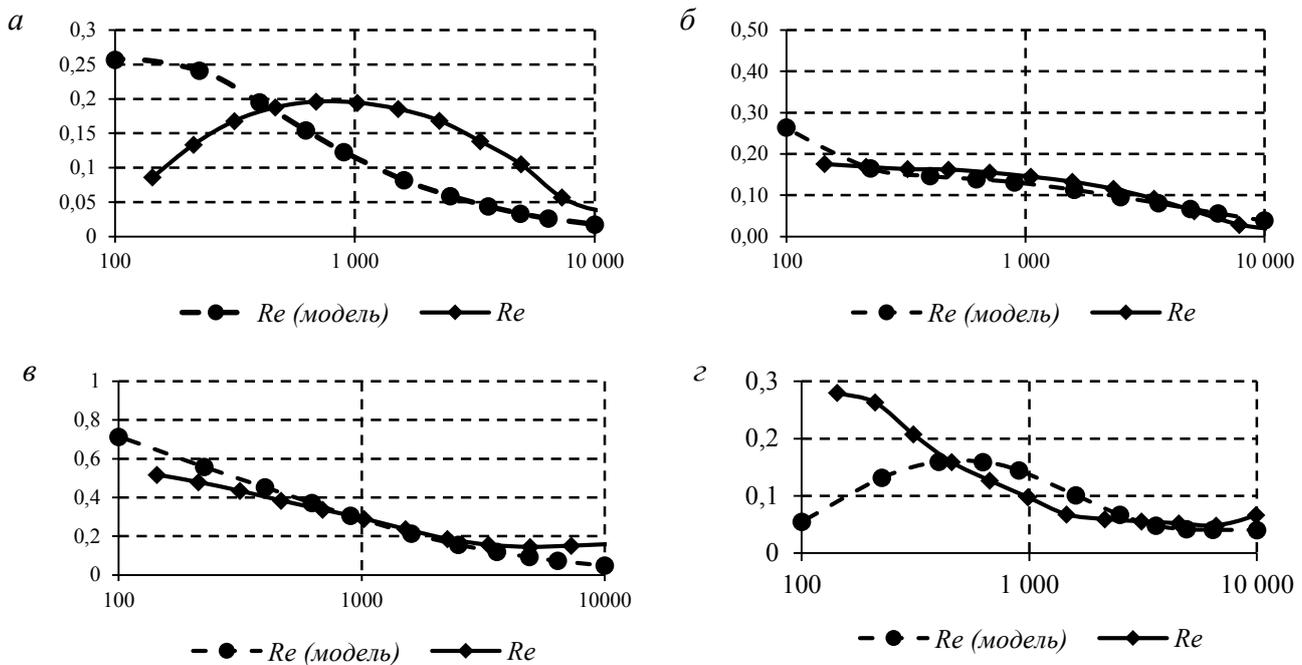


Рис. 3. Модуль вещественной части магнитного типпера (Re) согласно модели с мантийным и астеносферным проводником и экспериментальные значения в обсерватории Патроны (*a*) и пунктах Тырган (*б*), Энхалук (*в*), Надеино (*г*)

Таким образом, полученная модель электропроводности Байкальской рифтовой зоны требует уточнения. Дальнейшее улучшение модели требует привлечения других априорных данных, например глубинного сейсмического зондирования.

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики // М.: Научный мир. 2009. Т. 677.
2. Бердичевский М. Н., Дмитриев В.И., Голубова Н.С., Мерщикова Н.А., Пушкарёв П. Ю. Магнитовариационное зондирование: новые возможности // Физика Земли. 2003. №. 9. С. 3-30.
3. Мороз Ю.Ф., Татьков Г.И., Мороз Т.А., Тубанов Ц.А., Предеин П.А. Изменения геомагнитного поля и магнитного типпера в Байкальской рифтовой зоне // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. №3. С.10-23.
4. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник Камчатской региональной организации учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2012. №. 20. С. 114-126.
5. Mackie R. L., Smith J. T., Madden T. R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example // Radio Science. 1994. Т. 29. №. 04. С. 923-935.

ОПТИМИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЛУЧЕВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ДЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

© А. А. Никитин, А. С. Сердюков, А. А. Дучков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия, NikitinAA@ipgg.sbras.ru

Метод сейсмической томографии заключается в построении скоростной модели геологического разреза на основе данных времен пробега сейсмических волн. Метод получил широкое распространение при обработке региональных и глобальных сейсмологических данных, в разведочной сейсморазведке при поиске и разведке месторождений полезных ископаемых, и в инженерной сейсморазведке при проведении контроля за состоянием различных конструкций и прилегающей вмещающей среды. В связи с развитием систем наблюдений и ростом объемов сейсмических данных актуальной проблемой является разработка новых, более эффективных алгоритмов и их программных реализаций, которые бы позволили повысить производительность восстановления трехмерных скоростных моделей методом сейсмической томографии. В докладе рассматриваются вопросы оптимизации и эффективности алгоритмов расчета времен первых вступлений и построения сейсмических лучей, применяемых при решении прямой задачи в методе лучевой томографии. Приводятся результаты сравнительного тестирования производительности и точности обратного лучевого трассирования на основе решения уравнения эйконала и трассирования на основе метода изгиба луча.

Времена пробега сейсмических волн могут быть вычислены путём решения уравнения эйконала, которое является нелинейным дифференциальным уравнением, имеющим несколько форм, см. разд. 3.1.1. [2]. Рассмотрим уравнение эйконала в форме:

$$|\nabla t(\mathbf{x})| = f(\mathbf{x}), \mathbf{x} \in \Omega \setminus \Gamma \subset R^n,$$

с заданными краевыми условиями:

$$t(\mathbf{x}) = g(\mathbf{x}), \mathbf{x} \in \partial\Gamma,$$

где $t(\mathbf{x})$ — неизвестная функция, описывающая время пробега волны в точку \mathbf{x} , $f(\mathbf{x})$ — заданная положительная функция медленности (величина, обратная к скорости распространения волны) в точке \mathbf{x} , Ω — расчетная область пространства R^n , Γ — подобласть в Ω (точка или область вокруг сейсмического источника) с границей $\partial\Gamma$ с заданным фиксированным значением времени пробега $g(\mathbf{x})$. Нелинейность уравнения эйконала приводит к возникновению неустойчивостей в ходе расчетов, что требует регуляризации численной схемы, т.е. использования так называемых «вязких» решений [3], соответствующих временам первых вступлений волн, которые оказываются достаточными для многих приложений.

Одним из наиболее популярных методов, применяемых для нахождения времен пробега волн и построения сейсмических лучей, является лучевое трассирование. К этому методу относятся алгоритмы пристрелки луча (ray shooting), такие как [4], и изгиба луча (ray bending), такие как [5]. Лучевое трассирование является очень эффективным способом решения прямой задачи, так как вычисления времен пробега проводятся одновременно с построением лучей. Однако методы лучевого трассирования не гарантируют нахождения точного решения, т.е. глобального минимума времен пробега и соответствующего ему луча. Чтобы гарантировать нахождение глобального минимума необходимо решать уравнение эйконала напрямую, используя конечно-разностные методы, такие как Fast Sweeping Method (FSM) [6]. Данный метод использует противопоточную конечно-разностную схему Годунова первого порядка для дискретизации частных производных и итерации Гаусса-Зейделя с чередующимся направлением обхода сетки. Модификация данного метода, Locking Sweeping Method (LSM) [7], позволяет ускорить вычисления за счет устранения операций, заведомо не улучшающих результат. Sweeping методы первого порядка всегда сходятся к вязкому решению за конечное число итераций, которое зависит от сложности модели, при этом на каждой итерации решение не ухудшается.

При использовании sweeping методов важным вопросом является выбор оптимального критерия остановки итерационного процесса. Тестирование sweeping методов, проведенное авторами, показало, что критерий остановки в форме

$$\max_{i,j,k} (t_{i,j,k}^{(m)} - t_{i,j,k}^{(m-1)}) \leq \varepsilon$$

(где m — номер текущей итерации) с ε , равным отношению минимального шага сетки к максимальной скорости в скоростной модели, позволяет достичь хорошего баланса между производительностью и точностью полученного решения. Так, для моделей SEG/EAGE Overthrust и Salt, применение такого критерия позволяет получить решение с максимальной ошибкой относительно полностью сошедшегося решения равной 0.59% и 0.18% за 17 и 24 итерации соответственно. При этом для расчета полностью сошедшихся решений требуется 346 и 339 итераций.

Решение уравнения эйконала в трехмерной области является вычислительно сложной задачей и требует использования эффективных параллельных алгоритмов, оптимизированных под особенности архитектур современных многоядерных микропроцессоров. В работе [1] авторами был предложен новый подход к параллельной реализации sweeping методов, разработанные методы были названы Block Fast Sweeping Method (BFSM) и Block Locking Sweeping Method (BLSM) соответственно. Благодаря оптимизации с учетом особенностей иерархии памяти в современных компьютерах, предложенные методы показывают 85-95% эффективность параллельной реализации.

Построение сейсмических лучей на основе решения уравнения эйконала осуществляется путем решения дифференциального уравнения луча:

$$\frac{dx}{dt} = V\vec{n},$$

где \vec{n} — вектор нормали к фронту волны, соответствующий направлению градиента времен первых вступлений. Алгоритм обратного лучевого трассирования заключается в решении этого уравнения для заданной пары источник/приемник, используя стандартные методы, такие как метод Эйлера. При количестве источников, значительно превышающем количество приемников, целесообразно решать уравнение эйконала для приемников, а не источников, и проводить обратное трассирование от источников к приемникам, так как решение уравнения эйконала является значительно более сложной процедурой, чем трассирование.

