Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН
Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН
Новосибирский государственный университет

VII Сибирская научно-практическая конференция

молодых ученых
по наукам о Земле

Материалы конференции

17–21 ноября
2014
Новосибирск

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН
Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН
Новосибирский государственный университет

VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле

(17-21 ноября 2014)

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Новосибирск
2014

ББК Д.я431
УДК 55(063)
С 341

ОРГКОМИТЕТ

Со-председатели Оргкомитета:
акад. РАН ***Похиленко Н.П.*** директор ИГМ СО РАН, Новосибирск
член-корр. РАН ***Каширцев В.А.*** зам. директора ИНГГ СО РАН, Новосибирск

Секретари:
к.г.-м.н. ***Вишневская И.А., Восель Ю.С.***, к.г.-м.н. ***Старикова А.Е.***

Члены оргкомитета:
акад. РАН ***Добрецов Н.Л.*** (ИНГГ СО РАН), акад. РАН ***Конторович А.Э.*** (ИНГГ СО РАН), акад. РАН ***Соболев Н.В.*** (ИГМ СО РАН), акад. РАН ***Эпов М.И.*** (ИНГГ СО РАН), член-корр. РАН ***Верниковский В.А.*** (ИНГГ СО РАН), член-корр. РАН ***Каныгин А.В.*** (ИНГГ СО РАН), член-корр. РАН ***Конторович В.А.*** (ИНГГ СО РАН), член-корр. РАН ***Поляков Г.В.*** (ИГМ СО РАН), член-корр. РАН ***Скляров Е.В.*** (ИЗК СО РАН, г. Иркутск), член-корр. РАН ***Шацкий В.С.*** (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), член-корр. РАН ***Шурыгин Б.Н.*** (ИНГГ СО РАН), д.г.-м.н. ***Аношин Г.Н.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Борисенко А.С.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Бортникова С.Б.*** (ИНГГ СО РАН), д.г.-м.н. ***Владимиров А.Г.*** (ИГМ СО РАН), д.х.н. ***Головко А.К.*** (ТФ ИНГГ СО РАН, г. Томск), д.т.н. ***Ельцов И.Н.*** (ИНГГ СО РАН), д.г.-м.н. ***Зольников И.Д.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Изох А.Э.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Корсаков А.В.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Летникова Е.Ф.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Пальянов Ю.Н.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Страховенко В.Д.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Толстов А. В.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Туркина О.М.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Зедгенизов Д.А.*** (ИГМ СО РАН), д.г.-м.н. ***Литасов К.Д.*** (ИГМ СО РАН, д.г.-м.н. ***Метелкин Д.В.*** (ИНГГ СО РАН), к.г.-м.н. ***Новиков Д.А.*** (ИНГГ СО РАН), к.г.-м.н. ***Реутский В.Н.*** (ИГМ СО РАН), к.г.-м.н. ***Травин А.В.*** (ИГМ СО РАН).

Редакционная группа: Исакова А.Т., Рокосова Е.Ю., Старикова А.Е.

Сборник издан при финансовой поддержке НГУ, ИНГГ СО РАН, ИГМ СО РАН, Baker Hughes, ООО "Дата Ист", РФФИ (№ 14-35-10009).

С 341 **VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов):** Материалы конференции / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск РИЦ НГУ, 2014. 466 с.

ISBN978-5-4437-0313-8

Сборник содержит тезисы докладов научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле, включающим в себя такие разделы как петрология, минералогия, металлогения, минерагения и рудогенез, геохимия, геохронология, региональная геология и тектоника, палеонтология и стратиграфия, геоморфология и четвертичная геология, геофизика, геоэкология, гидрогеология, инженерная геология и природопользование, геология и геохимия нефти и газа, геомеханика и технологии для разработки месторождений полезных ископаемых, новые информационные и геоинформационные технологи в геологии и экономическая геология.

УДК 55(063)
ББК Д.я431
ISBN978-5-4437-0313-8

© Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 2014
© Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, 2014
© Новосибирский государственный университет, 2014

ПЕТРОЛОГИЯ

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРОМЫШЛЕННО-АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

Абазова З.М.

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Abazova07@mail.ru

Кимберлиты Зимнебережного района Архангельской области (100 км к северо-востоку от г. Архангельска) были открыты в конце 70-х годов XX века. На сегодняшний день, на данной территории, известно более 80-и кимберлитовых трубок взрыва и субинтрузивных тел кимберлитов и родственных пород. В целом, как промышленно-алмазоносные, так и неалмазоносные кимберлиты и родственные породы изучены достаточно широко, начиная с середины 90-х годов. В известных на сегодняшний день публикациях по Архангельской алмазоносной провинции, затронуты вопросы, связанные с особенностями геохимического и изотопно-геохимического состава и изучением ксенолитов корового и мантийного состава; рассмотрены минералы мегакристной ассоциации, а также отражены особенности тектонического строения района.

Однако на сегодняшний день остаются неясными вопросы, связанные с широкой вариацией химического состава кимберлитов из одного куста или трубки. В частности, какие геохимические характеристики были приобретены в результате контаминации вмещающими породами осадочного чехла, а какие являются унаследованными от источника кимберлитов; существует ли в наименее измененных и неконтаминированных (при микроскопическом исследовании) образцах, которые активно используются при изучении особенностей генезиса кимберлитов, геохимические характеристики контаминанта?

С целью определения причин вариации химического состава промышленно-алмазоносных кимберлитов, была изучена коллекция образцов кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции (трубки группы месторождений им. М.В. Ломоносова и трубка им. В. Гриба). В качестве основных лабораторных методов изучения химического состава был использован комплекс прецизионных методов: рентгенофлюоресцентный метод (XRF), который проводился в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. (аналитик Якушев А.И.) и метод индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS), который проводился автором в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на приборе XSERIES 2 ICP-MS.

Было изучено 15 обр. из трубки Архангельская, 10 обр. из трубки Карпинского-1, 5 обр. из трубки Карпинского-2, 17 обр. из трубки Ломоносовская, 15 обр. из трубки Пионерская и 11 образцов из трубки им. В. Гриба. В петрографическом плане образцы представлены кимберлитовыми брекчиями (КБ), автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ) и порфировыми кимберлитами (ПК) диатремовой части, которые были отобраны с различных глубин поисковых скважин. В изученных образцах широко варьирует степень засорения материалом осадочных пород (от первых объемных в ПК к 25 в КБ).

Изученные кимберлиты обладают широкой вариацией концентраций петрогенных оксидов, главным определяющим фактором которой является контаминация кимберлитами осадочных пород платформенного чехла вендского возраста. В данном случае, наблюдается отрицательная корреляция MgO с SiO_2 (r -0.95) и Al_2O_3 (r -0.81), а

также увеличение концентраций K_2O, P_2O_5, TiO_2 при уменьшении концентраций Fe_2O_3 и MgO. Наиболее контаминированными являются образцы трубки Архангельская, с содержанием MgO менее 25 мас. %. Для измененных образцов кимберлитов, где оливин замещается сапонитом, характерны повышенные содержания Na_2O.

Для менее контаминированных и измененных образцов трубок им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, Ломоносовская и трубки им. В. Гриба характерны широкие вариации концентраций K_2O, P_2O_5, TiO_2 и Fe_2O_3 на фоне содержаний MgO в пределах 28-35 мас. %, которые отражают химические характеристики источника, связанные с концентрациями апатита и ильменита.

Концентрации Ni и Co, а также Cr имеют положительную корреляцию с содержанием MgO (r 0.54 и 0.87 соответственно) и обладают широкой, при этом, для контаминированных образцов характерным понижением концентрации.

Концентрации высоко-зарядных элементов и легких редких земель широко варьируют, сохраняя положительные корреляции между собой. При этом от наименее измененных и контаминированных образцов к образцам с большим содержанием ксеногенного материала происходит увеличение концентраций легких редкоземельных элементов, а также Zr, а концентрации Nb не контролируются данными процессами.

На рис. 1 изображены спектры распределения редких редкоземельных элементов, нормированные к примитивной мантии по [1]. Наиболее контаминированные кимберлиты из трубки Архангельская характеризуются менее фракционированными спектрами распределения REE на фоне отсутствия выраженной отрицательной аномалии Zr-Hf по отношению к Sm-Nd, положительной аномалии Nb, а также резко выраженной отрицательной аномалией Ti.

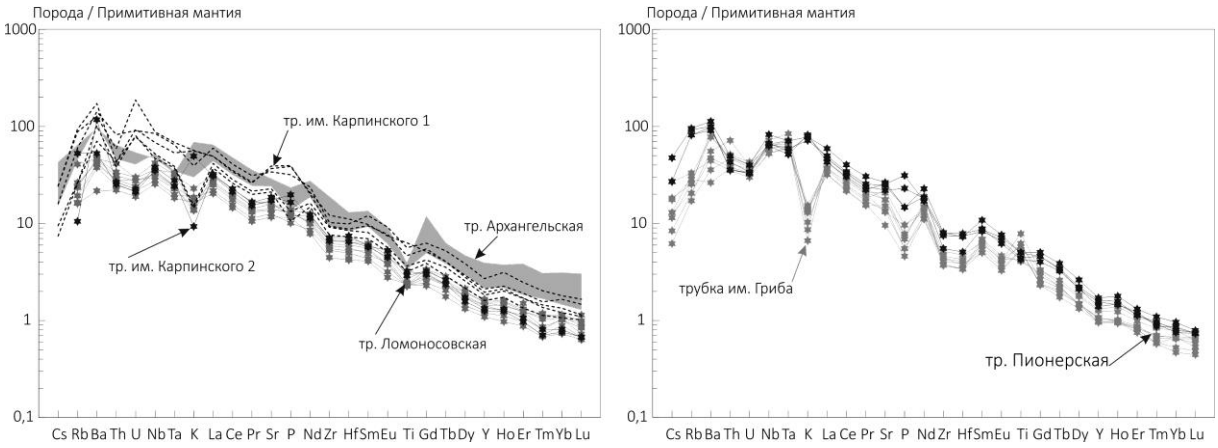


Рис. 1. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов, в кимберлитах ААП, нормированные по примитивной мантии, согласно [1].

Проведенные исследования позволили установить химическую специфику материала-контаминанта для кимберлитов ААП, которую необходимо учитывать при петрологической интерпретации данных, а также показали, что даже наименее контаминированные, при петрографическом исследовании, разновидности кимберлитов могут отражать геохимический вклад вмещающих пород осадочного чехла.

[1] McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V.120. P.223-253.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БАЗИТОВОЙ ДАЙКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ (Ю. ПРИЛАДОЖЬЕ, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Анисимов Р.Л.[1], Березин А.В.[1,2]

[1]Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, romjulleoanis@mail.ru
[2]Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, berezin-geo@yandex.ru

Объектом исследования является дайка, сложенная субвулканической основной породой, секущей граниты Салминского массива гранитов рапакиви и расположенная в Республике Карелия в 6 км к северо-западу от поселка Кясняселькя.

Дайка находится в пределах Салминского массива гранитов рапакиви, с которым связаны рои даек долеритов, обнаженные на дне Ладожского озера и на его северном и восточном побережьях. Р. А. Хазова и М. Г. Попова отмечают [5] преимущественно северо-западное простирание даек долеритов при субвертикальном их падении. Они близки по составу породам салминского вулканического и валаамского интрузивного комплексов. Возраст некоторых даек оценивается по аналогии с вулканическими породами салминской свиты как среднерифейский в пределах 1100-1300 млн. лет [4].

Дайка сечет граниты в трех километрах к югу от контакта первой и второй фазы внедрения [2]. Дайка имеет субширотное простирание и почти вертикальное падение. Контакт дайки с гранитами рапакиви резкий. На контакте можно наблюдать срезанные овоиды, принадлежащие гранитам рапакиви. В зоне экзоконтакта изменения вмещающих гранитов практически не наблюдаются. Зона эндоконтакта сложена мелкозернистым диабазом, в котором местами прослеживается флюидальная текстура. В этой части дайки редко встречаются кристаллы округлого «глазкового» кварца и вкрапленники КПШ. Для центральной части дайки характерен более крупнозернистый диабаз, в нем вкрапленники кварца и КПШ встречаются более часто.

По данным А.М.Беляева морфологические особенности ксенокристаллов КПШ из дайки диабазовых порфиритов не отличаются от овоидов из амфибол-биотитового гранита и могут быть захваченными из гранитов при внедрении дайки.

Макроскопически порода имеет черный цвет, порфировидную структуру – сложена скрытозернистой основной массой и вкрапленниками, которые представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, рудными минералами. Диагностировать минералы основной массы макроскопически не представляется возможным. При изучении шлифов было установлено, что основная масса не ориентирована, сложена биотитом, плагиоклазом, амфиболом, апатитом. Объем от всей породы составляет около 83%. Кварц образует округлые вкрапленники размером 1.5 – 4 мм (2 об.%). Вкрапленники плагиоклаза идиоморфные, хорошо ограничены. Нередко наблюдаются сечения в форме квадратов, прямоугольников, ромбов. Размер их 0.9 – 6 мм (~11 об%). Используя метод симметричного погасания двойников было установлено, что содержание анортита в плагиоклазе около 20 – 25%, следовательно, его можно считать олигоклазом. В крупных вкрапленниках встречаются включения, состоящие из минералов, аналогичных минералам основной массы. Происхождение этих включений можно объяснить захватом и последующей консервацией участков расплава в процессе роста вкрапленников. Калиевый полевой шпат представлен в породе только крупными округлыми вкрапленниками, размером около 7.5 мм. Объем от всей породы составляет до 5 %. Во вкрапленниках встречаются многочисленные

включения кварца и плагиоклаза, которые могли быть захвачены вкрапленниками в процессе роста. Контакт с основной массой нечеткий, проходит через крупные зерна биотита, плагиоклаза и кварца. В породе также встречаются достаточно крупные зерна апатита удлиненной идиоморфной формы (~0.1 об%), границы зерен четкие.

В основной массе породы присутствуют выделения хлорита (1.4 – 7.5 % от площади шлифа) размером 0.5-3 мм. Цвет сине-зеленый, в скрещенных николях - зеленовато-черный. Форма выделений идиоморфная удлиненная, иногда неправильная, округлая. Подобная удлиненная форма не характерна для хлорита. Это позволяет предположить, что подобные выделения образовались при замещении хлоритом иного минерала, вероятно, пироксена. На основании микроскопического исследования породу можно классифицировать как трахидолерит – основную субвулканическую породу субщелочного ряда с небольшим или средним содержанием кислого плагиоклаза и присутствием КПШ.

Химические данные подтверждают определение породы дайки как трахидолерита [1]. Сумма щелочей составляют примерно 7 мас.%, Al_2O_3 – около 16 мас.%. Если проводить сравнение химического состава дайки и вмещающего гранита, то можно отметить, что сумма щелочей у них практически одинаковая. В породе дайки содержится 1.68 мас.% оксида титана, его содержание увеличивается на контакте до 2.4 мас.%. Во вмещающем граните его содержание составляет примерно 0.8 мас.%. В породе наблюдается повышенное содержание оксида фосфора(1-1.5 мас.%), по сравнению с вмещающим гранитом, что объясняется наличием апатита. Потери при прокаливании составляют около 1 мас.%, причем наиболее высокий процент летучих наблюдается в центральной зоне дайки. Таким образом, по большинству петрохимических параметров порода дайки так же коррелирует с описанием трахидолерита.