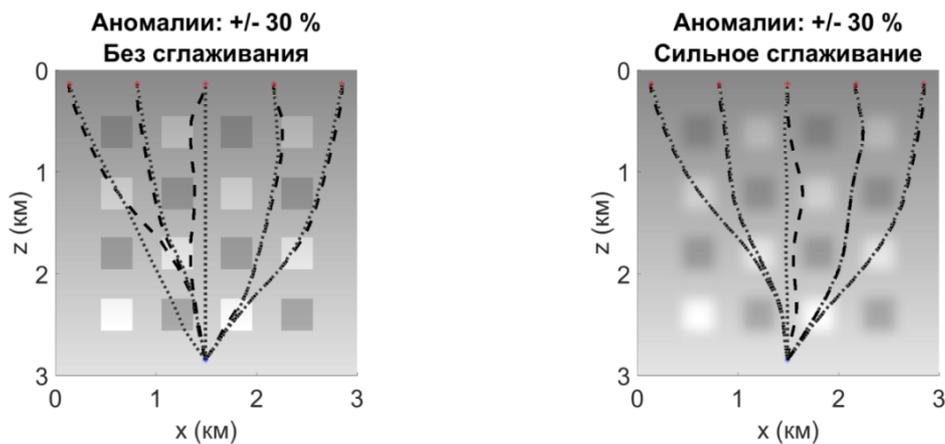


Рис. 1. Пример лучей, рассчитанных методом изгиба (короткие штрихи) и обратным лучевым трассированием (длинные штрихи)

В данной работе было проведено сравнительное тестирование метода изгиба луча из пакета программ сейсмической томографии LOTOS [8] и обратного лучевого трассирования на основе решения уравнения эйконала с помощью BLSM. Тестирование выполнялось на синтетической градиентной скоростной модели с аномалиями +/- 0, 10, 20, 30 и 40%, размещенными в шахматном порядке, без сглаживания и со сглаживанием аномалий. Максимальное количество приемников — 25, источников — 10000. Пример полученных обоими методами лучей представлен на (рис. 1). Как видно из (рис. 2), ошибка времен, полученных методом изгиба, относительно времен, вычисленных при решении эйконала, тем больше, чем больше амплитуда аномалий и резкость их границ. При этом ускорение расчета времен и построения лучей с 25 приемников с помощью обратного трассирования и BLSM относительно метода изгиба начинает наблюдаться с 600 источников, а на 10000 источников оно стало 18-и кратным. Ускорение мало зависит от амплитуды и степени сглаживания аномалий, и это наблюдение в целом оказалось верным для всех проведенных тестов. Следовательно, при наличии резких высококонтрастных аномалий или при высоком отношении количества источников к

приемникам рекомендуется использовать обратное лучевое трассирование на основе решения уравнения эйконала для повышения точности и производительности решения прямой задачи томографии.

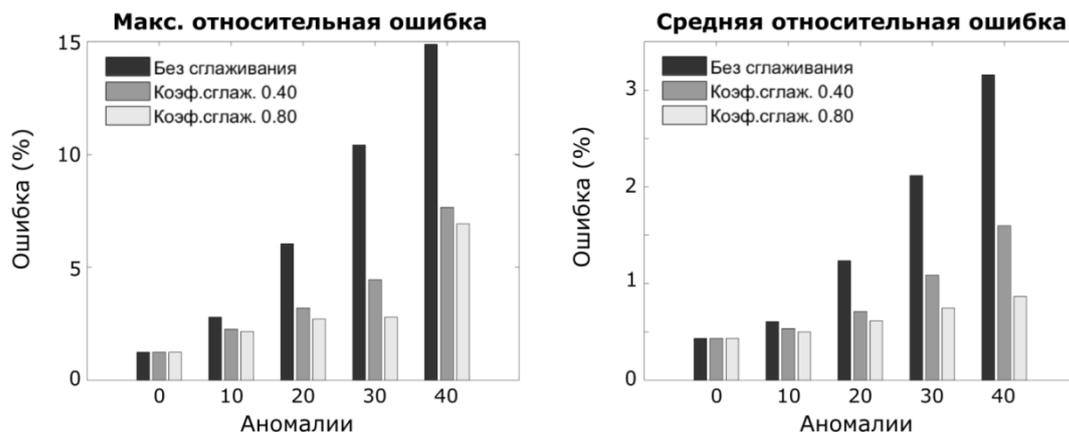


Рис. 2. Ошибка времен первых вступлений, посчитанных методом изгиба, относительно времен, посчитанных при решении уравнения эйконала

В дальнейшем планируется интегрировать разработанные параллельные алгоритмы решения уравнения эйконала и процедуру обратного лучевого трассирования на его основе в пакет томографии LOTOS в качестве альтернативы используемому методу изгиба луча. Также планируется продолжить разработку и оптимизацию параллельных алгоритмов решения уравнения эйконала, в частности, их векторизованных версий.

1. Никитин А.А., Сердюков А.С., Дучков А.А. Оптимизация параллельных Sweeping методов численного расчета времен пробега сейсмических волн для вычислительных систем с общей памятью // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016. 2016. Т. 1. С. 244-248.
2. Cerveny V. Seismic ray theory. Cambridge University Press. 2001.
3. Crandall M.G., Lions P.L. Viscosity solutions of Hamilton-Jacobi equations // Transactions of the American Mathematical Society. Vol. 277. N 1. P. 1-42.
4. Virieux, J., Farra, V. Ray tracing in 3-D complex isotropic media: An analysis of the problem // Geophysics. Vol. 56. N. 12. P. 2057-2069.
5. Um J., Thurber C.H. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing // Bulletin of the Seismological Society of America. 1987. Vol. 77. N. 3. P. 972-986.
6. Zhao H. A fast sweeping method for eikonal equations // Mathematics of computation. Vol. 74, N. 250. P. 603-627.
7. Bak S., McLaughlin J., Renzi D. Some improvements for the fast sweeping method // SIAM Journal on Scientific Computing. Vol. 32. N. 5. P. 2853-2874.
8. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 99. N. 1, P. 194-214.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

© Д. П.-Д. Санжиева¹, Ц. А. Тубанов^{1,2}

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gindarima@mail.ru

² Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Улан-Удэ, Россия, siren65@mail.ru

С 1996 года начала работу Селенгинская локальная сеть, основной целью которой стал сейсмический мониторинг центральной части Байкальской рифтовой зоны. В настоящий момент сеть ГИН СО РАН и БуФ ФИЦ ЕГС РАН состоит из 10 сейсмостанций, оснащенных цифровой аппаратурой работающих в непрерывном режиме. В сводной обработке участвует также 5 станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [5].

Оценка сейсмичности была проведена для района $106,1^{\circ}$ – $109,1^{\circ}$ в.д. и $51,7^{\circ}$ – $53,7^{\circ}$ с.ш. в пределах акватории оз. Байкал. По историческим данным за последние 150 лет в районе исследования произошло четыре катастрофических землетрясения (1862, 1885, 1903, 1959 годов). При наиболее сильном — Цаганском (1862) — образовался залив Провал, и было затоплено 220 кв. км суши. Среднебайкальское землетрясение от 29.08.1959 ($M=6,8$) является одним из сильнейших за инструментальный период регистрации, с 50-х годов 20 века [3].

За 2001–2013 гг было зарегистрировано и обработано более 20 тысяч землетрясений, из которых больше 95% имеют энергетический класс $K_p < 9$, произошло всего два события с энергетическим классом $K_p > 14$ (Максимихинское от 20.05.2008 и Туркинское от 16.07.2011) [2] (рис. 1).

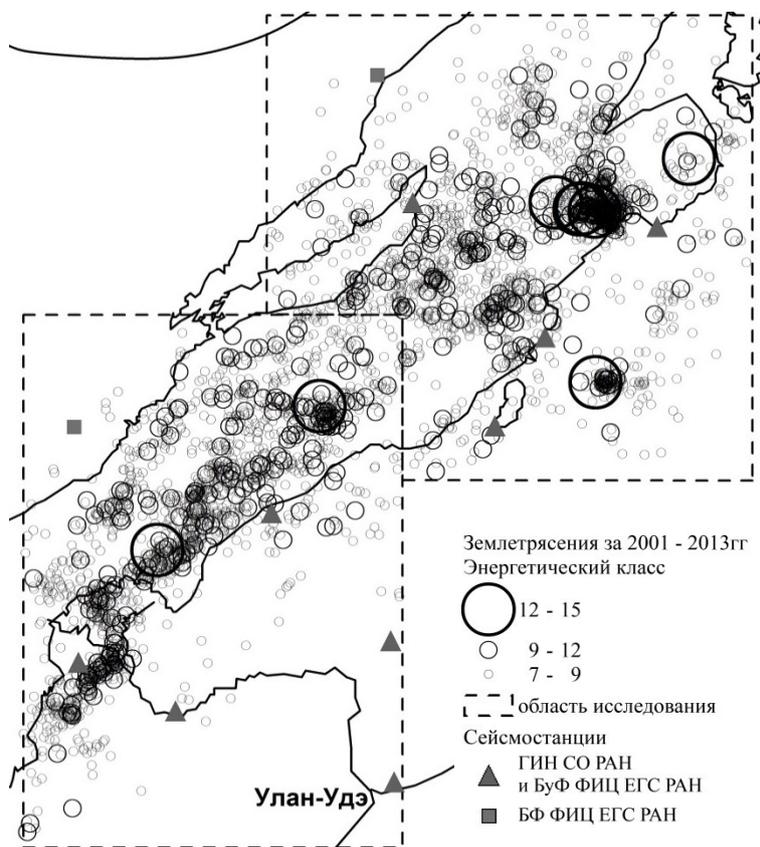


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений за 2001 — 2013гг.