Проведенные геохронологические определения показали, что возраст кристаллизации пород дайки составляет 1526±6 млн. лет (U-Pb, циркон, TIMS). Это согласуется с геологическими взаимоотношениями относительно гранита – рапакиви (4 фаза ~ 1.53 млрд. лет [3]). Изотопные метки Nd и Sr свидетельствуют о значительной роли контаминации коровым веществом: $\varepsilon Nd(1.5\ млрд.) = -7{,}9$. Эти параметры сближают их с постйотнийскими дайками Ц.Финляндии и Швеции [3,4].

На основании полученных данных можно заключить следующее: порода, является трахидолеритом с возрастом около 1526 млн. лет, имеет определенное, как минералогическое (наличие КПШ), так и геохимическое (сумма щелочей), сходство с гранитом. Изучение вкрапленников не выявило каких-либо признаков, характерных для захвата этих вкрапленников из гранита-рапакиви. Это позволяет предположить, что порода дайки может иметь генетическую связь с породами Салминского массива, однако не обязательно является продуктом миксинга.

Авторы благодарят Н.Г. Ризванову (ИГГД РАН) за проведение U-Pb (TIMS) анализа циркона и заведующего кафедрой полезных ископаемых СПбГУ С.В. Петрова за всестороннюю поддержку и содействие.

[1] Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатиков О. А. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Часть 1. М.: Наука. 1985. 367 с.

[2] Беляев А.М., Ермош Н.Г., Сметанникова О.Г. Структурные особенности полевых шпатов гранитов рапакиви и связанных с ними гибридных пород //Петрография на рубеже XXI века, итоги и перспективы. Сыктывкар. 2000. т. Ш. С. 22-23.

[3] Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука. 2011. 402 с.

[4] Франк-Каменецкий Д.А. Петрология рифейских базитов Приладожья. (Диссерт. соиск. уч. степ. к.г.-м.н.). СПбГУ. 1998.

[5] Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра. 1993. 244 с.

ФРАГМЕНТЫ ОФИОЛИТОВ МАРИИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ОБРАМЛЕНИИ И В СТРУКТУРЕ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

С.В. Берзин

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН,
sbersin@yandex.ru

Ревдинский габбро-ультрамафитовый массив – самый южный в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала. Он расположен в 45 км западнее г. Екатеринбурга и протянулся на 82 км в меридиональном направлении при ширине до 14 км. В его строении выделяются отдельные блоки сложенные оливиновыми габбро, габбро-норитами и ультрамафитами дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, в промежутках между которыми откартированы роговики и полосчатые амфибол-соссюритовые габбро. В строении массива присутствуют небольшие, изометричные в плане тела, размером до 2-3 км, сложенные диоритами и кварцевыми диоритами [6 и др.].

В восточном обрамлении Ревдинского массива прослеживаются тектонические блоки офиолитов мариинского комплекса, сложенные параллельными долеритовыми дайками со скринами базальтов подушечных лав. С запада такие блоки тектонически граничат с породами Ревдинского массива, с востока с силурийскими вулканитами непрерывно-дифференцируемого комплекса Тагильской вулканогенной зоны [3, 5, и др.]. Наиболее хорошо изученные обнажения пород здесь расположены на вершине г. Азов (в 8 км к востоку от г. Полевской) и в затопленном карьере в 2.5 севернее. Долериты параллельных даек и подушечные лавы представлены низкокалиевыми толеитовыми базальтами и андези-базальтами, а так же единичными дайками андези-дацитов толеитовой серии. Долериты и вмещающие базальты по ряду геохимических особенностей (пониженные содержания TiO_2 0.5-1.0 мас.%, пологие спектры распределения РЗЭ, дефицит HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf), повышенные содержания Ba, Sr, отличающихся от типичных базальтов СОХ [2, 3, и др.]. Их формирование, по всей видимости, проходило в обстановке задугового спрединга на границе среднего и верхнего девона [2].

В западном обрамлении Ревдинского массива породы мариинского комплекса представлены метаморфизованными вулканитами офиолитовой ассоциации, преимущественно зелеными сланцами и амфиболитами [4 и др.]. Породы западного обрамления так же относятся к низкокалиевой толеитовой серии, они отличаются от долеритов восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов) повышенным содержанием TiO_2 (0.8-1.5 мас. %), меньшим дефицитом HSFE и несколько меньшими содержаниями Sr (120-180 г/т). По геохимическим особенностям породы занимают промежуточное положение между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ.

В структуре Ревдинского массива вдоль его восточного эндоконтакта прослеживаются породы офиолитовой ассоциации: габбро и габбро-диориты, прорываемые комплексом параллельных долеритовых даек двух генераций, пересекающихся под углом 40-70°, между внедрением которых происходило внедрение пород жильной диорит-тоналитовой серии. Вмещающие габброиды отличаются от типичных габбро массивов Платиноносного пояса меньшей железистостью $Fe/(Fe+Mg)_{(мол.)}$ 0.24-0.44 и пониженным содержанием Sr (185-263 г/т). Так же как и рассмотренные выше долериты параллельных даек из восточного обрамления Ревдинского массива, долериты данного дайкового комплекса близки по ряду

геохимических характеристик к задуговоспрединговым базальтам, однако отличаются от долеритов г. Азов большими вариациями содержаний TiO_2, K_2O, большей глиноземистостью и наличием более основных разностей с содержанием SiO_2 < 48 мас.%. В долеритах из даек 1-й генерации по сравнению с долеритами 2-й генерации наблюдается обогащение Ti, Mg и Ni и большие вариации в содержании ряда некогерентных элементов (Ta, Nb, Th, U и др.). Долериты 2-й генерации по сравнению с ранее внедрившимися породами характеризуются большей железистостью и более ярко выраженным Ta-Nb минимумом. Все это указывает не только на относительный разворот оси спрединга, но и на изменение геохимических характеристик расплавов, внедряющихся в результате растяжения.

Так же было произведено сопоставление состава акцессорных хромовых шпинелей из различных блоков пород мариинского комплекса с составами шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [7, 8]. Составы хромовой шпинели из долеритов параллельных даек в восточном обрамлении Ревдинского массива сопоставимы с составами задугово-спрединговых базальтов, частично перекрывающихся с полями составов БСОХ и низкотитанистых островодужных толеитов по данным [8]. Составы хромовых шпинелей из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива располагаются на диаграмме TiO_2-Al_2O_3 на границе полей составов шпинелей из островодужных толеитов и задугово-спрединговых базальтов по [8]. В то время как составы хромовых шпинелей из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива больше тяготеют к составам шпинелей из базальтов СОХ по [8].

Таким образом, при сопоставлении геохимических особенностей и состава акцессорных хромовых шпинелей долеритов и метабазальтов из блоков офиолитов в восточном и западном обрамлении и в структуре Ревдинского массива было показано, что породы офиолитовой ассоциации, относимые к мариинскому комплексу и занимающие различное тектоническое положение по отношению к массивам Платиноносного пояса, имеют ряд различий, вероятно связанных с особенностями обстановки их формирования.

Исследования проводятся по проекту 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых поясов...».

[1] Берзин С.В. Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов // Ежегодник-2012, Труды ИГГ УрО РАН. вып. 160. 2013. С. 88–92.

[2] Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 2. С. 92-104.

[3] Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. 91 с.

[4] Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета. 2007. 181 с.

[5] Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 362 с.

[6] Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск. 1974. С. 43-80.

[7] Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2279-2302.

[8] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 655-671.

РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ КАПЛИ СУЛЬФИДНОГО РАСПЛАВА ИЗ МАССИВА РУДНЫЙ В С-З МОНГОЛИИ: МОДЕЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ЖИДКОСТЕЙ

Вишневский А.В.[1,2]*, Черданцева М.В.*[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vishnevsky@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

При кристаллизации силикатных магм наступает момент пересыщения расплава серой, растворимость которой контролируется преимущественно давлением и содержанием железа. Если это происходит на этапе, когда большая часть магмы уже находится в твердом состоянии и представляет собой «густую кашу» с «каркасом» из зерен силикатных минералов, то возникшие микроскопические капельки несмесимой сульфидной жидкости могут захватываться растущими кристаллами, или же, слипаясь друг с другом, за счет более высокой плотности, просачиваться между зернами, «застревая» в непроходимых местах. Это наиболее простой сценарий, характерный для большинства магматических тел. В результате возникает рассеянная рудная вкрапленность, а скопления образовавшихся сульфидов редко превышают 1-2 мм. Если же насыщение расплава серой наступает на более ранних этапах, то появляется возможность сегрегации сульфидного расплава с образованием относительно крупных капель диаметром 2-20 мм, которые в зависимости от динамики развития магматической камеры могут осаждаться в придонных частях, образуя, иногда, тела массивных руд и даже мигрировать по трещинам во вмещающие породы. Подобные условия создаются при кристаллизации некоторых ультрабазит-базитовых интрузий, с которыми, как известно, связаны магматогенные сульфидные Cu-Ni месторождения, такие как, например, Норильское.

За счет высоких коэффициентов распределения между силикатной и сульфидной жидкостью, в последней накапливаются платиноиды, многие рассеянные и халькофильные элементы, концентрация которых зависит от количества сульфидного расплава и объёма силикатной магмы, проконтактировавшей с ним. При кристаллизации сульфидных расплавов, которая начинается при температурах, близких к солидусным для силикатных, происходит сначала образование богатого Fe и Ni моносульфидного твердого раствора (mss), с образованием богатого Cu расплава, из которого впоследствии кристаллизуется промежуточный твердый раствор (iss). Эти твердые растворы при дальнейшем понижении температуры распадаются на пирротин-пентландит-халькопирит и халькопирит-кубанит-пентландит, соответственно. Примесные элементы перераспределяются между сульфидными фазами, как при кристаллизации, так и при распаде, образуют собственные минералы, а по некоторым данным, и собственные расплавы, несмесимые с сульфидным. Однако флюиды, ассоциирующие как с силикатным, так и с сульфидным расплавом, поздние метасоматические и гидротермальные преобразования, дифференциация и отделение остаточных сульфидных расплавов чрезвычайно усложняют данную картину и делают реконструкцию поведения многих элементов-примесей практически невозможной.

Прояснить некоторые аспекты перераспределения элементов при кристаллизации природных сульфидных расплавов позволяют экспериментальные работы, однако модельные среды обычно более просты, по сравнению с природными, и не претендуют,

таким образом, на всесторонний охват проблемы. В этом свете представляется весьма перспективным изучение индивидуальных раскристаллизованных капель сульфидного расплава, - в особенности это касается случаев, когда сульфидная жидкость была достаточно быстро изолирована от основной массы силикатного расплава. Нами проведено изучение взаимоотношений и состава основных сульфидных фаз и минералов-концентраторов примесных элементов в раскристаллизованных каплях (сульфидных глобулах) из второй фазы габброидного массива Рудный в хр. Цаган-Шибету в Западной Монголии. Рассматриваемые глобулы представляют собой весьма удачный объект для изучения – кристаллизацию и последующий распад mss и iss в них можно рассматривать как происходившие в закрытых условиях, т.к. имеются прямые петрографические свидетельства быстрой кристаллизации силикатной матрицы: скелетные кристаллы оливина, хромшпинелидов и плагиоклаза. Вокруг сульфидных глобул, диаметр которых составляет обычно 3-15 мм наблюдаются метасоматические ореолы (обычно не более 1-2 мм), в которых отсутствует оливин, появляются биотит, хлориты, роговая обманка и калиевый хлор-гастингсит), уменьшается основность плагиоклаза. За пределами этих зон наблюдается практически неизмененный парагенезис меланократового оливинового габбро. Это также косвенно указывает на то, что кристаллизация сульфидного расплава происходила в близкой к закрытой системе – отделяющийся (или ассоциировавший с расплавом) флюид воздействовал лишь на зерна силикатов непосредственно окружающие глобулы.

Строение большинства сульфидных глобул из массива Рудный в целом классическое – нижняя часть сложена пирротином, верхняя – халькопирит-кубанитовым агрегатом (iss), а в центральной части находится зернистый агрегат пентландита, причем, нередко большая часть (в плоскости среза) каждого из этих минералов представлена монокристаллом. В этих крупных кристаллах наблюдаются как закономерно, так и незакономерно ориентированные вростки сульфидов и минералов-концентраторов Bi, Sn, Ag, Te, As и платиноидов. В халькопирит-кубанитовом агрегате это преимущественно пламеневидные незакономерные вростки пентландита, и зерна Bi-содержащих теллуридов ЭПГ - как незакономерно ориентированные неправильной формы, так и тонкие пластинки, ориентированные параллельно ламелям кубанита. В пентландите наблюдаются чаще всего идиоморфные зерна платиноидов и обособления халькопирит-пирротинового (Ni-пирротин) состава. В пирротине платиноиды наиболее редки, большая часть включений представлена пламеневидными халькопирит-пентландитовыми эксолюционными вростками, зернами титаномагнетита, ильменита, и редко гематита. Означенные выше особенности перераспределения компонентов внутри глобул и между сульфидными фазами в процессе субсолидусных превращений, делают данный объект наиболее удачным для изучения процессов кристаллизации природных сульфидных расплавов, из известных нам примеров, описанных в литературе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 13-05-00951, 13-05-01132 и 12-05-00435.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЛИОЦЕН – ПОЗДЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

Давыдова М.Ю.

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
mydavydova@mail.ru

Вулкан Уксичан расположен в пределах Срединного хребта Камчатки, в тыловой зоне современного вулканического пояса. В истории его формирования выделяются 2 основных этапа: 1) плиоценовый, с развитием вулканических аппаратов центрального типа (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан); 2) позднеплейстоцен-голоценовый с площадными излияниями преимущественно основных лав, с формированием небольших щитовых вулканов и ареальных конусов [2].

Фигуративные точки *плиоценовых лав* на диаграмме SiO_2 – (Na_2O+K_2O) располагаются преимущественно вдоль границы нормального – и умереннощелочного ряда высококалиевой серии. Разнообразие петрохимических типов плиоценовых вулканитов выражается в особенностях их минерального состава. С ростом кремнекислотности и щелочности в породах закономерно меняется ассоциация породообразующих минералов от Pl+Ol+Cpx±TiMgt±Opx парагенезисов в ВК-базальтах до Bi+Amf+Pl±TiMgt±Cpx±Opx в трахириодацитах. При этом щелочные минералы в исследованных образцах не обнаружены.