На графике распределения числа землетрясений (рис. 2) заметна периодичность увеличения числа слабых землетрясений (до 7 энергетического класса) в зимний период, исключения составляют весна 2008г и лето 2011г, в связи с афтершоковой активизацией приуроченной с Максимихинскому и Туркинскому событиям. Со второй половины 2008г до конца 2009г наблюдается уменьшение числа слабых землетрясений по сравнению с теми же периодами соседних лет. Периодичности в изменении числа землетрясений средней силы (8-9 классов) не прослеживается, но можно отметить резкое увеличение их числа весной 2008г, относящееся к афтершоковой последовательности

Максимихинского события. Периодичность в возникновении относительно сильных землетрясений, свыше 10 класса, также не прослеживается.

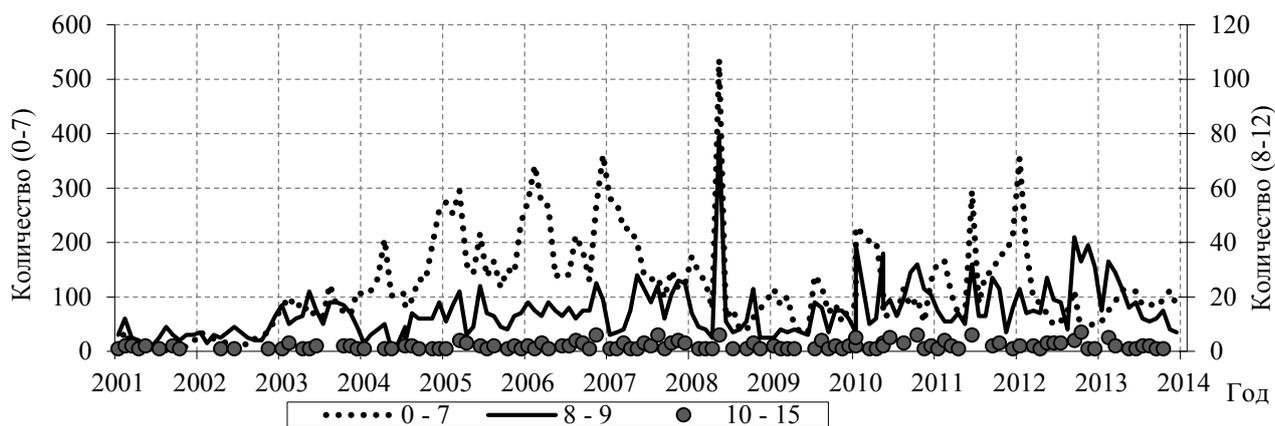


Рис. 2. Распределение количества землетрясений различных энергетических классов за 2001 — 2013гг.

Среднегодовая выделявшаяся сейсмическая энергия составляет $4,1E+13$ Дж, такой высокий показатель обуславливается влиянием годов, когда произошли Максимихинское и Туркинское землетрясения, медианное же значение составляет $1,8E+12$ Дж в год.

Исследуемая зона нами была условно разделена на две зоны — «среднебайкальская» и «ольхоно-святоноская» (рис.1). Такое разделение обусловлено характером сейсмичности: в среднебайкальской зоне, охватывающей территорию от устья р. Селенги до о. Ольхон, скопления эпицентров локализуются в пространстве в виде линейных групп, вытянутых вдоль берегов о. Байкал [4]; в ольхоно-святоносской зоне, охватывающей область от о. Ольхон до п-ова Святой Нос, рисунок сейсмичности имеет не линейный, а более рассеянный характер локализации эпицентров с кластерными скоплениями. Граница разделения между зонами проходит по сейсмической брешии и малоактивным районам.

Распределение числа землетрясений по областям различных классов неравномерно. Ольхоно-святоноская область характеризуется большим числом средних и сильных землетрясений (оба события с $Kp > 14$ произошли именно в этой области) по сравнению со второй областью. Для среднебайкальской зоны же характерно большое количество слабых землетрясений до 7 класса. С 2001 по 2013 год в этой области землетрясений 14-го и больше класса не зарегистрировано. Несмотря на то, что все исторически наиболее сильные землетрясения произошли именно в этой области.

Для оценки представительности каталога построено распределение повторяемости событий за период с 2001 года по 2013 год, включительно. Линейность логарифма частоты событий от логарифма энергии соблюдается в диапазоне энергетических классов 7 — 12 (для всего временного промежутка) и 7 — 9 для годовых вариаций. Таким образом, выборки событий в этих энергетических диапазонах приняты как статистически представительные для исследования статистических закономерностей сейсмического режима.

Сейсмичность отдельных зон оценивалась по плотности вероятности количества событий в 30-ти дневном временном окне для 7-9 классов. Для среднебайкальской зоны математическое ожидание составляет 15 событий за 30 дней; дисперсия — 25 событий (предельное отклонение от наиболее вероятного количества событий). Плотность вероятности для ольхоно-святоносской зоны более сравнима с обще-зональным распределением. Математическое ожидание для ольхоно-святоносской зоны составляет 30 событий за 30 дней, а дисперсия составила 70. Также наблюдаются аномальные значения, значительно превышающие пределы дисперсии (более 200 событий за 30 дней), они связаны с афтершоковыми последовательностями землетрясений. Для всей зоны анализа математическое ожидание составляет в среднем 60 событий 7 — 9 энергетических классов за 30 дней, с дисперсией 60 событий.

Для представительной выборки событий произведен расчет коэффициента наклона закона повторяемости по годам. Динамика изменения этого коэффициента является одной из главных характеристик сейсмического режима. Значения коэффициента наклона графика повторяемости за 2001-2013гг варьируется в пределах от 0,26 до 0,57, среднее значение составляет 0,45. Уменьшение значения коэффициента наклона графика повторяемости до 0,31-0,37 в 2003, 2010 и 2012 годах, связано

со смещением числа событий в сторону сильных толчков. Минимальное же значение 0,26 соответствует 2001 году, что может быть связано с изменением представительности наблюдений.

Учитывая возможное занижение наклона графика повторяемости при оценке его методом наименьших квадратов [1] наклон графика повторяемости был рассчитан нами с помощью формулы (1), предложенной Т. Утсу [6]:

$$\gamma = \frac{n * \lg e}{\sum_i K_i - n * K_{min}}, \quad (1)$$

где K_{min} — энергетический класс минимальных представительных землетрясений, учитываемых при вычислении γ ; $\sum_i K_i$ — сумма значений энергетических классов всех n землетрясений, у которых $K \geq K_{min}$.

Оценка угла наклона производилась по среднебайкальской зоне по различным временным и пространственным выборкам с K_{min} от 5,0 до 7,0 с интервалом 0,5 (рис. 3). На основании полученных значений можно предположить, что представительным классом для среднебайкальской зоны является $K_{min} = 6$, а $\gamma = 0,53$, в то время как по оценке прямолинейности графика повторяемости $K_{min} = 7$.

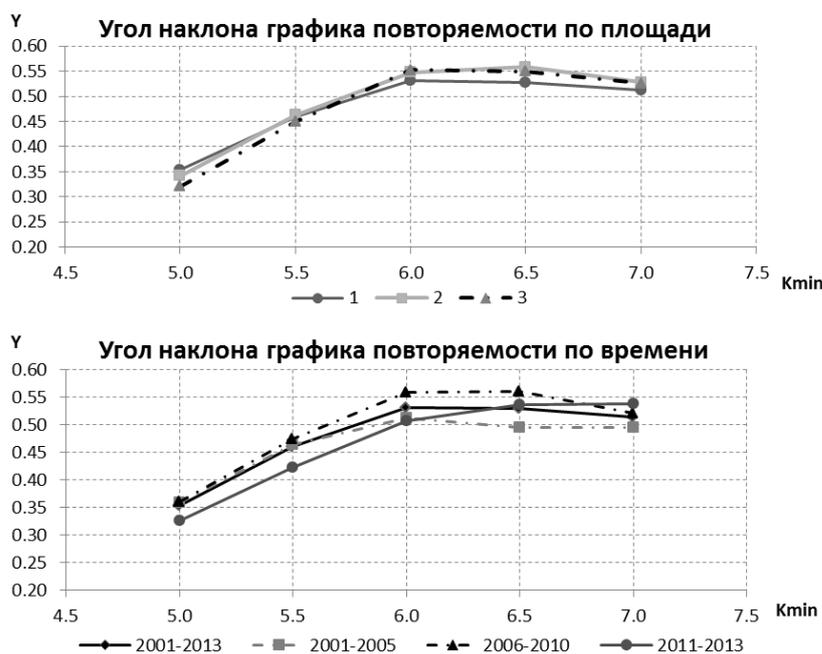


Рис. 3. Зависимость угла наклона графика повторяемости от K_{min} .

1. Жалковский Н.Д., Мучная В.И. Зависимость оценок наклона графика повторяемости землетрясений от объема данных и метода определения // Сейсмичность Байкальского рифта: Прогностические аспекты. / Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 22-29

2. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Имаев В.С., Я.Б. Радзиминович, Ц.А. Тубанов Ц.А. Особенности сейсмических активизаций Среднего Байкала в 2008 — 2011 годах // Доклады РАН, 2013. Т. 453. № 6. С. 1–6.

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 536 с.