Составы лав *позднеплейстоцен-голоценовых щитовых построек и ареальных конусов* характеризуются пониженной калиевой щелочностью (нормальнощелочной ряд умереннокалиевая серия). Их петрохимические тренды характеризуются более узким диапазоном вариаций составов (базальт - андезибазальт – андезит), причем андезиты пользуются незначительным распространением и отсутствуют в разрезах пород ареальных конусов (Q_4). Позднеплейстоцен-голоценовые эффузивы отличаются и породообразующими минералами-вкрапленниками. Доминирующий характер оливина в составе фенокристаллов отличает базальты ареальных конусов от близких по кремнекислотности пород плиоценового и позднеплейстоценового этапов. По характеру сростков и включений можно предположить следующий порядок кристаллизации породообразующих минералов: Ol±Px→Ol+Px+Pl±TiMgt.

Поскольку изотопные ($^{143}Nd/^{144}Nd$, $\delta^{18}O$) данные указывают на незначительную роль коровой контаминации в магмогенезисе вулканического центра Уксичан [1], важнейшую роль в эволюции первичных расплавов как плиоценового, так и позднеплейстоцен-голоценового возрастных этапов должна была принадлежать кристаллизационной дифференциации. Компьютерное моделирование, с использованием специализированной программы КОМАГМАТ [3], подтверждает этот вывод.

Для оценки физико-химических условий кристаллизации (давление, температура, летучесть кислорода, объемы кристаллизующихся фаз), расчетов трендов эволюции остаточных расплавов отбирались образцы с содержанием MgO> 8.5 мас.%, близкие по составу к первичным мантийным выплавкам, находящиеся в равновесии с мантийным Ol_{89-91} [4]. Поскольку в коллекции пород *плиоценового* возраста такого типа образцы отсутствуют, состав первичных мантийных магм был получен путем пересчета составов природных образцов (MgO>5 мас.%) на расплавы равновесные с Ol_{90} (X_{H2O}=0.5%) по программе PRIMACALC-2.00 [Kimura, Ariskin, 2014, в печати]. Для *позднеплейстоцен-голоценовых* вулканогенных образований ареальных конусов и поздних щитообразных вулканических построек в качестве расчетного базиса использовался природный образец

(ES-762), с содержанием MgO (9.07 мас.%), лишь незначительно отличающегося от первичных мантийных выплавок, равновесных с Ol_{89-91} [4].

Таблица 1. Составы, используемые в качестве начальных при расчетах

Этапы вулканизма	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
N_2	47.88	0.53	14.89	11.34	0.08	13.25	9.03	2.03	0.98	0.00
Q_3-Q_4	50.41	0.87	15.93	9.07	0.17	9.07	10	2.46	0.96	0.22

Чтобы добиться совпадения расчетных и природных трендов было выполнено около тысячи вычислений по различным моделям, составам первичных магм и термодинамическим параметрам кристаллизационного фракционирования (давлениях, содержаниях воды и активности кислорода). Наиболее оптимальные результаты для умеренноглиноземистых плиоценовых лав вулкана Уксичан (N_2) были получены при использовании комбинированной *«декомпрессионной - изобарической»* модели. Данная модель предполагает подъем магм к приповерхностной камере (начальное давление $P_н$=21 кбар, T ~ 1420 ºC, NNO, 1 мас. % H_2O, скорость декомпрессии -0.4 кбар/% крист) и дальнейшую кристаллизацию в ней (P~1 кбар). Происхождение *плиоценовых высокоглиноземистых вулканитов* связано с высоким содержанием воды (~ 2.5 мас.%) в ранних первичных выплавках.

При близком составе магматического источника, геохимические отличия базальтов поздних щитообразных вулканических построек и ареальных конусов связаны с особенностями дифференциации их общей родоначальной магмы. Для поздних щитообразных вулканических построек (Q_3) декомпрессионная фракционная дифференциация (начальное давление $P_н$=10 кбар, T ~ 1220 ºC, +1NNO, 1.5 мас. % H_2O, скорость декомпрессии -0.3 кбар/% крист) ранних этапов магматической эволюции менялась на изобарическую в приповерхностной камере, расположенной на глубине ~ 1.5 км. Базальты ареальных конусов (Q_4) эволюционировали только в условиях декомпрессионной фракционной кристаллизации, что свидетельствует о быстром подъеме расплавов без длительной задержки в магматической камере. Такая модель, в целом, согласуется с современными представлениями о происхождении ареальных вулканитов. Начало кристаллизации соответствовало давлению 10 кбар, при температуре 1185 ºC, фугитивности кислорода +1NNO, содержанию воды в системе 2.5 мас. %. Подъем расплавов к поверхности происходил при скорости декомпрессии 0.25 кбар/% крист.

Полученные расчетные данные соответствуют геологическим, минералогическим и петрохимическим особенностям магматических комплексов. Например, существование близповерхностных магматических камер считается типичной особенностью вулканических аппаратов центрального типа, обрушение которых приводит к формированию кальдер. Отсутствие пород с содержанием MgO > 6.5 мас.% среди лав плиоценового возраста предполагает длительную задержку расплавов в магматических очагах.

[1] Давыдова М.Ю. Влияние коровой контаминации на генезис магматических расплавов вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Вестник ДВО РАН. 2014. №4. С. 108-112.

[2] Перпелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококалиевых вулканических серий островодужной системы Камчатки (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук) // Иркутск: 1989. 394 с.

[3] Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processer. // Computers and Geosciences. 1993. V.19. P.l 155-1170.

[4] Lee Cin-Ty A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas //Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 279. P. 20–33. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020.

КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩЕЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ (о. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА): СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ

Дегтерев А.В.[1], Рыбин А.В.[1], Арсланов Х.А.[2], Коротеев И.Г.[2], Чибисова М.В.[2], Романюк Ф.А.[1]

[1]Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, d_a88@mail.ru
[2]Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти в южной части о. Итуруп (Южные Курилы) относится к числу наиболее крупных вулканических событий, происходивших на Курильских островах на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена. В результате этого мощного извержения образовалась кальдера диаметром ~9 км и глубиной ~1 км, полость которой была заполнена водами Охотского моря и образовала бухту. Общий объем выброшенной, преимущественно кислой пирокластики составил, по разным оценкам, от 20 до 80 куб. км. Неординарность произошедшего извержения, обусловленная его значительной силой и повлекшей за собой существенный геологический, экологический (в т.ч. потенциальный климатический) эффекты, делает кальдеру Львиная Пасть одним из самых интересных объектов для палеовулканологических и палеогеографических исследований на Курильских островах. Несмотря на это, до настоящего времени она остается практически не изученной.

Кальдера Львиная Пасть расположена в юго-западной части о. Итуруп. Кальдерная впадина заполнена водами Охотского моря, с которым она соединяется посредством пролива шириной ~5 км. В его средней части расположен небольшой скалистый остров – Камень-Лев (абс. выс. – 168 м), который и дал название кальдере. В средней части кальдеры глубины варьируют в пределах 400-450 м, при максимуме ~535 м. В плане она имеет форму эллипса, длинная ось которого вытянута в меридиональном направлении. Его размеры в поперечнике - 7×9 км, площадь кальдерной полости - ~50 км^2 (для сравнения площадь кальдеры Курильского озера – крупнейшего кальдерообразующего голоценового извержения на Камчатке – 76 км^2). Средние отметки высот гребня кальдеры (хр. Безводный) составляют 300-400 м, максимальная - 526 м. Внутренние стенки кальдеры крутые, местами вертикальные. В них обнажаются многочисленные потоки лав и пирокластики, почти повсеместно пронизанные дайками основных пород.

Состав пород варьирует от базальтов до дацитов (48.96-74.81 SiO_2, 0.32-2.27 K_2O), при этом постройка вулкана сложена преимущественно основными вулканитами, в то время как пирокластика кальдерообразующего извержения имеет кислый состав, что было отмечено всеми исследователями [6-8].

Первые сведения о геологическом строении кальдеры Львиная Пасть содержатся в работе Г.С. Горшкова (1967). По-видимому, он был одним из первых, кто указал на генетическую связь пемзовопирокластических отложений южной части острова, с форированием кальдеры Львиная Пасть [3]. Вещественный состав продуктов рассмотрен в [6-8]. В работах [2, 4, 5] приводятся данные о возрасте и объемах кальдерного извержения. В публикации В.И. Бондаренко (1991) представлены результаты сейсмоакустических исследований, выполненных для района бухты Львиная Пасть.

В 2013 г. авторами были проведены комплексные геолого-вулканологические исследования, направленные на изучение кальдерообразующего извержения Львиной Пасти, результаты которых представлены в предлагаемой публикации. Основным районом проведения полевых работ была южная часть залива Доброе Начало. Полевые работы включали геоморфолого-вулканологические и стратиграфические исследования. В ходе этих работ подробно изучались отложения кальдерообразующего извержения, вскрытые в береговых уступах и эрозионных врезах. Общее количество точек наблюдения пирокластических отложений, ассоциирующихся с формированием кальдеры Львиная Пасть, составило не менее 15.

В пределах исследуемого района уверенно выделяется два комплекса пирокластических отложений, каждый из которых отвечает отдельному очень мощному вулканическому извержению. Каждому из них присвоены индексы - LP-I и LP-II, соответственно. Наличие между ними ярко выраженного хорошо гумусированного горизонта погребенной почвы указывает на то, что извержения произошли с разницей в несколько сотен лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что на рубеже позднего плейстоцена-раннего голоцена с кальдерой Львиная Пасть, ассоциировалось, по крайней мере, два крупных эксплозивных извержения (индексы вулканических событий - LP-I и LP-II), происходивших последовательно с интервалом в несколько сотен лет: ~13000 и ~12300 л.н., соответственно. Каждое из них по своему типу было плинианским и сопровождалось массовым выбросом кислой пирокластики. Важно отметить, что рассматриваемые вулканические события, оказали существенное влияние на природную среду в региональном и, возможно, в глобальном масштабе. В пределах южной части о. Итуруп, оказавшейся погребенной под многометровыми толщами пирокластики, произошла полная перестройка ландшафтной структуры на площади более чем 100 км^2. Значительному воздействию подверглись зоны наиболее интенсивных пеплопадов.

[1] Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44-53.

[2] Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5-32.

[3] Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 288 с.

[4] Грабков В.К. Новые данные о геологическом строении о. Итуруп // ДАН СССР. 1973. Т. 212, № 6. С. 1409-1412.

[5] Камчатка, Курильские и Командорские острова / отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука. 1974. 528 с.

[6] Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Геолого-петрографическая характеристика четвертичных лав кальдерных вулканов Курильских островов // Вулканические и вулкано-плутонические комплексы Востока Азии: Труды Второго Дальневосточного петрографического совещания. Владивосток, 1976. С. 45-53.

[7] Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука. 1992. 528 с.

[8] Федорченко В.И., Абдурахманов А.И.. Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука. 1989. 237 с.

МЕТАМОРФИЗМ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Дугарова Н.А.

Томск, Томский государственный университет,
nadyadugarova@mail.ru

Кузнецкий Алатау – это сложное геологическое сооружение, которое рассматривается в качестве каледонской коллизионной системы и занимает северо-западную часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Блоковое строение региона выражается в обособлении большого количества структурно-формационных зон и подзон, а также в развитии тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального простирания [1, 2]. К осевой части Кузнецкого Алатау приурочены основные крупные массивы, группирующиеся в зональные полукольцевые базит-гипербазитовые ассоциации (гг. Становой хребет, Чемодан, Бархатная, Заячья, Северная и Зеленая). Они сложены типичным набором петрографических разновидностей офиолитового разреза [1-3], который мог сформироваться в результате развития океанической коры в рифее [4, 5]. В этих структурах внешняя зона сложена ультрамафитами, а внутренняя – мафитами [2].

Базитовая составляющая офиолитов гг. Северная, Зеленая и Бархатная представлена в основном породами натриевой толеитовой серии [1]. Характерной особенностью данных пород является наличие признаков регионального метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации, выраженное в повсеместной амфиболизации темноцветов и замещении плагиоклазов.

Для определения PT - условий метаморфизма базитов были изучены химические составы амфиболов и полевых шпатов. Присутствует три генетических типа полевых шпатов: битовнит, андезин и альбит. Битовнит тесно ассоциирует с моноклинным пироксеном (диопсидом), что позволяет предполагать его первично магматическую природу. Андезин характеризуется пойкилобластовой структурой, где крупные неправильные зерна плагиоклаза пронизаны удлиненными микроагрегатами железистой роговой обманки. Это, вероятно, определяет метаморфогенную природу плагиоклаза, а его состав - пик прогрессивной стадии метаморфизма. Альбит ассоциирует с вытянутыми агрегатами пикнохлорита и мелкими неправильными зернами цоизита. И возможно фиксирует метаморфогенные, достаточно низкотемпературные преобразования исходных пород.

Составы амфиболов по содержанию щелочей разделяются на 2 группы [6]: субщелочные ($(Na+K)_A \geq 0.50$) и известковистые ($(Na+K)_A < 0.50$). При этом субщелочные амфиболы представлены Fe-паргаситами, эденитами и Fe-эденитами (г. Бархатная), а известковистые соответствуют составам железистой роговой обманки и Fe-актинолита (гг. Северная-Зеленая). На близкую природу протолита метабазитов указывает то, что роговые обманки образуют эволюционный тренд от паргасита-керсутита до актинолита на вариационной диаграмме соотношений Al/(Al+Ti+Fe+Mn+Mg) и Ca/(Ca+K), связывающей амфиболы различной щелочности. Также это подчеркивает, что вариации составов амфиболов определяются, главным образом, вариативностью PT параметров метаморфизма.

Данный вывод подтверждается и результатами геотермобарометрических исследований. При расчетах с применением Ca/(Ca+Na+K) и Ca/Al отношений в амфиболах и плагиоклазах было установлено, что пик прогрессивного метаморфизма пород Бархатного массива соответствует температурам 530 – 550 °C (550 °C) и

давлениям 4-8 кбар, в то время как, в базитах гг. Северной-Зеленой он проявляется на уровне температур 530 – 580 °С (570 °С) и давлений 2-6 кбар. Параметры регрессивного метаморфизма обоих комплексов характеризуется следующими условиями: Т - 450 – 500 °С и 2-4 кбар (рисунок 1).

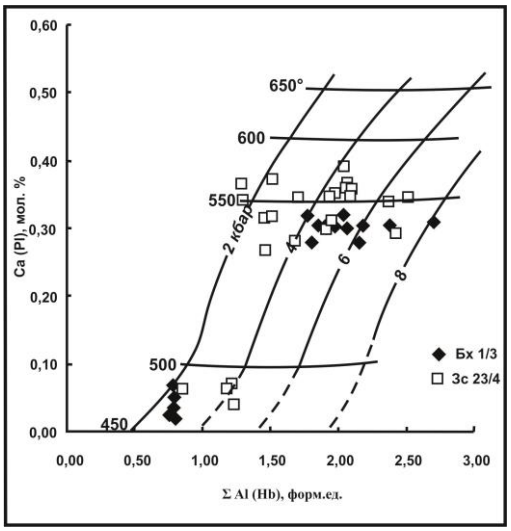


Рисунок 1 – Hb-Pl геотермобарометр [7]

На основе полученных результатов можно выделить два типа метаморфических преобразований пород. Первый тип отличает прогрессивные преобразования и характеризуется температурным градиентом на уровне 30 °С/км, что соответствует нормальному тепловому полю стабильной континентальной коры или зрелой островной дуги [8]. В данном случае, этот тип метаморфизма может быть реализован путем обдукции фрагментов океанической коры на островодужные комплексы. Второй тип отражает регрессивные преобразования с температурным градиентом 45-50 °С/км, и подчеркивает слабую тепловую аномалию континентальной или субконтинентальной коры. Данная аномалия может определяться синколлизионным магматизмом или отрывом слэба под активными континентальными окраинами андийского типа [8]. Для Кузнецкого Алатау наиболее характерен первый механизм, который предполагает становление крупных гранитоидных плутонов в конце кембрия и начале ордовика.

[1] Краснова Т.С., Гертнер И.Ф., Уткин Ю.В. Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов: мат. науч. конф. Томск: ЦНТИ. 2001. Вып. 2. С. 229-235.

[2] Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука. 1977. 166 с.

[3] Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск: Наука. 1982. 105 с.

[4] Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А. Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // Доклады РАН. 2006. Т.410. №6. С. 1-7.

[5] Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R. Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. N 5. P. 1159.

[6] Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. P. 219-246.

[7] Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии: сб. науч. трудов. М.: Наука. 1986. С. 174-183.

[8] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2001. 405 с.

МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР ПРИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Евстратов А.А.

Мирный, Республика Саха (Якутия), Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО), EvstratovAA@alrosa.ru

Размещение базитовых образований в составе перекрывающего комплекса оказывает негативное влияние на поисковые работы, направленные на выявление новых коренных и россыпных месторождений алмазов, что диктует необходимость специализированного изучения трапповых образований с целью создания унифицированной схемы их развития, определения морфологических особенностей и установления взаимосвязи с конкретными кимберлитоконтролирующими структурами и морфоструктурными элементами вмещающих осадочных пород.

Исследования особенностей развития базитовых образований позволили разработать методические подходы специализированного фациально-формационного анализа для решения прогнозных задач при ведении поисковых работ на алмазы [1, 2]. Первый этап включал в себя применение дистанционных методов, таких как дешифрирование аэро- и космоснимков, морфоструктурный анализ современного рельефа, анализ геофизических гравимагнитных полей, наложение на объемные модели рельефа карт магнитного поля с использованием геоинформационных технологий. Применение перечисленных методов позволило провести предварительное районирование исследуемой территории с выделением разных типов вулканоструктур и их групп. Геологические карты являлись основой для вынесения обобщенных границ развития вулканоструктур. В основе определения этих границ лежит постулат о том, что смежные вулканоструктуры разделены бестрапповыми коридорами, представленными терригенными верхнепалеозойскими осадками. При значительном эрозионном врезе в бестрапповых коридорах обнажаются нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы, по которым закладывается почти вся мезо-кайнозойская гидросеть. При оценке особенностей рельефа определялись важные элементы строения вулканоструктур: крупные эпицентральные куполо-горсты с отходящими от них валообразными массивами, изометричные купола и предполагаемые некки эродированных палеовулканических построек.

Далее определялась генетическая природа выделенных элементов посредством наложения на объемный рельеф геологической карты, а также карт геофизических полей. На тех участках, которые характеризуются низкой плотностью скважин или их отсутствием, дистанционные методы представляли единственную возможность для районирования и определения характера проявленности структурных и морфоструктруных 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. Наибольшую важность приобретали построения карт изопахит интрузивных массивов. Отмечено, что максимальные мощности интрузивных массивов вулканоструктур всегда приурочены к эпицентральным частям – куполо-горстам. Отходящие от эпицентральных частей крупные валообразные массивы имеют секторальный характер распространения. Установлено, что почти все оси валообразных интрузий вулканоструктур имеют ориентировку вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети, унаследовано

заложенной, по среднепалеозойским грабенообразным депрессиям, в том числе и по тем, которые относятся к рангу кимберлитоконтролирующих. Векторы движения базитовых расплавов, овеществленных в валообразных массивах, направлены вверх и вдоль долин палеоводотоков.

Важной задачей также является картирование эпицентров структур и центров извержений. Изучение туфогенных образований, сформированных в периоды наибольшего развития эксплозивно-эффузивных процессов, показывает их закономерное полифациальное строение. Так в составе эпицентральных частей вулканоструктур наблюдается развитие крупнообломочных туфов. В краевых частях вулканоструктур развиты туфогенно-осадочные породы.

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.

Необходимым условием для выделения эпицентральных областей вулканоструктур служило наличие следующих элементов: крупные куполо-горсты, образованные наиболее мощными интрузивными массивами; наличие в межкупольном пространстве инъективных блоков пород нижнего палеозоя; повышенные мощности эксплозивных образований; преобладание среди эксплозивных образований жерловых и субжерловых фаций.

Заключительная стадия выполненных исследований включала в себя составление картографических моделей вулканоструктур. Разработка этих моделей была положена в основу создания общей концепции развития базитового магматизма на востоке Тунгусской синеклизы.

С позиции прикладного значения полученные модели отражают элементы, необходимые для проведения локального прогнозирования погребенной коренной и россыпной алмазоносности с использованием структурно-тектонических, морфоструктурных и магматических факторов. В основе построения картографических моделей выделяются следующие элементы: внешние контуры развития вулканоструктур; векторы латерального перемещения магматических расплавов; участки повышенной мощности эксплозивных образований и участки налегания интрузивных тел на породы карбонатного цоколя; инъективные блоки нижнепалеозойских пород; предполагаемые эпицентры.

Таким образом, выполненные при вышеописанной методике построения, в рамках инновационного подхода картирования базитовых образований на востоке Тунгусской синеклизы, позволяют в основных чертах создавать пространственно-объемные модели становления и эволюции палеовулканических структур. С учетом форм отражения морфоструктурных и структурных прогнозных факторов алмазоносности в определенных элементах строения вулканоструктур, данные модели также находят свое применение в прогнозных построениях при оценках потенциальной алмазоносности площадей и участков.

[1] 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.

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

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: PT-УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Егорова С.В.

Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН,
zumlic@mail.ru

Фенноскандинавский щит является самым крупным выходом фундамента Восточно-Европейской платформы и расположен в северо-восточной ее части. По возрасту и особенностям формирования континентальной коры вся территория Фенноскандинавского щита подразделяется на ряд провинций [4]. В восточной части щита выделяют Беломорскую и Карельскую провинции. Беломорская провинция (или Беломорский подвижный пояс (БПП)) представляет собой сложноскладчатую структуру полициклического развития, породы которой метаморфизованы в условиях высокого давления, как в архее, так и в протерозое [1,3]. Карельскую провинцию принято рассматривать как неоархейский кратон [4].

Раннепалеопротерозойский этап в восточной части Фенноскандинавского щита связан с формированием сумийской (2.5-2.4 млрд. лет) крупной магматической провинции (КМП [6]). В Карельском кратоне КМП представлена вулканитами сумийско-сариолийского уровня, роями мафических даек и крупными интрузивами. В БПП период 2.5-2.4 млрд. лет характеризуется внедрением многочисленных даек и малых интрузий комплекса лерцолитов-габброноритов ((КГЛН), [5]), известных также как друзиты. Геохимически, компоненты КМП характеризуются высокими содержаниями MgO, Cr, Ni, повышенными содержаниями SiO_2 и низкими TiO_2. Для них характерно также обогащение LREE, LILE и деплетированность HFSE [5,6,10].

Предполагается, что особенностью габброноритов КЛГН отличающих их от одновозрастных мафических комплексов Карельского кратона является кристаллизация тел на значительной глубине [6]. Кроме того, породы КГЛН характеризуются широким спектром метаморфических преобразований, вплоть до эклогитизации [3]. При этом они во многих случаях сохраняют первичные магматические минеральные ассоциации.

Для оценки условий магматического этапа формирования были изучены габбронориты в северной части Карельского кратона и в центральной части БПП. Изученные породы близки по составу и сохраняют реликты Ol-OPx-Cpx-Pl первичных магматических ассоциаций. Они характеризуются высокими содержаниями MgO (16-20 мас.%), Cr (1400-2200 ppm) и Ni (456-851 ppm) на фоне повышенных концентраций SiO_2 (49-52 мас.%) и низких TiO_2 (0.5-0.6 мас.%). Для них характерно обогащение LILE, LREE (La/Sm_n=1.8-3.5) и деплетированность HFSE (Nb/Nb*= 0.2-0.7) [6].

В центральной части БПП (о-ва Супротивные, м. Кирбей) были изучены тела неправильной формы размером от первых десятков метров до 80 м. Контакты с вмещающими архейскими комплексами магматические, в ряде случаев с четко выраженной зоной закалки. Краевые части тел часто полностью переработаны в условиях амфиболитовой фации. Образцы для исследований отобраны из наименее измененных участков тел. Главными породообразующими минералами пород являются оливин, клино- и ортопироксен, плагиоклаз. Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов БПП, была определена последовательная смена ликвидусных асоциаций $(Ol_1+Cr\text{-}Spl)\rightarrow Opx_1\pm Cpx_1\rightarrow Ol_2+Cpx_2+Pl\pm Opx_2$.

В северной части Карельского кратона (г. Такатундра, оз. В. Куйто) были изучены дайки габброноритов с возрастом ≈ 2.4-2.5 млрд. лет [7]. Возраст дайки габброноритов оз. В. Куйто по данным U-Pb метода бадделеиту составляет 2450±12 млн. лет [11]. Мощность

тел варьирует от первых метров до 100 м. Центральные части тел характеризуются высокой степенью сохранности и сложены оливиновыми габброноритами. Детальное петрографическое изучение габброноритов позволило установить включения раннего оливина и хромшпинели в идиоморфных зернах ортопироксена (XMg_{Fetot}=0.88) и, реже в кристаллах авгита (XMg_{Fetot}=0.87). Более железистые оливины кристаллизовались чуть позже и часто характеризуются бурой окраской. Плагиоклаз основного состава представлен ксеноморфными таблитчатыми зернами. По результатам петрографического изучения оливиновых габброноритов Карельского кратона установлена последовательная смена ликвидусных ассоциаций $(Crt\pm Ol_1)\rightarrow OPx_1+Aug_1\rightarrow Ol_2\rightarrow\pm Aug_2\rightarrow Pl$ при кристаллизации расплавов.

Оценка PT-параметров кристаллизации магматических минералов проводилась с применением двупироксеновых термобарометров [8], мономинерального барометра [9] и номограммы Малахова. Результаты расчетов PT-параметров кристаллизации габброноритов БПП дают следующие значения: T варьирует от 1270 для ранних оливинов и хромшпинели до 1150°C для авгитов. Давление составляет 6. 5±0.5 кбар. Оценка условий кристаллизации габброноритов Карельского кратона показала, что T формирования ранних зерен ортопироксена составляет 1230-1190°C. Значение давления, при котором происходила кристаллизация пород, варьирует от 3 до 5 кбар. Вместе с тем, результаты расчета параметров кристаллизации пироксенов габброноритов г. Такатундра дали более высокие значения давления: $P \geq 6$ кбар. Оценка причин полученных значений требует дальнейшего изучения.

Таким образом, сопоставление палеопротерозойских габброноритов Карельского кратона и БПП показало существенное сходство их петрогеохимических и петрографических характеристик. Габбронориты БПП и Карельского кратона аналогичны по составу первично-магматических минералов и характеризуются близкой последовательностью и составом ликвидусных ассоциаций, что позволяет предполагать принадлежность этих пород к единому раннепалеопротерозойскому магматическому комплексу. Результаты оценки PT-параметров магматического этапа формирования палеопротерозойских габброноритов восточной части Фенноскандинавского щита позволяют сделать вывод о том, что кристаллизация расплавов в кратоне происходила в несколько менее глубинных условиях, чем в БПП, при близких значениях температуры (T<1270°C). Полученные результаты не предполагают существенных отличий геодинамических обстановок в Карельском кратоне и БПП на момент внедрения расплавов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ проект 14-05-00432.

[1] Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 246 с.

[2] Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского повижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. №6. С. 609-631.

[3] Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1.С. 63-75.

[4] Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.

[5] Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

[6] Шарков Е.В. и др. // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.

[7] Amelin, Y.V., Heaman, L.M., Semenov, V.S., 1995. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. P. 31-46.

[8] Putirka *K.* // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V 69. P. 61-120.

[9] Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol, 1995, V. 121, P. 115-125.

[10] Stepanova A.V, Stepanov V.S. // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 602-616.

[11] Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes //Precambrian Research. 2014. in press.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЛЛАСТОНИТА “КУПАРСААРИ” (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Жданова В.С.[1], Березин А.В.[1,2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, vj288@mail.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, berezin-geo@yandex.ru

Купарсаарское (Калкитехдасское) месторождение мрамора расположено (60°48’.8 сш и 29°13’.8 вд) в Ленинградской области, в 17 км к ЮЮВ от г. Каменногорска. Оно известно с начала 18 века и разрабатывалось на известь с 1897 до 1938 года финнами. Наиболее подробно геологическое строение района месторождения изучалось финскими [2], а затем с 1950 по 1970 советскими геологами. Разведочными работами была установлена возможность получения извести, волластонита и облицовочного камня из пород месторождения. Следует отметить, что непосредственно характеристике пород и их минеральному составу не уделено должного внимания, а возраст образования (и наложенного метаморфизма) пород не был определен. Именно этим особенностям месторождения Купарсаари и будет посвящена данная работа.

Месторождение приурочено к тн. Купарсаарской толще карбонатсодержащих пород, в которой выделяются 4 основные разновидности горных пород: плагиогнейсы, мраморы, скарны и микрогнейсы.

Карбонатные породы представлены небольшим линзовидным телом (900х150 м), вытянутым в широтном направлении. Выход пород представляет собой куполовидную антиклинальную складку с крутыми углами падения на север и пологими на юг. Мраморы содержат многочисленные прослои скарнов и микрогнейсов, залегающих согласно с подстилающими и перекрывающими породами [1]. Мрамор представляет собой разнозернистый агрегат мозаичных зерен карбоната полнокристаллической структуры, часто с четко различимыми гранями, массивной текстуры. В мрамор голубовато-серый, с зеленым оттенком, от мелко- до крупнозернистого, иногда осложнен частыми мелкозернистыми включениями темно-серого и коричневого цвета, присутствуют светло-коричневые пятна гидроокислов железа, но встречаются и чистые разновидности. Блеск зеркальный, в прослоях микрогнейсов матовый. Порода плотная, на некоторых участках выветрелая.

Скарны развиты в центральных и восточных частях месторождения, залегают среди мраморов в виде линз или пластов мощностью до нескольких метров. Наиболее часто они отмечаются на контактах мраморов и микрогнейсов. Волластонитовые скарны приурочены к южной границе тела мраморов [2]. Они представляют собой серовато-белую среднезернистую горную породу с сланцеватой текстурой, сложенную волластонитом, зерна которого вытянуты и ориентированы субпараллельно. Наблюдаются тонкие прожилки темно-серого и темно-зеленого цвета (~0.2-0.3 см).