4. Тубанов Ц.А., Санжиева Д. П-Д. Особенности сейсмичности Среднего Байкала по данным локальной сети наблюдений // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 319-321

5. Цыдыпова Л.Р., Тубанов Ц.А., Предеин П.А, Санжиева Д.П-Д. Селенгинская сеть сейсмологических и вибросейсмических наблюдений // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 342-345

6. Utsu T. A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups // J. Phys. Earth, 1966. V. 14, N 2. P. 37-40.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ И ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ПРИ КАРТОГРАФИРОВАНИИ УГОЛЬНОЙ ДОБЫЧИ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ НА ПРИМЕРЕ КЕДРОВСКОГО УГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© А. Г. Супруненко, М. В. Цыдыпова

*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия,
suprunenko03@mail.ru, ecovie@mail.ru*

В районах добычи угля природные системы испытывают интенсивное антропогенное воздействие, что приводит к глубоким качественным и количественным их изменениям и негативно влияет на окружающую природную среду. Добыча угля приводит к возникновению множества экологических проблем, которые являются результатом взаимодействия комплекса природных и антропогенных процессов, для решения которых необходимо изучение состояния природных систем и степени антропогенного воздействия на них.

Анализ современного состояния окружающей среды требует привлечение актуальной информации, характеризующие объекты и процессы в пространстве и во времени. Примером такой информации могут являться данные дистанционного зондирования Земли.

Пространственное и спектральное разрешение современных космических снимков и развитие ГИС — технологий позволяют вести исследования в самых различных направлениях, делая данные ДЗЗ ценным материалом для тематического картографирования.

Современные ГИС — программы позволяют создавать, анализировать и представлять пространственную информацию, совмещать разнородные картографические материалы, производить поиск необходимой информации в базе данных и комбинировать информацию по различным параметрам.

Цели исследовательской работы: Оценка возможностей применения ГИС- технологий и мультиспектральных данных дистанционного зондирования Земли среднего пространственного разрешения для картографирования угольной добычи открытым способом и степени воздействия угольной добычи на окружающую среду на примере Кузбасского угольного разреза.

Исходные материалы:

Для проведения картографирования района добычи угля на территории Кемеровской области использовались следующие материалы:

1. Космический снимок со спутника Landsat 8 (09.05.2014)
2. Топографические карты М 1: 100 000, М 1: 50 000;
3. Изображения с картографических веб-сервисов Google maps, Yandex maps.
4. Программное обеспечение: Quantum GIS DeskTop 1.9.0, ArcView 3.2a, Mapinfo Professional 9.5, SasPlanet.

Методика исследования:

Картографирование угольной добычи открытым способом и степени воздействия ее на окружающую среду с помощью ГИС-технологий и данных дистанционного зондирования Земли состоит из нескольких этапов.

На первом этапе производится сбор, анализ и подготовка картографических материалов и данных дистанционного зондирования Земли.

Для проведения картографирования нами был отобран снимок со спутника Landsat 8 на территорию исследования за летний период.

Данные со спутника Landsat 8 получены с помощью сервиса GloVis Геологической службы США (<http://glovis.usgs.gov/>).

Применение снимков со спутника Landsat 8 обусловлено несколькими причинами:

- данные со спутника Landsat 8 имеют пространственное разрешение 30 м/пиксель, что позволяет составлять на их основе среднемасштабные карты.
- спектральный диапазон снимков позволяет получать мультиспектральные цветные изображения;
- обновление снимков происходит каждые 16 дней, что позволяет получать актуальную информацию на территорию исследования и оценивать динамику географических и антропогенных процессов и явлений [1].

Данные со спутника Landsat 8 распространяются в универсальной поперечной проекции Меркатора. Территория исследования относится к зоне 45N.

После загрузки данных Landsat из односпектральных снимков создан мультиспектральный снимок с помощью функции объединения каналов в программе Quantum Gis DeskTop (QGIS) 1.9.0. В результате данной операции мы получили мультиспектральный снимок с возможностью комбинации каналов.

Для приведения пространственных данных в единую систему координат космический снимок и топографические карты трансформированы в универсальную поперечную проекцию Меркатора, зону 45N.

На втором этапе проводилось визуальное дешифрирование и анализ антропогенного воздействия на природную среду исследуемой территории.

При картографировании экологической ситуации использовались следующие дешифровочные признаки: цвет, геометрические формы, тон, текстура и т.д.). Для дешифрирования снимка использовалась комбинация каналов: 4-3-2. В данной комбинации спектральных каналов хвойная растительность выглядит темно-зеленой, мелколиственная растительность — светло-зеленой, текстура — неоднородная, а для сельскохозяйственных земель характерны цвета — бежевый и бледно-розовый.

Населенные пункты отображаются оттенками серого цвета, характеризуются правильными геометрическими формами, неоднородной текстурой.

Гидрологические объекты, характеризующиеся темно-синими и темно-зелеными цветами, вытянутой формой — гидроотвалы.

Угольные разрезы отображены цветами от темно-серого на ступенях до черного на более глубоких уровнях, вытянутой формы. Внутри карьеров прослеживаются дороги. Также к ним приурочены небольшие гидрологические объекты овальной формы — предположительно выпуски шахтных, карьерных и бытовых вод.

Внешние отвалы вскрышных и пустых пород характеризуются цветами: светло-серый и темно-серый, бежевый, оттенки розового. Контуры объектов неровные, протяженные (вытянутые), ближе к овальной форме.

Также на снимке можно выявить рекультивационные мероприятия (на старых отвалах происходит как естественное, так и искусственное зарастание растительностью). Зарастание происходит преимущественно хвойными породами деревьев.

Третий этап — составление карты экологической ситуации на основе автоматизированного дешифрирования данных ДЗЗ с применением ГИС-технологий.

Автоматизированная классификация космического снимка Landsat проводилась в программе ArcView 3.2a и расширения Image Analysis на основе алгоритма ISODATA. Самоорганизующийся способ кластеризации *ISODATA* (от Iterative Self-Organising Data Analysis Technique — итеративный самоорганизующийся способ анализа данных) относится к способу классификации без обучения. Основным параметром, задаваемым перед вычислениями — число кластеров *n*, которое необходимо получить [2]. Первоначально снимок был разбит на 16 классов. В результате интерпретации результатов автоматизированной классификации без обучения и сопоставления их с дополнительными материалами выделены шесть классов объектов: угольные разрезы, внешние отвалы вскрышных и пустых пород, гидрологические объекты, хвойные леса, мелколиственные леса, сельскохозяйственные земли.

Для проведения генерализации изображения многие мелкие полигоны, объединены в более крупные полигоны с помощью операции «Поглощения» (Eliminate, расширение Edit Tool) в программе ArcView 3.2a.

Так как разные по своей сути объекты могут попадать в один класс из-за схожих спектральных характеристик, некоторые классы объектов были векторизованы отдельно. Ручным способом векторизованы слой «угольные разрезы», слой «внешние отвалы вскрышных и пустых пород», слой «рекультивируемые земли», слой «населенные пункты», слой «дороги». Применение методов автоматизированного дешифрирования мультиспектральных космических снимков среднего пространственного разрешения (снимок Landsat 8 OLI) и методов геоинформационного картографирования позволило провести картографирование района добычи угля открытым способом и анализ изменения природной среды под воздействием угольнодобывающих предприятий. На основе созданных векторных слоев оставлен предварительный вариант карты экологической ситуации Кузбасского угольного бассейна (рисунок 1), отражающей степень нарушенности естественных ландшафтов добычей угля открытым способом.

На основании визуального дешифрирования космического снимка за 2014 год и сопоставления его с топографическими картами 1980-х годов выявлены следующие процессы: появление новых

территорий, нарушенных добычей угля и занятых внешними отвалами вскрышных и пустых пород и в тоже время восстановление брошенных участков добычи угля, изменение площадей гидроотвалов (пересыхание и появление новых гидроотвалов), пересыхание маленьких речек. В результате анализа имеющихся материалов выделено 3 стадии экологической ситуации:

1. Очень острая экологическая ситуация
2. Умеренно острая экологическая ситуация
3. Относительно удовлетворительная ситуация

К территориям, характеризующимся очень острой экологической ситуацией относятся угольные разрезы, территории, занятые внешними отвалами вскрышных и пустых пород, гидроотвалы, предположительно выпуски шахтных, карьерных и бытовых вод. К территориям с умеренной экологической ситуацией относятся сельскохозяйственные и рекультивируемые земли. К территориям с удовлетворительной экологической ситуацией относятся хвойные и мелколиственные леса.