Микроскопически в исследуемом волластонитовом скарне помимо самого волластонита выявлены следующие минералы: моноклинный пироксен, кальцит, роговая обманка, кальцит, скаполит, эпидот, кварц, плагиоклаз и титанит. Зерна минералов в шлифе имеют разнообразную форму и размер, явной ориентировки не наблюдается. Волластонит представляет собой удлиненные зерна (в среднем 3х1.5 мм), размеры которых превосходят размеры зерен других минералов, имеет включения титанита и пироксена. Проведенный микрозондовый анализ показал, что состав волластонита, рассчитанный для нескольких зерен, оказывается предельно близок к теоретическому (примесь FeO не более 0.3 мас.%).

Моноклинный пироксен образует немного удлиненные или близкие к изометричной форме зерна, с наибольшим размером, не превышающим 1 мм. Он так же имеет включения титанита, и сам часто представлен включением в волластоните, что говорит об их одновременной кристаллизации. Скаполит в шлифе бесцветен, зерна удлиненной или неправильной вытянутой формы, размеры зерен различаются. Эпидот образует сравнительно крупные бесцветные зерна, может образовывать отдельные зерна или присутствовать в качестве небольших включений в плагиоклазе. Зерна плагиоклаза бесцветные, вытянутой прямоугольной формы в сечении, где длина составляет не более 1 мм. Кварц представлен бесцветными, изометричными зернами небольших размеров. Титанит образует зерна овальной или близкой к изометричной формы, размеры небольшие, до 0.07 мм, обыкновенно наблюдается как включение в других минералах. Таким образом, анализ минеральных парагенезисов позволяет оценить условия метаморфизма: $T \geq 650$ °C и P менее 5 кбар вплоть до условий гранулитовой фации, что согласуется с данными для аналогичных пород Финляндии [3].

Проведенный XRF анализ пород позволил установить существенно кальцитовый состав мрамора, отношение CaO / MgO составляет 125, что так же типично для кальцитовых мраморов. Волластонитсодержащие породы отличаются от мраморов не только по главным элементам, но и по содержаниям Zr (~ 2000 ppm) и Hf (~ 600 ppm). Это подтверждает факт наличия большого количества циркона и титанита в породе, что было установлено в ходе минералогического анализа.

Предварительные U-Pb (TIMS) данные датирования по титаниту свидетельствуют о возрасте наложенного гранулитового метаморфизма в 1856±6 млн. лет, что с учетом ошибок совпадает с возрастом (1849±14 млн. лет) определенного для гранулитового метаморфизма волластонитсодержащих пород ЮВ Финляндии [3].

На основании проведенных исследований можно сделать предварительный вывод об идентичности по ряду параметров месторождения Купарсаари и карбонат-волластонитовых пород из месторождений Ю. Финляндии. Нерешенными до конца вопросами являются геологические взаимоотношения, состав и возраст первичного карбонатного вещества, а также возможная рудная специализация пород.

Авторы благодарят Н. Г. Ризванову (ИГГД РАН) за проведение U-Pb (TIMS) анализа титанита и заведующего кафедрой полезных ископаемых СПбГУ С. В. Петрова за всестороннюю поддержку и содействие.

[1] Романовский А.З., Липин В.М., Быстров А.Ф., Филонов С.И. Проявление волластонита Купарсаари // Разведка и охрана недр. 2005. № 5. С. 20-21.

[2] Eskola P., Hackman V., Laitakari A., Willkman W.W. Suomen kalkkikivi. // Geotenillisiä Tiedonantoja. Helsinki. 1919.

[3] Reinikainen J. Petrogenesis of Paleoproterozoic marbles in the Svecofennian Domain, Finland. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti - Geological Survey of Finland, Report of Investigation. 2001. 84 p.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ЛЕРЦОЛИТ-ВЕБСТЕРИТОВОГО СОСТАВА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ОБНАЖЕННАЯ И УДАЧНАЯ

Калашникова Т.В.

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

На основании геологических наблюдений, петрографических и геохимических особенностей, а также экспериментальных данных предполагается, что вещество литосферной мантии под древними кратонами представлено ксенолитами из кимберлитов и щелочных базальтов, а также орогенными перидотит-пироксенитовыми массивами, выведенными на поверхность более поздними геодинамическими процессами.

Наиболее изученными на Сибирском кратоне являются ксенолиты из алмазоносной трубки Удачная, которая относится к верхнедевонскому кимберлитовому циклу [1-2]. В большинстве работ [3-11] рассматриваются две широко распространенные в трубке Удачная группы ультраосновных ксенолитов: низко-температурные зернистые (granular, coarse-grained) перидотиты (Sp, Sp-Grt, Grt гарцбургиты, лерцолиты) и высоко-температурные деформированные (sheared, deformed) Grt перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты), между которыми существуют переходные разновидности. Пироксенитовые парагенезисы пород в этой трубке распространены значительно меньше и не образуют переходов к низкотемпературным зернистым перидотитам [5]. Наиболее распространенная гипотеза предполагает, что низкотемпературные перидотиты являются реститами при плавлении первичной мантии [7-8], которые в дальнейшем испытали рефертилизацию вследствие неоднократных метасоматических процессов различной природы [9-10].

Неалмазоносная трубка Обнаженная, расположенная в Куйокском кимберлитовом поле на северо-востоке Сибирского кратона, также привлекала внимание исследователей из-за обнаженности разреза и хорошей степени сохранности ксенолитов. Возраст трубок данного поля оценивается как позднеюрский - раннемеловой [2]. Большая часть ксенолитов из трубки Обнаженная (≥ 50%) представлена рядом магнезиальных пород, которые образуют непрерывные переходы от парагенезисов Sp, Sp-Grt, Grt лерцолитов обогащенного типа (более 10% Cpx, ± 10% Grt) через Sp, Sp-Grt, Grt оливиновые вебстериты до Sp, Sp-Grt, Grt вебстеритов. Ранее исследователи [5-6] высказывали предположение, что магнезиальная перидотит - пироксенитовая серия ксенолитов из трубки Обнаженная представляет мантийную расслоенную интрузию. Нами была проанализирована коллекция образцов лерцолитов - вебстеритов из данной трубки.

По валовому химизму и составу минералов образцы из двух данных трубок показывают определенные различия. В частности, Sp-Grt и Grt лерцолиты обогащенного типа из трубки Обнаженная содержат высокое количество клинопироксена и граната (до 30 и более %), что приводит к значительному обогащению валового химизма пород базальтоидными компонентами (TiO_2, Al_2O_3, CaO) по сравнению с гарцбургитами и лерцолитами трубки Удачная.

Оливины из Grt, Sp-Grt лерцолитов трубки Обнаженная характеризуются относительно узкими вариациями состава с величиной магнезиальности Mg# 91,2 - 93,5 и содержанием NiO 0,38-0,44 мас.%, при этом они близки оливинам из зернистых лерцолитов трубки Удачная и более магнезиальны, чем оливины в деформированных лерцолитах [данные 9-11]. *Ортопироксены* пород трубки Обнаженная также

достаточно близки по химическому составу. Однако по сравнению с деформированными разновидностями лерцолитов Удачной, ортопироксены из Обнаженной характеризуются значительно меньшими содержаниями TiO_2, CaO и более высокой Mg# и содержанием Al_2O_3 [9-11]. *Гранаты* из парагенезисов магнезиальной серии из трубки Обнаженная меняют последовательно свой состав в сторону уменьшения содержания Cr_2O_3, CaO и величины Mg# от Grt, Sp-Grt лерцолитов к Grt вебстеритам. На диаграмме Соболева [3] гранаты Mg серии Обнаженной находятся в области лерцолитового парагенезиса, но характеризуются значительно меньшими содержаниями Cr_2O_3 и несколько более низкими концентрациями CaO, чем гранаты из лерцолитов трубки Удачная [9-11]. *Клинопироксены* из Grt, Sp-Grt лерцолитов пород трубки Обнаженная характеризуются относительно высокими содержаниями Cr_2O_3, значениями Mg# (92,4-96,1) и низкими концентрациями TiO_2. В ряду лерцолиты – вебстериты увеличивается содержание Al_2O_3, TiO_2 и Na_2O, уменьшается магнезиальность. По сравнению с клинопироксеном из лерцолитов из трубки Удачная они отличаются существенно более высокими содержаниями Na_2O и более высокой Mg# [9-11].

На основании наличия переходов по модальному минеральному составу и закономерному изменению состава минералов породы ряда лерцолит – оливиновый вебстерит – вебстерит из трубки Обнаженная представляются единой серией мантийно-магматического происхождения. Однако породы трубки Обнаженная значительно отличаются от трубки Удачная, и для них представляется неправомерной принятая для трубки Удачная модель пропитки реститовых перидотитов расплавами плюмового происхождения. Возможно, данная серия кристаллизовалась в другой геодинамической обстановке, что подтверждается данными по содержанию редких элементов.

[1] Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород Кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет. 2010. 108 с.

[2] Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамен Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №1. С. 91-99.

[3] Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука Сибирское отделение. 1974. 264 с.

[4] Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V.128. P. 228-246.

[5] Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука. 1994. 256 с.

[6] Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука. 1988. 286 с.

[7] Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Depth, degrees and tectonic settings of mantle melting during craton formation: inferences from major and trace element compositions of spinel harzburgite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, central Siberia // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 359-360. P. 206-218.

[8] Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V. The origin of coarse garnet peridotites in cratonic lithosphere: new data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Central Siberia // Contrib. Miner. Petrol. 2013. V. 165. P. 1225-1242.

[9] Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160-161. P. 201-215.

[10] Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L. N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V.184-187. P. 209-224.

[11] Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.

КЕЛИФИТИЗАЦИЯ ПИРОПА КАК ОТРАЖЕНИЕ РЕТРОГРАДНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ МАССИВА МИНДЯК НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Кузнецов Д.В.

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, kuznetsov@igg.uran.ru

В оливин-шпинель-пироповых вебстеритах, представляющих небольшие блоки в родингитизированных брекчиях массива Миндяк, наблюдаются келифитовые реакционные зоны между гранатом и различными минералами. Исследование этих келифитов позволяет установить минеральные ассоциации ретроградного этапа эволюции перидотитов и P-T параметры эксгумации пород.

Ультрамафитовый массив Миндяк относится к лерцолитовому типу и расположен в меланжевой зоне Главного уральского разлома, в 40 км к северо-востоку от Белорецка. В северной части массива, на границе между лерцолитами и краевым клинопироксенит-габбровым комплексом находится зона развития брекчий сложного состава, содержащих в виде небольших блоков оливин-шпинель-пироповые вебстериты с келифитовыми реакционными зонами. Пироповые вебстериты имеют средне-, крупнозернистую структуру. Микроструктура пород порфирокластовая. Перидотиты состоят из ортопироксена (30–40%), клинопироксена (30–40%), оливина (5–10%), пиропа (5–15%), глиноземистой шпинели (<2%) и амфибола, количество которого сильно варьирует [1].

Гранат в вебстеритах образует крупные ксеноморфные зёрна размером около 5 мм, часто с включениями шпинели. Он представлен умеренно кальциевым пиропом с долей пиропа 60-70 мол. % и Cr_2O_3 около 0.3-0.6 мас. %. Гранат содержит включения хромшпинели, варьирующей по составу, что отражается в ее окраске. Так, Cr_2O_3 меняется от 3 до 16 мас. %, Al_2O_3 от 50 до 64 мас. %, FeO от 11 до 18 мас. % и MgO от 15 до 20 мас. %. Составы хромшпинели образуют единый непрерывный ряд, определяемый Al-Cr изоморфизмом, типичным для мантийных перидотитов. Отмечаются зональные зерна, в которых от центра к краю нарастают содержания Al_2O_3, MgO и уменьшаются Cr_2O_3 и FeO. Индикатором состава хромшпинелидов является их цвет. Оливин имеет железистость f=0.13-0.15 и содержания NiO около 0.5 мас. %. Ортопироксен содержит 2-4 мас. % глинозёма, с тенденцией понижения содержаний к краю зерна. Железистость его близка к оливиновой. CaO составляет 0.2-0.6 мас. %, а Cr_2O_3 0.2-0.3 мас. %. Магнезиальный диопсид (f=0.1) содержит 0.2-0.6 мас. % Cr_2O_3 и 0.2-0.6 мас. % Na_2O. Паргасит имеет железистость f=0.12-0.17, и содержит 12-15 мас. % Al_2O_3 и 2-3 мас. % Na_2O.

Келифиты в гранатовых перидотитах массива Миндяк появляются на контакте пиропа с оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, но наиболее часто на контакте пиропа со шпинелью. Реакций на границе граната и амфибола не обнаружено. Мощность реакционных зон варьирует от 10 до 100 мкм. Структурно келифиты представлены тонкими червеобразными срастаниями глинозёмистой шпинели, амфибола, ортопироксена и клинопироксена (рис. 1). Внутри этих зон встречаются реликты граната, клинопироксена и шпинели. На основе структурных наблюдений можно предположить, что ортопироксен рос со стороны шпинели, а клинопироксен со стороны граната.

Элементный состав минералов, слагающих келифиты относительно постоянен, и слабо варьирует в зависимости от реагирующего с гранатом минерала. Так, например,

ортопироксен из реакционной зоны между гранатом и орто- или клинопироксеном, обладает большей железистостью f=0.14-0.17 по отношению к ортопироксену из келифитов между гранатом и шпинелью или оливином, имеющего железистость f=0.12-0.13. Шпинель из келифитов содержит 64.5-62.5 мас. % Al_2O_3 и 1.2-2.2 мас. % Cr_2O_3 и близка по составу к наиболее глиноземистым включениям хромшпинели в пиропе, отличаясь меньшими содержаниями V_2O_3. Ортопироксен и клинопироксен из келифитов содержат меньше примесных компонентов по сравнению с породообразующими минералами. Это свидетельствует о более низкой температуре формирования парагенезиса келифитов.

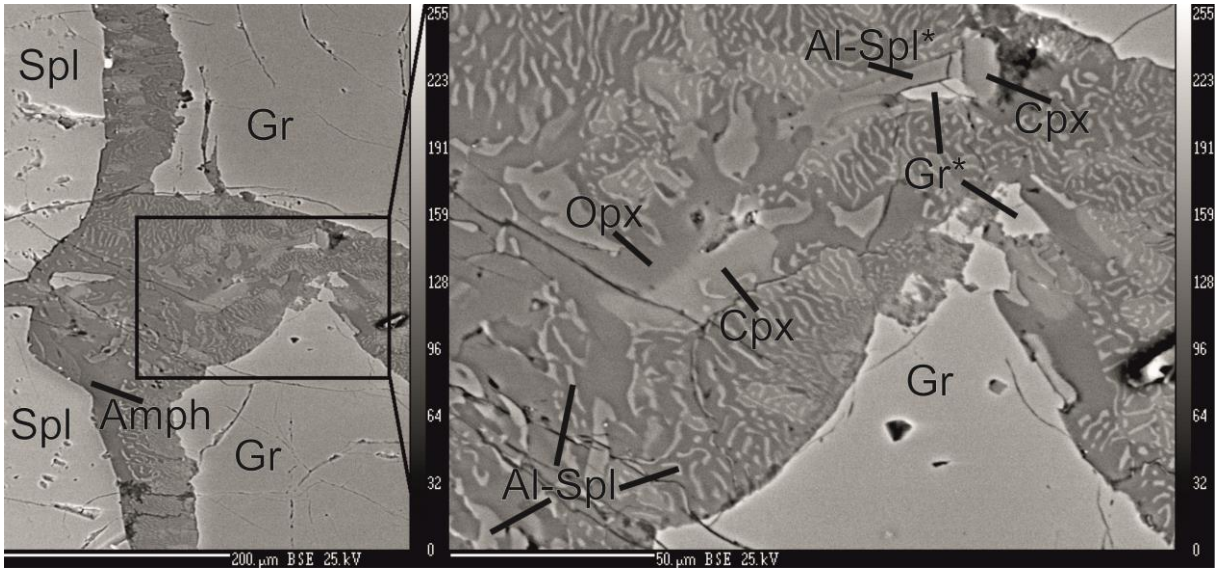


Рис 1. Келифиты между шпинелью (Spl) и гранатом (Gr), сложенные агрегатом ортопироксена (Opx), клинопироксена (Cpx), амфибола (Amph) и глинозёмистой червеобразной шпинели (Al-Spl), с реликтами граната (Gr*) и шпинели (Al-Spl*). Изображение в обратно-рассеянных электронах получено на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100, ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Д.А. Замятин.