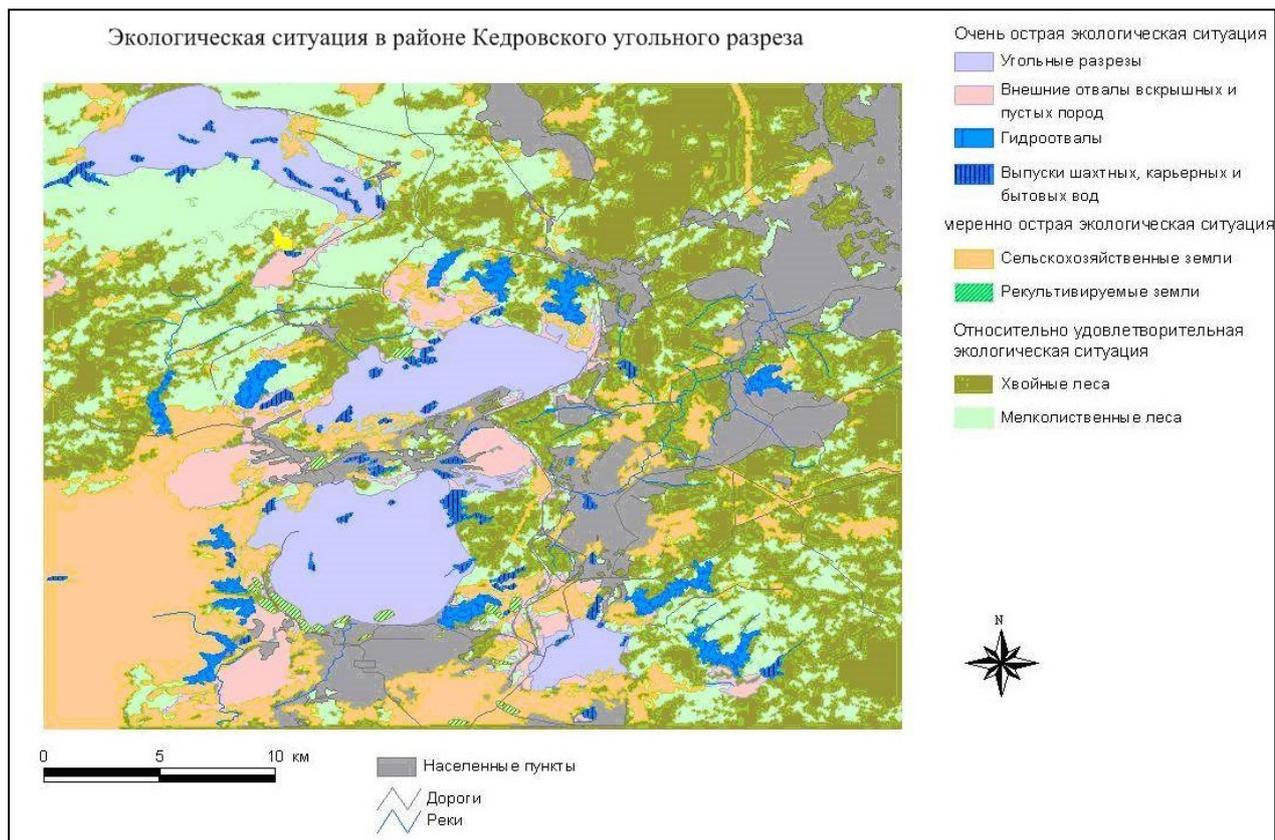


Рис. 1. Предварительный вариант карты экологической ситуации в районе Кедровского угольного разреза

1. Landsat 8 History // Сайт геологической службы США. Режим доступа: URL http://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php (дата обращения 09.04.2015).

2. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований / М.: Издательский центр «Академия», 2004. 336 с.

НЕОДНОЗНАЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© С. А. Тоцакова¹, В. И. Герман², А. А. Добрынина^{1,3}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, lili@crust.irk.ru, dobrynina@crust.irk.ru

² Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
Красноярск, Россия, german3v@yandex.ru

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, dobrynina@crust.irk.ru

Энергия является важнейшей характеристикой землетрясения и может быть оценена с помощью ряда различных величин, таких как сейсмическая энергия (E_s), магнитуда (M), сейсмический момент (M_0), энергетический класс (K_p). Традиционно, в России и в Байкальском регионе, в частности, для классификации силы землетрясения вместо магнитуды используется энергетический класс, предложенный Т.Г. Раутиан [1]. Для перехода от энергетического класса к магнитудам используется зависимость [1]:

$$K_p = \begin{cases} 4 + 1.8 \cdot M_L, & (K_p < 15) \\ 8 + 1.1 \cdot M_L, & (K_p \geq 15) \end{cases},$$

здесь M_L — локальная магнитуда. Непосредственный расчет магнитуд по сейсмическим данным для землетрясений Байкальского региона выполняется только для отдельных сильных событий, также есть несколько определений моментных магнитуд (M_w) по поверхностным волнам на удаленных станциях [2] и определения сейсмического момента и значений (M_w) по записям региональных сейсмических станций [3, 4]. Поэтому при изучении региональных землетрясений зачастую приходится использовать определения магнитуд, полученные мировыми сейсмологическими агентствами.

В работе проведено исследование соответствия значений магнитуд, определенных разными сейсмологическими агентствами, и их связи с энергетическим классом для землетрясений Байкальской рифтовой системы. Было выбрано 1804 события с $K_p=8.6-15.9$, произошедших на исследуемой территории с 2003 по 2016 гг. (рис. 1). Указанный временной период выбран из-за того, что в 2003 году все сейсмические станции, действующие на территории Байкальской рифтовой системы, перешли на цифровую регистрацию. Ошибка в определении класса меняется от 0 до 3.8, при этом для 83 % K_p определений она не превышает 0.5 (по данным Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН).

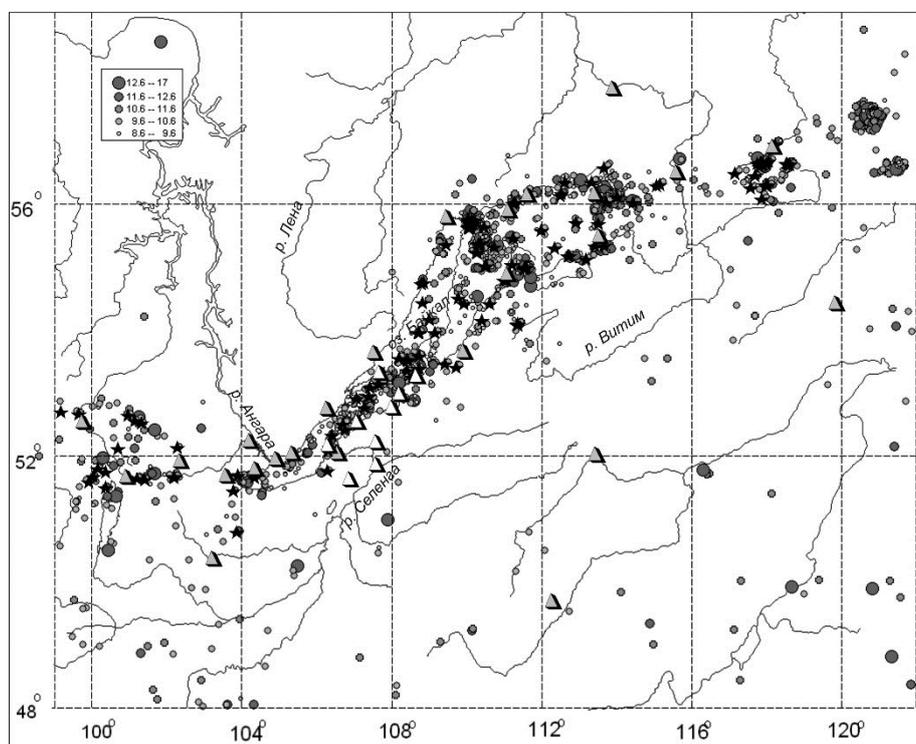


Рис. 1. Положение эпицентров рассматриваемых землетрясений. Звездочками показаны события с известными значениями M_w [3, 4], треугольниками показаны сейсмические станции: серые — станции Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН, белые — Бурятского.

Для анализа использовались разные типы магнитуд, опубликованные Международным Сейсмологическим Центром (ISC, [2]): mb (магнитуда по объемным волнам, body wave magnitude), M_s , M_S , M_{sz} (магнитуда по поверхностным волнам, surface wave), M_L , а также определения M_w , полученные авторами ранее для 150 региональных землетрясений с энергетическими классами $K_p=9.6-12.5$ [3, 4] (см. рис. 1). Сопоставления проводились как для магнитуд одного типа, так и для разных типов магнитуд, полученных для одного и того же события события, помимо этого оценивалась связь M и энергетического класса землетрясений.

В результате установлено, что для одного и того же события значения магнитуд, полученные по разным волнам могут отличаться на несколько единиц. В целом же, разброс магнитуд для одного энергетического класса может составлять до 2.5 единиц (рис. 2). Наиболее значительные вариации в величинах M наблюдаются для умеренных событий ($K_p=10-12$).

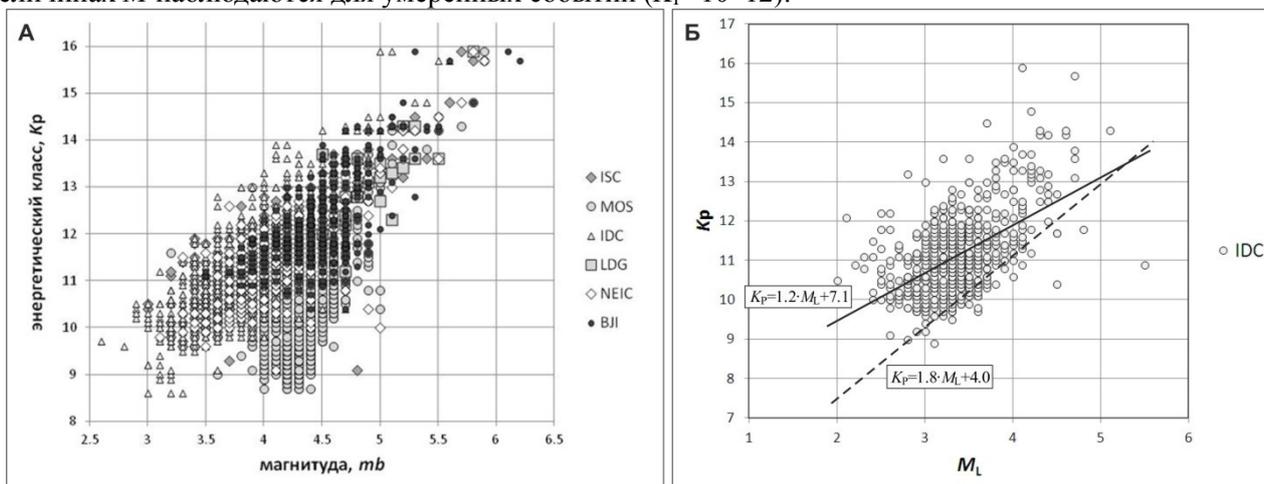


Рис. 2. Примеры вариаций определений магнитуд, выполненных разными сейсмологическими агентствами: А — зависимость энергетического класса от магнитуды mb (ISC — Международный сейсмологический центр, Великобритания; MOS — Геофизическая служба РАН, Россия, Обнинск; IDC — Международный центр данных, Австрия, Вена; LDG — лаборатория мониторинга и геофизики, Франция, NEIC — Национальный сейсмологический информационный центр, США, ВJI — Китайский сейсмологический центр, Китай, Пекин); Б — зависимость энергетического класса от магнитуды M_L (IDC — Международный центр данных, Австрия, Вена). Прямыми показаны корреляционная зависимость Т.Г. Раутиан [1] (пунктир) и линейная зависимость $K_p=1.2 \cdot M_L+7.1$, построенная по полученным данным (сплошная)