Оценки температуры и давления формирования пироповых вебстеритов, а также параметров образования келифитов, были сделаны с использованием программы PTEXL3, использующей различные геотермометры и геобарометры [2]. Так, параметры формирования пироповых вебстеритов соответствуют диапазону давлений 13-16 кбар и температур 750–1000 °С, что полностью согласуется с приведёнными ранее данными Е.В.Пушкарёва [1]. Образование келифитов было вызвано декомпрессией и незначительным понижением температуры, диапазон давлений составляет 5-8 кбар и температур 650-750 °С, что может соответствовать выведению пород в верхние горизонты литосферы, с интервала глубин 50-60 км на уровень около 25 км. Для образования келифитовых структур необходимо резкое понижение давления при быстром подъёме, вероятно в результате тектонических движений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 р_урал_а (РФФИ-Урал - Правительство Свердловской области), Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004.

[1] Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 102-133.

[2] http://www.mineralogie.uni-frankfurt.de/fb/fb11/ifg/mineralogie/petrologie-geochemie/mitarbeiter/brey/geochemie/geochemie/mitarbeiter/brey/downloads/ptexl3.xls

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАБАЗИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Никитин Р.Н.

Томск, Национальный Исследовательский Томский Государственный университет, radim.geo@mail.ru

Базитовый магматизм является надежным индикатором геодинамических обстановок и широко проявлен в складчато-надвиговых поясах. При этом он может фиксировать океанические, островодужные и рифтогенные геотектонические режимы, отражая своеобразие их эволюции. Особый интерес представляют складчатые структуры с резко подчиненным распространением базитов, одной из таких систем является Енисейский кряж. Его структура представляет собой покровно-складчатый коллаж аккреционной природы в юго-западном обрамлении Сибирской платформы, сложенный серией разновозрастных террейнов, разделенных глубинными тектоническими разломами. В строении заангарской части Енисейского кряжа участвуют неопротерозойские породные комплексы Восточно-Ангарского, Центрально-Ангарского и Исаковского блоков, которые представляют собой тектонические пластины размером 200-500 × 50-80 км, разделенные крупными надвигами [1]. Центрально-Ангарский террейн, вмещающий изученные нами метабазитовые комплексы, представляет собой сложно построенную коллизионную структуру. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, по данным А.Д. Ножкина с соавторами [3], проявлен на рубежах 750, 700 и 650-670 млн. лет, и контролируются зонами Ишимбинского и Татарского глубинных разломов.

Геологическое строение Центрально-Ангарского террейна определяется развитием метатерригенных и метатерригенно-карбонатных отложений раннего архея и протерозоя (малогаревская, тейская, сухопитская, тунгусикская серии), метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В пределах террейна неоднократно проявлен неопротерозойский гранитоидный (~ 880–629 млн. лет) и щелочно-базитовый (~750–650 млн. лет) магматизм [1, 2]. Метабазитовые комплексы здесь распространены ограниченно и представлены субсогласными амфиболитовыми телами немтихинского, индыглинского и орловского комплексов разного возраста в диапазоне от 1020 (?) до 720 млн. лет. Нами были изучены метабазитовые образования двух проявлений в бассейнах рек Кадра и Тырада. Для них характерна линзовидная или пластообразная форма тел протяженностью от первых десятков метров до 2 километров и мощностью до 30 метров. По своему петрографическому составу они соответствуют ортаамфиболитам с доминирующей зеленой роговой обманкой в ассоциации с плагиоклазом, кварцем и рудными минералами. Породы имеют нематобластовую микроструктуру и сланцеватое строение. Установленные минеральные парагенезисы соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой фации.

Анализ содержаний микроэлементов проводился методом ICP–MS в Аналитическом центре геохимии природных систем Томского государственного университета. Изученные амфиболиты отличаются друг от друга по характеру накопления элементов-примесей. По особенностям их распределения метабазиты бассейна р. Кадра близки к базальтам N–MORB и E–MORB, а амфиболиты верховья р. Тырада – базальтам океанических островов (OIB), которые считаются

производными внутриплитного магматизма. Наблюдаемая во всех спектрах редких элементов отрицательная аномалия Zr и Hf позволяет предполагать, что формирование базитов происходило при участии надсубдукционных магматических расплавов. Для пород бассейна р. Тырада характерны повышенные содержания Cs, Rb, Ba и U, что свидетельствует о влиянии материала земной коры. По соотношению высоко-зарядных элементов (HFSE) все изученные амфиболиты сопоставимы с эффузивами внутриплитных вулканических зон (WPWZ) и базальтами срединно-океанических хребтов Е-типа (рис. 1, а). При этом амфиболиты бассейна р. Тырада сходны с внутриплитными базальтами, имеющими не субдукционный характер, а метабазиты верховий р. Кадра тяготеют к породам активной континентальной окраины и/или щелочным океаническим дугам (рис. 1, б). Таким образом, установленные геохимические признаки метабазитов позволяют предполагать, что их формирование происходило в обстановке взаимодействия структурно-вещественных комплексов активной континентальной окраины с мантийным плюмом, инициировавшим рассеянный рифтинг и внутриплитный магматизм.

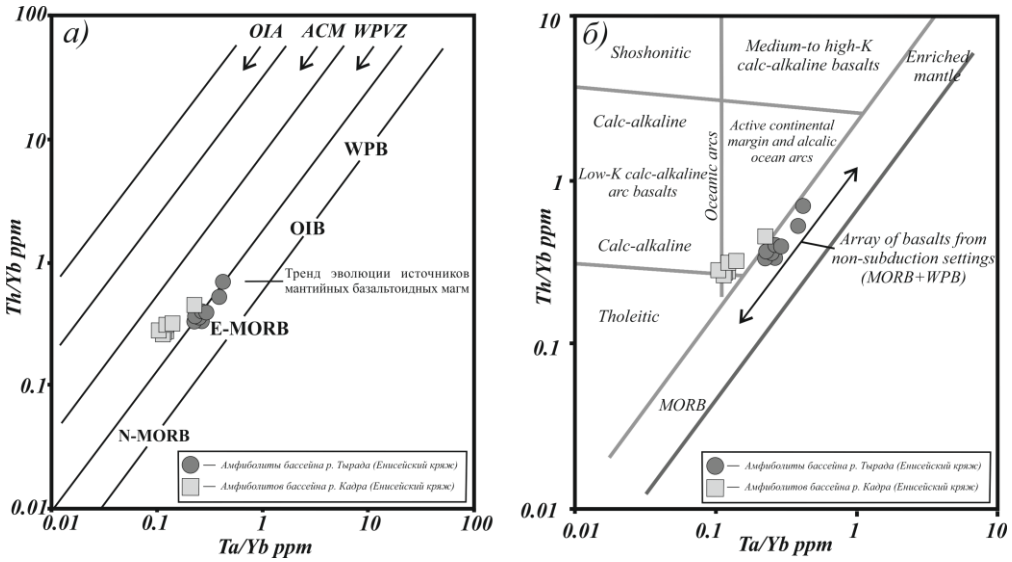


Рис. 1. Соотношение HFS-элементов в амфиболитах Центрально-Ангарского террейна. а) по [4]; б) по [5]: OIA – океанические островные дуги; ACM –активные континентальные окраины; WPWZ – внутриплитные вулканические зоны; MORB – базальты срединно-вулканических хребтов; OIB – базальты океанических островов; WPB – внутриплитные океанические базальты.

[1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.

[2] Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов южного заангарья, Енисейский кряж // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. № 1. С. 63-70.

[3] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666-688.

[4] Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. P. 1065-1073.

[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.

ГРАНИТЫ КИЗИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА В ИСТОРИИ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Рахимов И.Р.

Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, rigel92@mail.ru

В настоящее время в Кизильский дайковый комплекс объединены две серии даек разнонаправленного простирания – кислого и основного состава, образовавшихся в раннем карбоне. Интеграция эта достаточно условна и основана в большей степени на геологических данных: дайки мелкозернистых плагиогранитов и долерит-порфиров секут массивы габбродолеритов, габбродиоритов и диоритов Басаевского комплекса (габбродолерит-габбродиорит-диоритовая ассоциация) и секутся дифференцированным Худолазовским комплексом (шрисгеймит-габбро-долерит-диорит-плагиогранитная ассоциация) Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) [1]. Все эти ассоциации формировались в эпоху аккреции Магнитогорского островодужного террейна к Восточно-Европейскому континенту (D_3–C_3) в преддверии коллизии Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. В истории карбонового магматизма ЗМЗ мы выделили 4 этапа, второй из которых приходится на Кизильский комплекс.

Серия даек кислого состава сложена мелкозернистыми гранит-порфирами, плагиогранитами и мусковитовыми плагиогранитами. Главные минералы – олигоклаз (№25–30) и кварц (менее 20% объёма породы), иногда мусковит, вторичный по биотиту (до 10–15% объёма породы). Мощность даек от 3-4 м у мелких и 40–60 м у крупных. Протяжённость коренных выходов от нескольких десятков метров до первых километров.

Химический состав пород характеризует граниты, выплавившиеся в орогенной тектонической обстановке. Согласно численному методу разделения гранитов Агравела для их геодинамической интерпретации, Кизильский комплекс является позднеорогенным (LO-тип) [3]. Это работает в пользу уже имеющихся геологических данных. Кизильский комплекс сформировался уже после причленения Магнитогорского островодужного основания к окраине Восточно-Европейской платформы. По химическому составу породы Кизильского комплекса близки к кислым вулканитам, распространённым в Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ) и имеющим возраст около 350–340 млн. лет (C_1t-v). Их излияния происходили, судя по имеющимся данным, в условиях трещинного вулканизма.

Анализируя геохимию микрогранитов можно выделить две подгруппы: с повышенным и пониженным значением ВЗЭ. Так, в обогащённых разновидностях суммарное количество редкоземельных элементов достигает 140 г/т, а в наиболее обеднённых не превышает 60 г/т. Тем не менее, из общих геохимических характеристик важно отметить повышенную обогащённость ураном и свинцом, умеренную – крупноионными литофильными, высокозарядными элементами (Rb, Ba, Th, REE, Ta, Hf, Zr). Характерна весьма высокая концентрация Sr, практически обратно пропорционально коррелирующая с его химическим аналогом – Ba. Известно, что Sr может замещать Ba в минералах, образуя изоморфные смеси.

Для наглядности этих характеристик на рисунке показаны спектры распределения средних концентраций примесных элементов в породах Кизильского комплекса, кислых вулканитов ВМЗ и островных дуг. Контуры кривых идентичны, исключая щелочные и щёлочно-земельные элементы – Cs, Rb, Ba и др. Этими элементами микрограниты Кизильского комплекса обеднены и содержат их на уровне плагиогранитов срединно-океанических хребтов. Также в них очень низкое содержание

Sc, однако гораздо более высокое содержание сидерофильных элементов – Ni, Cr, P и др., что наряду с натровым типом щёлочности и высокой магнезиальностью (в сравнении с нормальными гранитами вулканических дуг и коллизионных областей) роднит их с базитами ранней стадии аккреционно-коллизионного магматизма ЗМЗ. Полагается, что кислый расплав Кизильского комплекса возник благодаря дифференциации базитовой магмы, из которой формировалась серия конформных комплексов – кварцевых габбродолеритов и габбродиоритов (оливиновых и безоливиновых), а также анортозитов. К ним относится упомянутый выше Басаевский интрузивный комплекс.

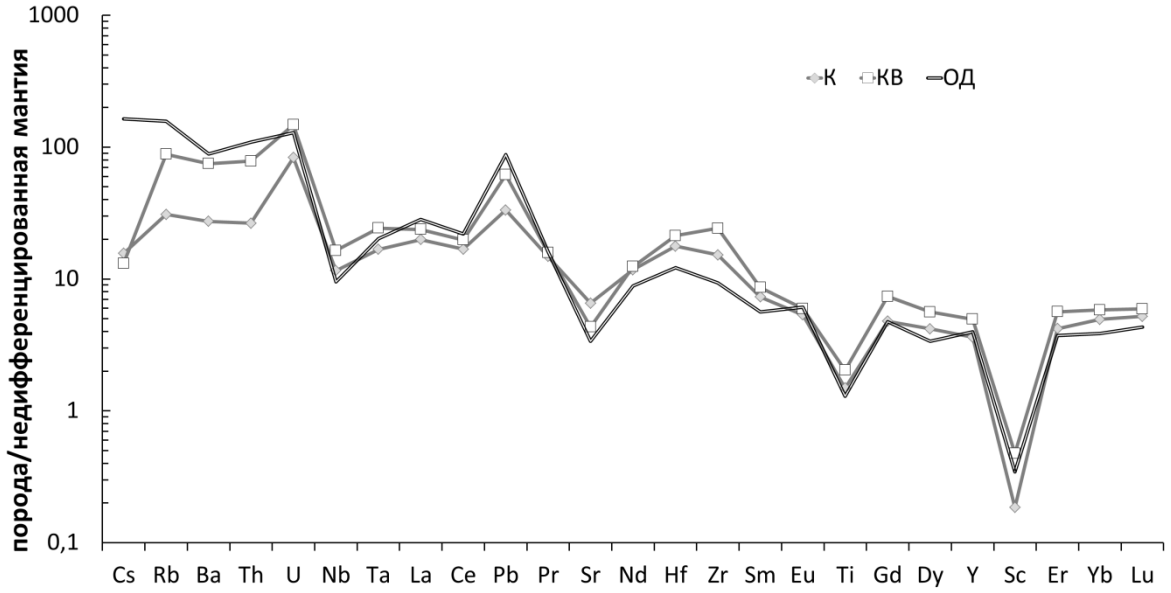


Рис. Характер распределения средних содержаний примесных элементов в породах: К – Кизильского комплекса, КВ – кислых вулканитов ВМЗ (C_1v), ОД – кислых вулканитов островных дуг [2].

Обобщая этот краткий обзор истории формирования Кизильского комплекса нужно отметить, что породы наследуют геохимические признаки островодужного магматизма, как и, кстати говоря, габбродолериты, секущиеся кизильскими дайками. Главным их отличием от кислых расплавов островных дуг является более высокая магнезиальность, железистость и более низкая калиевость (как и общая щёлочность наряду с Cs и Rb). Судя по такому набору химических компонентов они не только пространственно, но и петрогенетически близки к ранее сформировавшимся габбродолеритам и габбродиоритам ЗМЗ, являясь, видимо, их кислыми дифференциатами. Более конкретные и обоснованные выводы будут доступны при дальнейшем изучении петрологии этих комплексов, прибегнув к микрозондовым и изотопным методам исследований.

[1] Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2014. № 1. С. 12–20.

[2] Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол // Геохимия. № 12. 2010. С. 1266-1288.

[3] Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element compositions // Journal of Geology. V. 103, 1995. P. 529-537.

СУПЕРКАЛЬДЕРА КАРЫМШИНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД КАЛЬДЕРЫ

Рогозин А.Н., Рылова С.А.

Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, AlekseiRAS@yandex.ru

В ходе исследований на территории Южной Камчатки в 2007 году была открыта крупнейшая на полуострове структура – суперкальдера Карымшина [2]. В плане она имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении (по длинной оси – 25 км, по короткой – 15 км). По предварительным подсчетам объем изверженных продуктов, выброшенных при формировании структуры, составил ~ 825 км^3, что позволило отнести ее к суперкальдерам.

В последние годы нами было проведено изучение разрезов вулканогенных отложений и Ar-Ar датирование пород, связанных с кальдерой Карымшина. На основании полученных данных вулканогенные толщи района, относящиеся предыдущими исследователями к единому Карымшинскому комплексу, нами были разделены. Было выделено, как минимум, три этапа кислого вулканизма, проявившегося в плиоцене-раннем плейстоцене на Южной Камчатке [3]. Возраст кальдеры был определен в 1.78 млн лет [5].

В результате структурно-геологических, вулканологических и петрохимических исследований, проведенных на территории рассматриваемого района, были выявлены комплексы пород, отвечающие трем последовательным этапам развития Карымшинской кальдеры: докальдерный, кальдерообразующий и посткальдерный.

Докальдерный этап (I комплекс) предположительно имеет среднеплиоценовый возраст (3.4–2.6 млн лет). В результате проведенных исследований [1] впервые были выделены и охарактеризованы вулканические постройки, которые существовали в районе, где сформировалась суперкальдера Карымшина, непосредственно перед тем, как произошло суперизвержение. Были реконструированы вулканы по краям кальдеры в ее северной, западной и южной частях (вулканические постройки, вскрытые в разрезах гор Шемедоган (1447.6 м), Ягодная (1246.3 м), Сучуган (1118.5 м), Горячая (1310.0 м) и еще ряда безымянных географических высот района).

Кальдерообразующий этап (II комплекс) имеет эоплейстоценовый возраст (1.78–1.2 млн лет). Он представлен в основном игнимбритами и кристалло-витрокластическими кварцевыми туфами, связанными с образованием суперкальдеры, которые прислонены к останцам вулканов I комплекса сформировавших борт структуры на докальдерном этапе. Максимальная мощность игнимбритовых покровов была выделена в центральной части депрессии, в верховьях р. Пр. Карымчина, и достигает 1000 метров. Полевые работы 2012-2013 гг. позволили откартировать ранее не выделявшееся, обширное поле игнимбритов – следы мощного пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина. Было установлено, что поток распространился на запад от границ кальдеры – он перескочил хр. Балаганчик в узком месте, далее по палеодолине распространился мимо г. Шикова Тундра в верховья р. Малый Ключик и затем скатился на северо-запад вдоль современных долин рек Каменистая – Столбовая в среднее течение р. Банная. Следы потока есть на правом борту р.Банная и на р. Сарайная. По-видимому, он распространялся и далее на северо-запад. Максимальная мощность потока более 500 метров.

Посткальдерный этап (комплекс III) относится нами к нижнему и среднему неоплейстоцену (0.5–0.8 млн. лет). Были исследованы экструзии и потоки кислых (риодацит-риолитовых) лав, большая их часть расположена на границах выделенной кальдеры. Определены размеры отдельных экструзивных тел, мощности лавовых потоков. В ходе полевых исследований установлено, что с некоторыми экструзивными куполами связаны мощные лавовые потоки, которые залегают с пологим наклоном от центральной части структуры к ее краям [4]. Подсчитаны объемы кислых экструзий по минимальным оценкам. Объем экструзий и их потоков составляет – 2.68 км^3, а площадь – 26.44 км^2). В ходе проведенных исследований [4] на настоящий момент нами установлено, что формирование столь больших объемов кислой магмы явление для Камчатки особое. Пока нигде в других местах на полуострове столь крупных объемов извергнутого пирокластического материала не обнаружено. Уникальными также являются объемы кислых экструзий и связанных с ними лавовых потоков, сформировавшихся на посткальдерном этапе – таких объемов лав на Камчатке в других местах нет.

Чтобы выявить генезис больших объемов кислых магм, приведших к образованию кальдеры Карымшина и оценить геодинамическую обстановку, которая на данный момент не вполне ясна, нами были проведены исследования по изучению пород докальдерного этапа вулканизма (I комплекс). По основным комплексам вулканитов из докальдерного этапа были отобраны представительные образцы горных пород на детальные петролого-геохимические исследования. В результате на диаграмме распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, было выявлено заметное обогащение ими докальдерных лав кальдеры Карымшина. Спектры распределения РЗЭ имеет дифференцированный характер с отношением La/Yb в пределах от 2.9 до 5.05. Распределение микроэлементов, нормированных к примитивной мантии отличается конфигурацией кривых, характерных для островодужных магм с максимумами концентраций Ba, K, Pb, Sr и Nb-Ta минимумом. Лавы докальдерного этапа отличаются высоким содержанием Rb, Y, Zr, Th, Cr, что характерно для тыловых зон островных дуг. Так же нами были получены современные данные о геохимии и изотопии кислорода для пород докальдерных вулканов. Сделан предварительный вывод, что формирование кальдеры Карымшина произошло в районе, где перед этим длительное время (в течение всего плиоцена) проявлялся кислый вулканизм [1].

Работа выполняется в рамках проектов ДВО РАН № 12-III-A-08-171 (рук. В.Л. Леонов), №14-III-B-08-042 (рук. А.Н. Рогозин) и РФФИ № 14-05-31319 мол а (рук. А.Н. Рогозин). Исследования проводятся под руководством к.г.-м.н. В.Л. Леонова, ученого секретаря ИВиС ДВО РАН.

[1] Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н. Новые данные о вулканизме, предварявшем суперизвержение и формирование кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2012. С. 56–63.

[2] Леонов В.Л. Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28.

[3] Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по новым данных K-Ar и Ar-Ar датирования и результатам изучения разрезов) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2010. С. 62–74.

[4] Рогозин А.Н. Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып.10. С. 156–164.

[5] Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 189. № 1-2. P. 57–80.

ГРАНАТОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ Fe-Ti ТИПА В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ

Селятицкий А.Ю.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, selya@igm.nsc.ru

Рассмотрены особенности петро-геохимического состава, химического состава минералов, и взгляды на происхождение гранатовых и шпинелевых перидотитов и гранатовых пироксенитов Fe-Ti типа, известных также под названием «коровые перидотиты».

Многие перидотиты, проявленные на современном эрозионном срезе орогенических зон, возникли путем внедрения в глубоко субдуцированную литосферную плиту тектонических фрагментов пластичных масс горных пород, представлявших собой в разной степени истощённый реститовый мантийный материал, сформировавшийся при образовании и экстракции базальтовых выплавок – мантийные (альпинотипные) перидотиты. Они имеют все геохимические признаки мантийных пород и относятся к Mg-Cr типу. Ультрабазиты Fe-Ti типа, как правило, сходны с Mg-Cr типом петрографически. Чаще всего это богатые оливином породы с ромбическим и моноклинным пироксенами, с гранатом и/или шпинелью (собственно перидотиты), однако, широко проявлены и безоливиновые разновидности (гранатовые пироксениты), а также разновидности, богатые гранатом (гранатиты). Однако, по геохимическим признакам они кардинально отличаются от Mg-Cr типа – они относительно богаты FeO, TiO_2, Al_2O_3, Zr, Y, Nb, РЗЭ и бедны MgO, Cr и Ni [1]. Соответственно слагающие их минералы обладают повышенной железистостью, гранат и клинопироксен обеднены хромом, а оливин – никелем и кобальтом [3].

Впервые такие породы классифицировал как Fe-Ti тип Д. Карсвелл с соавторами, изучая гранатовые перидотиты Западного гнейсового региона Норвегии [2]. В настоящее время известно достаточно много проявлений таких пород. Это гнейсовый регион З. Норвегии, Кокчетавский массив в С. Казахстане, анрахайский блок в Ю. Казахстане, террейн Алтын-Таг в С.-З. Китае, террейны Даби и Сулу в В. Китае. В России такие породы известны, например, в Беломорском поясе (Карелия), в Лапландском поясе (Кольский п-ов), в Марункеусском блоке (Полярный Урал).

Необычный состав является следствием особых условий при образовании этих пород. В настоящее время нет единой точки зрения на их происхождение. Одни исследователи считают, что это надсубдукционные метасоматизированные мантийные перидотиты, другие полагают, что они могли формироваться при метасоматозе и/или метаморфизме ультрабазит-базитовых до-коллизионных предшественников низких давлений, которые затем вместе с блоками земной коры погружались в мантию.

[1] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99-119.

[2] Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. V. 106. P. 727-750.

[3] Селятицкий А.Ю. Особенности состава минералов из "коровых" перидотитов UHP коллизионных зон // Вестник СПбГУ. Серия 7: Геология. География. 2013. № 3. С. 16-27.

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ ДЕЛЬБЕГЕТЕЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Соколова Е.Н.[1,2], *Хромых С.В.*[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ekaterina@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Дельбегетейский гранитный массив находится в Чарской структурно-формационной зоне. Он является самым северным среди трех массивов (наряду с Преображенским и Тастауским), происхождение которых связывают с анатексисом в результате воздействия мантийных расплавов [1]. Рассматриваемый массив известен изумрудным месторождением Дельбегетей, а также древними выработками касситерита, приуроченными к его юго-восточному контакту.

Дельбегетейский массив на современном эрозионном срезе занимает площадь ~ 20×20 км, и представлен породами гранитоидного состава [2]. Наиболее ранней фазой являются кварцевые монцониты (амфиболовые граносиениты), слагающие небольшое тело в западной части массива. Их минеральный состав представлен Pl + Kfs 60 об. %, Amf 15-20 об. %, Qtz 15-20 об. %, Bt 5-10 об. %. Большая часть массива на современном эрозионном срезе сложена гранитами и лейкогранитами. Их минеральные парагенезисы представлены ассоциацией Qtz + Pl + Kfs + Bt, в лейкогранитах количество Qtz возрастает до 30 об. %, а Bt – падает до 2-3 об. %. В лейкогранитах обнаружены пегматоидные обособления размером 10-100 см с миароловыми пустотами, заполненными кварцем и единичными кристаллами топаза.

Граниты Дельбегетейского массива характеризуются повышенными содержаниями щелочей (умеренно-щелочная серия), преимущественно с преобладанием калия над натрием (K_2O/Na_2O=0.9-1.5). Их составы на двухкомпонентных петрохимических диаграммах образуют единый тренд от граносиенитов до лейкогранитов, демонстрируя последовательное снижение содержаний Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, CaO с ростом кремнекислотности. Концентрации легких лантаноидов преобладают над тяжелыми для граносиенитов и гранитов; в лейкогранитах наблюдаются относительно повышенные концентрации тяжелых редкоземельных элементов, за счет чего спектры распределения РЗЭ субгоризонтальны. Для всех пород наблюдаются минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu, Ti, которые углубляются от граносиенитов до лейкогранитов.

В ходе исследования впервые получены данные о составе и свойствах среды минералообразования для гранитов массива Дельбегетей на основе исследования расплавных (РВ) и флюидных включений (ФВ) в кварце. Кварц в порфировидных гранитах слагает порфировидные выделения и мелкие интерстициальные зерна, а также входит в состав равномернозернистых пород. В зернах интерстициального кварца включения очень редки. В данной работе рассмотрены флюидные и расплавные включения во вкрапленниках.

Флюидные включения представлены несколькими типами. Наиболее многочисленные существенно газовые ФВ. Совместно с ними встречаются двухфазовые газово-жидкие ФВ. В пегматитовом кварце, наряду с первыми двумя типами, отмечаются многофазовые газово-жидкие с кристаллическими фазами. Для исследований были выбраны ФВ, не обладающие признаками вторичности: расположенные азональными группами или одиночные, в непосредственной близости

от расплавных и кристаллических включений, которые характеризуют первично магматический флюид.

Методом рамановской спектроскопии в существенно газовых ФВ и газовом пузырьке газово-жидких включений фиксируются метан, углекислота и вода. Рассчитанное соотношение CO_2:CH_4 составляет в среднем 0.96:0.04.

Расплавные включения состоят из кристаллического агрегата дочерних минералов, среди которых различимо флюидное обособление. Рамановская спектроскопия показала, что кристаллический агрегат сложен мусковитом, калиевым полевым шпатом, альбитом. Флюидные обособления РВ содержат CO_2 и CH_4. Это подтверждает, что метан и углекислота присутствовали в магматическом расплаве при кристаллизации кварца изучаемых пород.

Проведена термометрия РВ в порфировидных выделениях кварца лейкогранитов. Чтобы избежать растрескивания включений при прогреве, что обычно для включений кислых расплавов с высоким содержанием воды, прогревы проводились в автоклаве под давлением воды 1 кбар с последующей закалкой. Установлено, что кристаллизация кварца происходила при температуре ниже 670-650°С.

Гомогенные РВ подвергались дальнейшему анализу на содержание петрогенных элементов и F методом рентгеноспектрального микроанализа (методом EDS на сканирующем электронном микроскопе). Кристаллизация кварца происходила из кислых, умеренно-щелочных расплавов (K_2O+Na_2O=7-9.5 мас.%), с K_2O:Na_2O=0.7-0.9 и высоким содержанием фтора (до 1-2 мас.%). Исходя из недостатка суммы анализов, содержание воды составляло 5-9 мас.%. На гаплогранитоном треугольнике ортоклаз-кварц-альбит составы расплавов концентрируются в области гранитной котектики при давлении воды 1 кбар, часть фигуративных точек смещена в сторону альбитовой вершины, что можно связать с эволюцией расплава в закрытой системе с накоплением воды и фтора.