Для многих типов магнитуд наблюдается эффект насыщения магнитудной шкалы — зависимость магнитуды от энергетического класса имеет нелинейный вид (для слабых и сильных событий характерны разные углы наклона регрессионных прямых, рис. 2Б). Точка перегиба для разных магнитудных шкал варьирует в пределах области $M=4.5-6.0$. Регрессионные зависимости магнитуд разного типа от энергетического класса значительно отличаются друг от друга и от эмпирической зависимости Т.Г. Раутиан [1], используемой для описания землетрясений Байкальской рифтовой системы (см. рис. 2Б). Наилучшее согласие с зависимостью [1] наблюдается для значений M_w , полученных для землетрясений достаточно узкого энергетического диапазона на основе спектрального анализа сейсмограмм, записанных региональными станциями [3, 4]. Удовлетворительная корреляция также наблюдается между определениями моментных магнитуд [3, 4], магнитуд mb по данным агентств ISC, NEIC и ВJI, магнитуд M_s и магнитуд M_L по данным ВJI.

Проведенное исследование показало, что существует необходимость проведения рутинных определений магнитуд землетрясений Байкальского рифта по данным региональной сети станций и расчета надежной зависимости $K_p(M)$ для экспресс-определения магнитуды.

1. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности: Труды ГеоФИАН, 1960. № 9(176). Гл. 3. С. 75–114.
2. International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2012. www.isc.ac.uk.
3. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60–75.
4. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Прибайкалья. Санкт-Петербург: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 192 с.

СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО МЕТОДУ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

© Л. Р. Цыдыпова

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

Исследования структуры земной коры и верхней мантии методом приемных функций, разработанной сотрудниками Института физики Земли РАН, начаты с начала 2013 года лабораторией методов сейсмопрогноза Геологического института СО РАН. Выбранная методология обладает рядом преимуществ и может применяться на записях сейсмостанций Селенгинской локальной сети, несмотря на небольшое количество, входящих в локальную сеть станций. Благодаря приемным функциям мы можем получать сведения о глубинном строении целого региона путем предварительного изучения отдельных его участков по данным телесейсмических землетрясений отдельных станций, что в данном случае является несравненным преимуществом по сравнению с теми же томографическими методами, требующими площадной расстановки сейсмостанций. Известно, что Селенгинская локальная сеть включает 4 широкополосные станции, на которых регистрируются телесейсмические события с достаточным для выделения приемных функций разрешением. В данной работе представлены результаты по выделению приемных функций и построению одномерных скоростных подстанционных разрезов по P- и S- объемным волнам в окрестности сейсмостанции Котокель (KEL).

Сейсмостанция KEL ($52^{\circ}45'46.8''\text{N}$, $108^{\circ}04'40.8''\text{E}$) располагается в прибрежной части одноименного озера в 9 км от озера Байкал в 460 м над уровнем моря. Широкополосная станция была установлена на стационаре, действующем с 2005 года, в августе 2008 года. Станция укомплектована цифровой аппаратурой собственной разработки «Иркут» (24-разрядный АЦП, частота опроса 50 отс/с) с датчиками CMG-40T фирмы Guralp, обеспечивающей регистрацию событий в частотном диапазоне 0.03–25 Гц.

В методологии приемных функций (receiver functions) [2] используются обменные волны PS (метод продольных приемных функций PRF) и SP (метод поперечных приемных функций SRF), образующиеся на границах в коре и мантии при прохождении через них объемных (продольных и поперечных) волн от далеких землетрясений. Исходными данными являются широкополосные трехкомпонентные записи землетрясений с очагами, расположенными на расстояниях 35–90 градусов от приемной станции и с магнитудами от 5.0 и выше.

Алгоритм обработки направлен на выделение обменных волн на фоне остальных волн и случайных помех. Основными процедурами являются частотная фильтрация исходных записей, поворот осей и преобразование системы координат, стандартизация компонент, получение индивидуальных приемных функций для каждого землетрясения, суммирование стандартизованных компонент от нескольких источников. Подробное описание процедур обработки приводится в [3].

В методе продольных приемных функций на этапе преобразования исходные трехкомпонентные записи ZNE переходят в записи на компонентах LQT, где компонента L совпадает с направлением смещения в продольной волне P, компонента Q перпендикулярна L, то есть совпадает с направлением смещения в вертикальной поперечной волне SV, компонента T (соответствует смещениям в SH) — перпендикулярна плоскости LQ. На рис. 1 показано суммирование колебаний на полученных Q-компонентах от 60 источников, выполненное для различных пробных глубин с определенным шагом в интервале от 0 до 800 км. При фиксированной глубине время обменной волны зависит от эпицентрального расстояния и вычисляется для каждой трассы. Трассы, т.е. колебания на Q-компонентах суммируются со сдвигами во времени относительно опорного расстояния, равного 67 градусов. Представленные трассы описывают смещения в искомой обменной волне PS, они являются функцией приемника и характеризуют среду в подстанционной области. По горизонтальной оси здесь отложено время задержки tPS обменной волны, относительно падающей P-волны, а нуль совмещен с моментом падения продольной волны. Наличие четко выраженных максимумов функций приемника определяет наличие обменов на границе Мохоровичича, репер на времени 4.9 сек, на мантийных границах на глубине 410 км на времени 45.78 сек и 660 км на времени 70.03 сек (на рис. 1 обозначены реперами). Время T(P410s), равное 45.78 сек, больше соответствующего времени для модели IASP91 на 1.78 сек, что может свидетельствовать о слегка пониженных скоростях волн в верхней мантии. Аналогичная процедура преобразования координат происходит в методе поперечных приемных функций. Для выявления Sp фаз исходная трехкомпонентная сейсмограмма с компонентами ZNE преобразуется в компоненты LQBA. Ось Q соответствует направлению поляризации S волны в плоскости ее распространения, т.е. в плоскости, содержащий источник-приемник. Ось L

перпендикулярная оси Q расположена в той же плоскости и является оптимальной компонентой для обнаружения S_p фаз. Ось A соответствует главному направлению движения частиц в S-волне в горизонтальной плоскости. Ось B перпендикулярна оси A в горизонтальной плоскости. Стекирование (суммирование) ведется по L-компоненте.

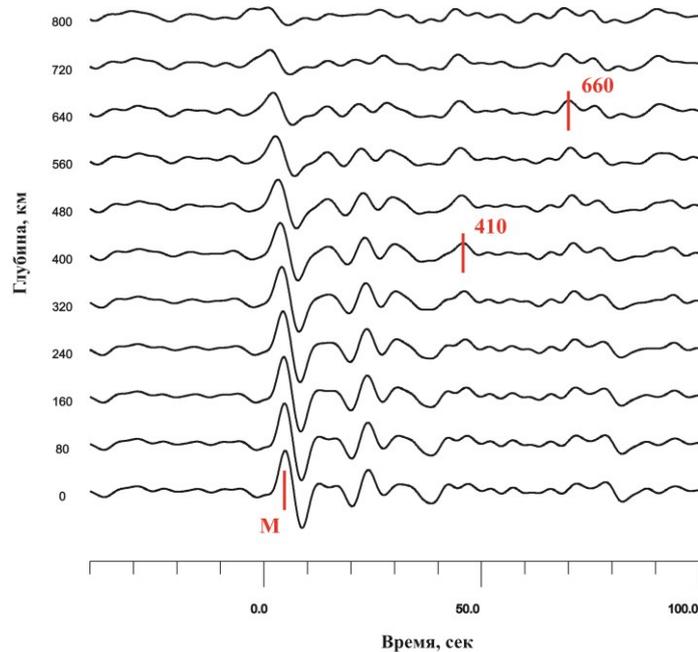


Рис. 1. Стек приемных функций P-волн

Далее путем совместной инверсии данных PRF и SRF были построены детальные скоростные разрезы земной коры и верхней мантии под сейсмостанцией KEL. Для этого задавалась пробная модель, которая описывалась 9 слоями, лежащими на полупространстве и параметрами: скорости P- и S-волн V_p и V_s , плотности и мощности каждого плоского слоя. Параметры в каждом слое варьировались, были заданы диапазоны значений для каждого параметра. Предполагалось, что среда в окрестности сейсмической станции является изотропной горизонтально-слоистой. Для каждой пробной модели вычислялись синтетические приемные функции для Ps и S_p волн. Минимизация осуществлялась методом «simulated annealing» [1]. Метод предполагает построение последовательности моделей, сходящейся в среднем к минимуму целевой функции. Стартовая модель выбирается случайно в пределах предполагаемой области решений. Каждая последующая модель вычисляется как слабое возмущение предшествующей. Выбранные временные интервалы минимизации функции приемника от -5 до 35 сек на Q-компоненте (PRF) и от -45 до 5 сек на L-компоненте (SRF) позволяют вычислить скоростной разрез до глубины 300 км.

На рис. 2 представлены скоростные разрезы, дающие представление о структуре земной коры и верхней мантии в подстанционной области и функции приемника. Синтетические (расчетные) модели и соответствующие им расчетные функции приемника выделены цветом от зеленого до красного, которые показывают количество решений от 100 до 10000 в каждой конкретной области графика. Реальная (наблюденная) кривая выделена на графике пунктирной линией. На скоростных моделях для сравнения сплошной линией нанесена стандартная модель Земли IASP91. Наиболее вероятное решение выделено красным цветом.

Скоростной разрез характеризуется неоднородным строением и дает информацию об 150 км области вокруг станции. В консолидированной коре на фоне общего увеличения скорости с глубиной в интервале глубин 21-36 км наблюдается слой пониженных скоростей, возможно, приуроченный к волноводу. Граница Мохо на глубине 36 км определяется скоростным контрастом между вышележащим и нижележащим слоями со скоростями, соответственно, $V_s=3.18$ км/с и $V_s=4.17$ км/с.

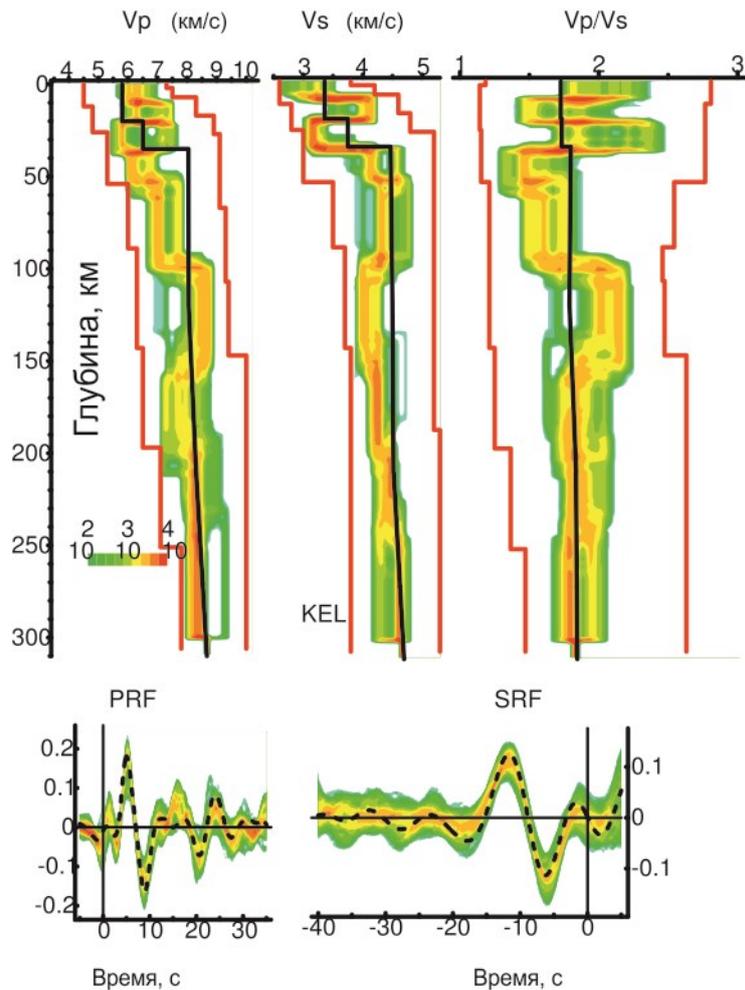


Рис. 2. Скоростной разрез коры и верхней мантии, полученный путем совместного обращения данных Р- и S-приемных функций

До глубин 100 км мантия относительно стабильна. Ниже в диапазоне глубин 100–150 км в верхней мантии по поперечным волнам прослеживается астеносферный слой – область пониженных скоростей, в остальной части мантии полученная нами модель близка к модели Земли IASP91.

Таким образом, используя этот метод в регионах с неплотной сетью сейсмических станций, можно получать достаточно детальные одномерные модели строения земной коры и мантии.

1. Mosegaard K., Vestergaard P.D. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // *Geophysical Prospecting*. 1991. V. 39. P. 599-611.
2. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 15. P. 39–45.
3. Vinnik L.P., Reigber Ch. and al. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 131–146.

3D VELOCITY STRUCTURE AROUND THE EMEELT FAULT ZONE

© Munkhsaikhan Adiya¹, Antoine Schlupp², Catherine Dorbath², Ulziibat Munkhuu¹, Ganbold Tuguldur¹
¹ *Institute of Astronomy and Geophysics of the Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia,*
moogii@iag.ac.mn

² *University of Strasbourg, Institute de Physique du Globe de Strasbourg, Strasbourg, France*

In this study, we apply the tomoDD method to image the subsurface structure in the Emeelt fault zone. The seismic swarms near the Emeelt fault are ideal for conducting a local seismic tomography study, as they provide frequent earthquakes and we benefit from a dense stations coverage. We used the data recorded between 1994 and 2013 because this method is adapted for regions where the events are clustered closely together. The advantage is that it can image the velocity structures immediately surrounding the cluster because the algorithm minimizes the modeled and observed travel time difference between two earthquakes recorded at a single station.

Here, we apply two processes based on the tomoDD code of Zhang and Thurber. First, a 3D inversion is performed to constrain the 3D velocity model of the study area. For that we selected data with strong criteria given by a small number of high-quality events. Second, a TomoDD relocation is performed with a larger dataset, based on the obtained 3D velocity model.

To improve the 3D velocity model in and around the Emeelt fault, we applied the Weighted Average Model (WAM) method. The WAM is a post-processing technique that produces an average model to reduce the spread of the set of the possible models and to synthesize a new model, which avoids to find the best model or to define a probability density of the class of the models. The WAM velocity is composed of the weighted mean of velocities obtained from each iteration. The velocity values for which we obtained $DWS > 50$ were considered in the construction of the average model. This 3D WAM velocity model covers approximately a $90 \times 90 \times 30$ km area in and around Emeelt fault.

SEISMIC PROFILING IN A ZONE OF MOGOD FAULT

© Nomin-Erdene Erdenetsogt, Batsaikhan Tserenpil, Ganbold Battuvshin

*Institute of Astronomy and Geophysics of the Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia,
nominerdene@iag.ac.mn*

Seismic profiling work within the area of Mogod fault was done in June, 2017. Three major cities of Mongolia are located in the vicinity of Mogod, where severe earthquake stroke in January 5, 1967. Therefore, the determination of a scale of earthquake that might occur in the future is of utmost importance in terms of safety and protection of inhabitants of those cities. The location of the seismic line was defined in consistency with the actual Mogod fault. Three seismic lines each stretching 150 m of distance respectively were determined nearly perpendicular to the main direction of fault.

The first part of research contains a description of actual and anticipated results, the parameters gained upon measuring activities. The second part consists of raw data and analyses of their breakdown. Processing of field data was carried out by RadExPro Plus — optimized for field processing, interpretation and QC of seismic data. The different horizons of a lithosphere can be deformed in a different degrees, be displaced on zones of violations of the different directions and even in places to move with different speeds. In weak mobile flat areas potential opportunities of tectonic stratification remain, but are implemented in significantly smaller degree.

ONE DIMENSIONAL REFERENCE VELOCITY MODEL AND PRECISE LOCATIONS IN THE HANGAY REGION

© Sarantsetseg Lkhagvasuren, Ulziibat Munkhuu, Munkhsaikhan Adiya

*Institute of Astronomy and Geophysics of the Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia,
bujaa_88@yahoo.com*

In the frame work of “Geodynamic evolution of the Hangay Dome” project, we deployed 72 temporary broadband mobile seismic stations at 30-40 km from each other in the Hangay region (φ : 44° – 51° ; λ : 95° – 104°) between June of 2012 and April of 2014. The purpose of this work is to relocate the local earthquakes with minimum 1D velocity model. Thus, we constrained the optimal 1D velocity model for Hangay region. Data interpretation is done by manually. A small subset (φ : 46° – 47.8° ; λ : 99° – 101.5°) of well-located 254 events are used to obtain 1D velocity model and relocated in the inversion. We relocated all the local earthquakes with minimum 1D velocity model for Hangay region, using simultaneous earthquake relocation algorithm.

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ 1. МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

Перетяжко И. С., Савина Е. А., Хромова Е. А. ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ УНИКАЛЬНЫХ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ КЛИНКЕРОВ И ПАРАЛАВ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ	4
Азарова Н. С., Бовкун А. В. РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ СВЯЗУЮЩЕЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КИМОЗЕРА (КАРЕЛИЯ)	5
Бурдуковский В. В., Дугданова Е. Е., Буянтуев М. Д ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОВ ХАРИТОНОВСКОГО МОЛИБДЕНИТОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ	8
Гонегер Т. А. ГРАНИТОИДЫ ДАУРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ	10
Долгая А. А. МИГРАЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ	12
Елбаев А. Л., Гордиенко И. В., Баянова Т. Б. U-Pb ВОЗРАСТ ПОРОД ХУТУЛЬСКОГО ПЛАГИОДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОВОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)	14
Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Хубанов В. Б. РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА, ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ	16
Калашникова Т. В. ФЛОГОПИТ-АМФИБОЛОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДРЕВНИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	19
Коробкова А. И., Коробков Я. С., Коробков И. Г., Лыткин К. А. ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ	22
Коробкова А. И., Коробков Я. С., Коробков И. Г., Лыткин К. А. МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ	25
Кремер И. О. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЦИТОВ ШАДОРОНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	27
Ланцева В. С., Гордиенко И. В. ЧЕРНОЯРОВСКАЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	29
Рябова С. А. ОСОБЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА СРЕДНИХ ШИРОТАХ	32
Хубанов В. Б. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ	35

СЕКЦИЯ 2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Абилдаева М. А. ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА	38
Афонин И. В., Корбовяк Е. В. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАРФЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА (КОВЫКТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)	41
Бызов Л. М. КОМПЛЕКСНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ	44

Гармаев Б. Л. ГЕОЛОГИЯ БИРЮЗОВОГО ОЗЕРА (ВЕРХОВЬЯ Р. ИЗИГ-СУГ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	46
Гусев В. А., Кривоногов С. К., Жилич С. В. ПОЧЕМУ ОЗЕРО ЧАНЫ ТАКОЕ МОЛОДОЕ? ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧАНОВСКОГО ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА	49
Матлай Л. М. ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ИЗ ПРИГРАНИЧНЫХ ТРИАС-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА	52
Матлай Л. М. ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ИЗ КИМЕРИДЖ — ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА (РОССИЯ)	54
Намзалова О. Д.-Ц. МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ДОЛИНЫ РЕКИ СЕЛЕНГИ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)	56
Рампилова М. В., Рампилов М. О., Рипп Г. С., Дамдинов Б. Б. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГИПЕРБАЗИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	58
Скрипников М. С., Ветлужских Л. И. КРИБРИЦИАТЫ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	61
Соболева М.А., Матвеева Н.А. ДОМАНИКОВЫЙ ГОРИЗОНТ И ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО СОБЫТИЯ PUNСТАТА В РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА	64
Хубанова А. М., Новосельцева В. М., Клементьев А. М., Соколова Н. Б., Хубанов В. Б., Посохов В. Ф. ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ (С-N) КОСТНЫХ ОСТАТКОВ <i>ALCES AMERICANUS</i> ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ УСТЬ-КЕУЛЬ I В СЕВЕРНОМ ПРИАНГАРЬЕ	68
Цыденова Д. С., Ласточкин Е. И. ФЛЮОРИТОВЫЕ И ФЛЮОРИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ	71

СЕКЦИЯ 3. МЕТАЛЛОГЕНИЯ, РУДООБРАЗОВАНИЕ

Архипенков А. И., Иванов А. С., Специус З. В. О ПРИРОДЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ХЛОРА В КИМБЕРЛИТАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ	74
Аюржанаева Д. Ц., Избродин И. А., Хубанов В. Б. ВОЗРАСТ КВАРЦИТОВ КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ СИЛЛИМАНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	77
Аюржанаева Д. Ц., Федоров А. М., Непомнящих А. И., Очирова Э. А., Сычев Д. И. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ	80
Бадмацыренова Р. А. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА АПАТИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД ЗАБАЙКАЛЬЯ	84
Батуева С. В. ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЖИЛЫ МИКА КУКУРТСКОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)	87
Дамдинов Б. Б. ПЛУТОНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА	90
Дамдинова Л. Б. БЕРИЛЛИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	93
Мансуров Р. Х. КРУПНООБЪЕМНОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ — ШЛИХО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ	95
Мирошниченко В. С. ДРЕНАЖНЫЕ ВОДЫ УГОЛЬНЫХ И КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА — ТЕХНОГЕННЫЙ ТИП ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОД	98
Нармандах Чулуунбаатар ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАРАН-БУЛАГ	102
Савченко А. А., Рипп Г. С. ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖАРЧИХИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)	104

СЕКЦИЯ 4. ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Бирулина А. Г., Ялалтдинова А. Р.** РТУТЬ В ПРИРОДНЫХ СРЕДАХ г. УСТЬ-КАМЕНОГОРСКА 108
- Васильева Е. В., Васильев В. И., Дорошкевич С. Г., Смирнова О. К.** ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В СИСТЕМЕ "РУДНИЧНЫЕ ВОДЫ — ПРИРОДНЫЕ ПОЧВЫ — ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ" ДЖИДИНСКОГО СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 111
- Дабаяева В. В., Плюснин А. М.** МИГРАЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ХВОСТАХ ПЕРЕРАБОТКИ ДЖИДИНСКОГО ГОКА И ВЫСАЖИВАНИЕ ИХ НА КАРБОНАТНОМ БАРЬЕРЕ 113
- Живетьев М. А., Романова И. М., Букин Ю. С.** БИОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОИЗРАСТАНИЯ НА ХВОЙНЫЕ И ЛЕКАРСТВЕННЫЕ РАСТЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА 116
- Костюк А. В.** ПРОБЛЕМЫ ВЛИЯНИЯ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕГО ПРОЦЕССА НА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕ-МАРХИНСКОГО РАЙОНА 119
- Сесь К. В.** ОСОБЕННОСТИ ГИДРОДИНАМИКИ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОВАНЕНКОВСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 122
- Украинцев А. В.** АЭРОЗОЛЬНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНАХ ЛЕСНЫХ ПОЖАРИЩ 125
- Холодова М. С.** СПЕЦИФИКА ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ В ЗОНАХ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ 127
- Черных В. Н., Аюшеева Д. М.** МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НАЛЕДЕЙ НА МАЛЫХ РЕКАХ И РУЧЬЯХ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ОТРОГОВ ХРЕБТА ЦАГАН-ДАБАН 129
- Чернявский М. К., Украинцев А. В.** СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОТЕРМ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЬЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ И БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ 132

СЕКЦИЯ 5. МИНЕРАЛОГИЯ

- Буянтуев М. Д., Хубанов В. Б.** АНАЛИТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТОДА LA-ICP-MS U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ 136
- Волкова М. Г., Непомнящих А. И.** ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) 138
- Избродин И. А.** УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУТИЛОВ ИЗ КВАРЦИТОВ КЯХТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 141
- Канева Е. В., Суворова Л. Ф., Таусон В. Л.** СИНТЕЗ И УТОЧНЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ НОВЫХ Tb- И Dy-СОДЕРЖАЩИХ АЛЮМОСИЛИКАТОВ 144
- Ласточкин Е. И., Рипп Г. С., Избродин И. А., Хромова Е. А., Шарыгин В. В.** МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТА УАКИТ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ) 146
- Рампилов М. О., Рипп Г. С., Избродин И. А.** МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИНГУРСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 149
- Хромова Е. А., Дорошкевич А. Г., Избродин И. А.** ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ИЗ КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) 151

СЕКЦИЯ 6. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Амонова Е. Я.** ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОМАГНИТНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОВ В ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 155

Ананьев Р. А. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ	157
Брыжак Е. В. СИНТЕЗ ИСХОДНОЙ АКСЕЛЕРОГРАММЫ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКЕ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ТЕРРИТОРИИ НОВО-ЗИМИНСКОЙ ТЭЦ	159
Буянтогтох Б., Турутанов Е. Х., Арвисбаатар СТРУКТУРА УЛААНБААТАРСКОЙ ВПАДИНЫ	161
Герман Е. И., Тубанов Ц. А. ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЕРРИТОРИИ Г. УЛАН-УДЭ	165
Гладков А. А. ИНТЕРАКТИВНАЯ КАРТА СЕЙСМОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	168
Добрынина А. А., Чечельницкий В. В., Макаров С. А. ПРОХОЖДЕНИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОДОКАМЕННОГО СЕЛЯ НА РЕКЕ КЫНГАРГА (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ) 27–29 ИЮНЯ 2014 Г. ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	169
Езимова Ю. Е., Удоратин В. В. РАДОНОВАЯ СЪЕМКА В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА	170
Маринова Ю. Г., Ананьев Р. А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА	173
Мороз Ю. Ф., Предеин П. А., Тубанов Ц. А. МАГНИТОВАРИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	175
Никитин А. А., Сердюков А. С., Дучков А. А. ОПТИМИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЛУЧЕВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ДЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ	178
Санжиева Д. П.-Д., Тубанов Ц. А. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА	181
Супруненко А. Г., Цыдыпова М. В. ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ И ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ПРИ КАРТОГРАФИРОВАНИИ УГОЛЬНОЙ ДОБЫЧИ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ НА ПРИМЕРЕ КЕДРОВСКОГО УГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)	184
Тощакова С. А., Герман В. И., Добрынина А. А. НЕОДНОЗНАЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ	187
Цыдыпова Л. Р. СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО МЕТОДУ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ	189
Munkhsaikhan Adiya, Antoine Schlupp, Catherine Dorbath, Ulziibat Munkhuu , Ganbold Tuguldur 3D VELOCITY STRUCTURE AROUND THE EMEELT FAULT ZONE	192
Nomin-Erdene Erdenetsogt, Batsaikhan Tserenpil, Ganbold Battuvshin SEISMIC PROFILING IN A ZONE OF MOGOD FAULT	193
Sarantsetseg Lkhagvasuren, Ulziibat Munkhuu, Munkhsaikhan Adiya ONE DIMENSIONAL REFERENCE VELOCITY MODEL AND PRECISE LOCATIONS IN THE HANGAY REGION	194

Научное издание

**БАЙКАЛЬСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ**

Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции
(г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 21–26 августа 2017)

Дизайн обложки *А. В. Минеев*
Компьютерная верстка *Д. П.-Д. Санжиевой*

Свидетельство о государственной аккредитации
№ 1289 от 23 декабря 2011 г.

Подписано в печать 16.08.2017. Формат 60x84 1/8.
Уч.-изд. л. 20,21. Усл. печ. 24,5. Тираж 100. Заказ 178.
Цена договорная.

Издательство Бурятского госуниверситета
670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а
E-mail: riobsu@gmail.com

Отпечатано в типографии Издательства
Бурятского госуниверситета
670000, г. Улан-Удэ, ул. Сухэ-Батора, 3а