Совокупность петрологических и геохимических данных позволяет утверждать, что граниты и лейкограниты массива были сформированы при дифференциации одной первичной магмы граносиенитового (кварцево-монцонитового) состава, которая образовалась в результате плавления корового субстрата, с образованием плагиоклаз-обогащенного рестита. Разнообразие составов пород определялось фракционированием плагиоклаза, амфибола и, возможно, биотита. На заключительной стадии проявлены мелкие тела гранитных пегматитов. Кристаллизация кварца ранней генерации (который представлен порфировыми выделениями) из лейкогранитов происходила из кислых умеренно-щелочных расплавов, с высоким содержанием летучих (F и H_2O). Расплав находился в равновесии с флюидом. Газовый состав флюида был постоянен на протяжении кристаллизации всех фаз гранитного массива, вплоть до пегматитов. Разные соотношения газовой и жидкой составляющих во флюидных включениях связаны с его гетерогенным состоянием в период кристаллизации изученных вкрапленников кварца. Наличие метана во флюиде является показателем восстановительной обстановки и позволяет косвенно связывать оловянные рудопроявления с эволюцией магмы, сформировавшей Дельбегетейский массив.

[1] Хромых С.В., Котлер П.Д., Мороз Е.Н. // Материалы II международной геологической конференции "Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора". Новосибирск. 2014. С.223-225.

[2] Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука. 1983. 207 с.

ГЕНЕЗИС ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Щукина Е.В.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, helenashchukina@gmail.com

В мировой практике при изучении ксенолитов эклогитов для разделения их на генетические группы, как правило, используется классификация Тэйлора и Нила [1], основанная на содержаниях MgO и Na_2O в клинопироксенах. Согласно данной классификации эклогиты разделяются на группы А, В и С. Эклогиты каждой группы имеют свои особенности в химическом и изотопном составах минералов (гранате и клинопироксене) и характеризуются различными генезисами. В рамках данной классификации изучен огромный материал по ксенолитам эклогитов из трубок различных кимберлитовых провинций мира.

В кимберлитовой трубке им. В. Гриба в Архангельской алмазоносной провинция (ААП) обнаружены 2 структурные разновидности ксенолитов эклогитов: крупнозернистые и эквигранулярные. Крупнозернистые эклогиты сложены минералами (Gar + Cpx + Phl ± Ilm ± Ru ± Serp ± Cal), размер зерен которых варьирует от 0.3 до 1.6 см. Эквигранулярные эклогиты сложены минералами (Gar + Cpx + Ilm + Ru + Zr + Serp + Cal) с размером зерен менее 2 мм. Особенности химического состава минералов крупнозернистых эклогитов указывают на то, что данные эклогиты абсолютно соответствуют классификации Тэйлора и Нила [1] и разделяются на группы А, В и С. Но особенности минерального состава эквигранулярных эклогитов (в первую очередь – обнаружение в них зерен цирконов) и химического состава их породообразующих минералов свидетельствуют о том, что изучение этого типа эклогитов не может осуществляться в рамках классификации Тэйлора и Нила [1]. Эти эклогиты не могут являться ни куммулатами мантийных магм базальтового состава (как эклогиты группы А), ни реститами плавления пород океанической коры в процессе субдукции (как эклогиты групп В и С).

По содержанию MgO, TiO_2, Na_2O изученные в настоящей работе эклогиты группы А близки к пироксенитам из кимберлитовой трубки им. В. Гриба и пикритам ААП. В распределении редких и РЗ элементов только один из четырех образцов эклогитов группы А сохранил геохимические характеристики протолита. Спектр распределения РЗЭ данного образца практически полностью совпадает со спектром распределения РЗЭ базальта Турьинского поля ААП. Характеры распределения РЗЭ остальных образцов свидетельствуют о потере геохимической информации о протолите, что связано со значительным преобразованием пород мантийными расплавами. Но высокие концентрации MgO, низкие содержания FeO, высокие значения Mg# и наличие граната пиропового ($Gar_{pyr64-71}$) состава в породах указывают на то, что изученные эклогиты группы А представляют собой кумуляты мантийных магм базальтового состава.

Эклогиты группы В характеризуются примерно равными содержаниями FeO (11.1-13.8 мас. %) и MgO (10.5-11.9 мас. %). В распределении РЗЭ только два из пяти изученных образцов имеют спектры распределения, характерные для эклогитов субдукционного генезиса. Остальные образцы характеризуются обогащением в области легких РЗЭ, что свидетельствует о проявлении процессов метасоматического обогащения. Значения Mg# (58.1-63.0) несколько выше, чем у MORB (в среднем 58.0) [2]. Это может указывать на довольно истощенный характер образцов, что связано с

экстракцией тоналит-тродьемит-гранодиоритовых (ТТГ) расплавов, которые являются частью субдукционного процесса [3]. Относительно MORB эклогиты группы В характеризуются более низкими концентрациями SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O и более высоким содержанием MgO. Приведенные факты указывают на то, что изученные эклогиты группы В представляют собой реститы плавления океанической коры в процессе субдукции.

Эклогит группы С характеризуется самыми высокими содержаниями Al_2O_3 (17.0 мас. %). Распределение РЗЭ эклогита группы С имеет спектр, типичный для эклогитов субдукционного генезиса с отношением La_n/Yb_n – 0.04. Высокие содержания Al_2O_3 в эклогитах могут указывать на присутствие плагиоклаза в протолите. Таким образом, изученный эклогит группы С представляет собой рестит плавления той части океанической коры, которая была обогащена плагиоклазом (анортозитовое габбро). Отсутствие Eu – аномалии, типичной для эклогитов группы С, может быть связано с последующими воздействиями мантийных расплавов, что привело к обогащению породы легкими РЗЭ.

По содержанию SiO_2, TiO_2, MgO эквигранулярные эклогиты близки к MORB, отличаясь от последних гораздо более низкими концентрациями Al_2O_3 и Na_2O и более высоким содержанием FeO. В распределении РЗЭ эклогиты характеризуются чуть более высокими концентрациями Ce, Pr и Nd относительно MORB, что связано с высоким содержанием этих элементов в клинопироксенах и, по-видимому, может являться результатом влияния кимберлитовой магмы. Но, в целом, распределение РЗЭ в данных эклогитах идентично спектру распределения РЗЭ в MORB. Это может означать, что эквигранулярные эклогиты сохранили все геохимические характеристики MORB и могут представлять продукты их перекристаллизации в результате изменения P-T параметров. Результаты U-Pb датирования 19 зерен цирконов, выделенных из одного образца эклогита указывают на палеопротерозойский возраст (1.8-1.9 млрд.лет) большинства изученных зерен (14 зерен). Возрастной интервал 1.8-1.9 млрд. лет зафиксирован на многих кратонах мира и соответствует этапу коллизии, то есть времени столкновения архейских блоков, и образованию орогенных зон [4], в том числе и времени столкновения Карельского и Кольского кратонов. Необходимо отметить, что кимберлитовая трубка им. В. Гриба располагается в коллизионном шве между Карельским и Кольским кратонами [5]. В районе трубки зафиксированы выделения ТТГ ортогнейсов и гранитоидов, являющихся частью субдукционного процесса, для которых установлен возраст образования 1.8-2.0 млрд. лет. Таким образом, альтернативной моделью образования эклогитов с эквигранулярной структурой является столкновение двух архейских континентальных блоков, что привело к погружению океанической плиты, находящейся между ними.

[1] Taylor L. A., Neal C. R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa. Part I: mineralogy, petrography ad whole rock chemistry // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 551-567.

[2] Hoffman A.W. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth Planet Sci Lett. 1988. V. 90. P. 297-314.

[3] Rudnick R.L. Making continental crust // Nature. 1995. V. 378. P. 571-578.

[4] Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. Review of global 2.1 – 1.8 Ga orogens: implications for a pre – Rodinia supercontinent // Earth – Science review. 2002. V. 59. P. 125-162.

[5] Самсонов А.В., Носова А.А., Третяченко В.В., Ларченко В.А., Ларионова Ю.О. Коллизионные швы в раннедокембрийской коре как фактор локализации алмазоносных кимберлитов (север Восточно-Европейского кратона) // ДАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 796 – 801.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЗМЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАНСКОЙ ГЛЫБЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Юричев А.Н.

Томск, Томский государственный университет
juratur@sibmail.com

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия известны в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канская глыба по внутреннему строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов [5]. Размеры глыбы примерно 200×(15–50) км. В ее строении участвуют метаморфизованные преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафит-мафитового состава, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиогранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания.

При геолого-съемочных, прогнозно-металлогенических и тематических работах на территории Канской глыбы среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ были выявлены многочисленные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела, в которых отмечалась рудная минерализация меди, никеля и благородных металлов [2, 6, 8]. Они отнесены к четырем формационным типам и объединены в четыре комплекса: реститовый – идарский дунит-гарцбургитовый (PR_1, по [4]) и магматические – кингашский дунит-верлит-пикритовый (PR_1 по [7], R_1 по [1]), талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый ($R_{2–3}$, по [4]), кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый (PR_1, по [4]). Структурная позиция, генезис, формационная принадлежность и металлогеническая специализация данных комплексов дискуссионны до настоящего времени.

Исследования геохимических особенностей отдельных породных серий данных комплексов, проводимые автором на протяжении нескольких лет, позволили не единожды отмечать их сходство между собой. Так дуниты кингашского комплекса обнаруживают существенное геохимическое тождество с породным рядом талажинского комплекса. В свою очередь, интрузивные породы кулибинского комплекса выявляют геохимическую сопоставимость с субвулканической фацией кингашских пикритов, но существенно отличаются от глубинных фаций пород кингашских интрузий (рис. 1).

Данные наблюдения при условиях близости возрастных датировок выделенных ранее комплексов позволяют предположить новую формационную типизацию ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых тел Канской глыбы, а именно разделить интрузивную и субвулканическую серии пород кингашского комплекса, путем отнесения их к талажинскому и кулибинскому комплексам соответственно. Таким образом, в пределах Канской глыбы Восточного Саяна продукты мафит-ультрамафитового магматизма можно дифференцировать на три формационных типа: реститовый – дунит-гарцбургитовый (выделенный ранее как идарский) и магматические – дунит-перидотит-троктолит-габбровый (с отнесением сюда Кингашского Pt-Cu-Ni месторождения) и перидотит-пироксенит-пикрит-габбровый. При этом первый магматический формационный тип, очевидно, может соответствовать рифейской дунит-перидотит-троктолит-габбровой формации, представленной на южной окраине Сибирской платформы множеством плохо изученных массивов, из которых некоторые уже известны сульфидной Ni рудоносностью [3]. Уникально богатая

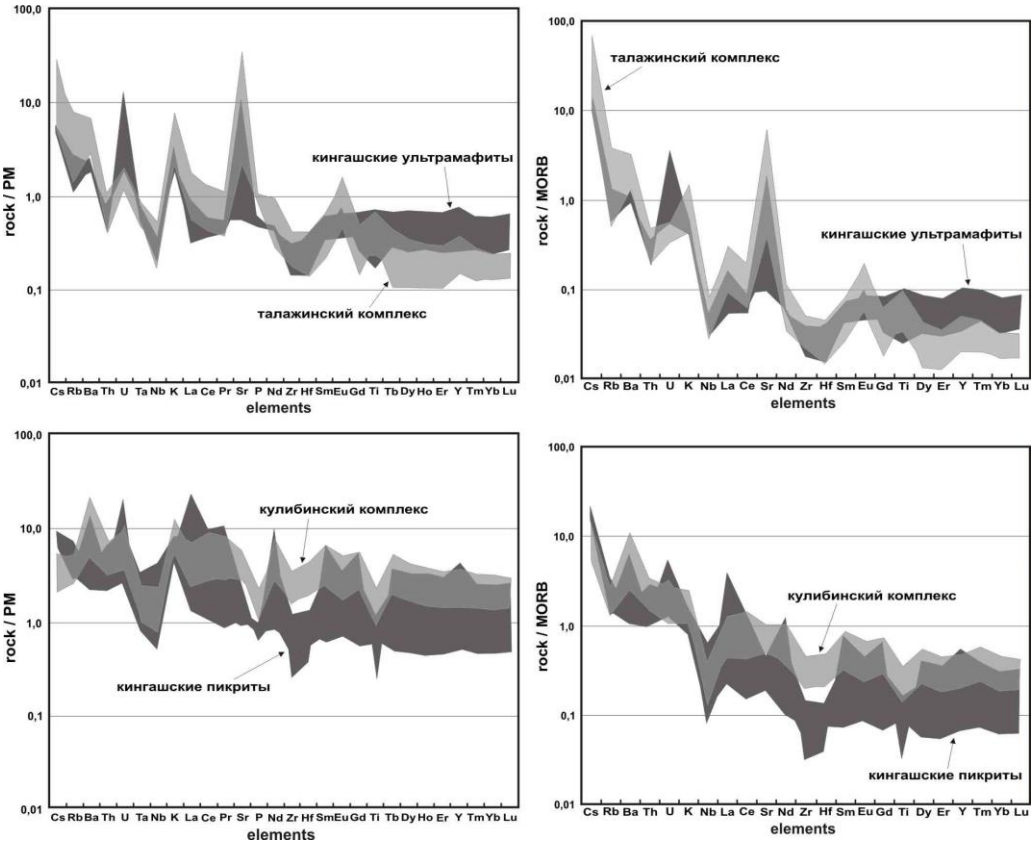


Рис. 1. Сопоставление полей спайдер-диаграмм для пород мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна. Состав PM и MORB для нормирования по [9].

никелевая рудоносность этой же формации установлена и в других регионах мира, например, троктолит-анортозитовые комплексы Дулут и Войсес-Бей, дунит-габбронорит-анортозитовый массив Никеландия и другие.

Однако представленные выводы являются только одним из научных предположений, подтверждение которого требует проведения дополнительного объема петролого-геохимических исследований.

[1] Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М. и др. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады РАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 645-651.

[2] Сердюк С.С., Кириленко В.А., Ломаева Г.Р. и др. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск: Город. 2010. 184 с.

[3] Кислов В.Е., Конников Э.Г. Рифейская эпоха платинометально-медно-никелевого рудообразования // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Томск: ТГУ. 2000. С. 67–72.

[4] Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск: КНИИГиМС. 2004. 176 с.

[5] Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск. 1985. С. 34–46.

[6] Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ. 1995. 151 с.

[7] Хомичев В.Л. Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2002. 178 с.

[8] Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11-20.

[9] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implicatios for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МИНГЛИНГ-ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Яковлев В.А.

Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
yakovlew.official@gmail.com

В пределах Западного Сангилена расположены фрагменты коллизионных структур ордовикского возраста, приуроченных к краевой части Тувино-Монгольского массива ЦАСП. Строение тектонических структур региона отражает смену геодинамических обстановок – от коллизионной (режим сжатия 540–480 млн. лет) до сдвиговой (режим растяжения, 480–430 млн. лет) [1–3].

В пределах Западного Сангилена минглинг-дайки распространены в юго-западной части Эрзинской тектонической зоны. Несмотря на достаточную изученность района, до сих пор проводились лишь единичные целенаправленные исследования этих геологических объектов в регионе [4–7].

В представленной работе приводится сравнительное описание комбинированных базит-гранитных даек, расположенных в пределах двух опорных полигонов: 1 – междуречье рек Эрзин и Нарын, участок «Стрелка»; 2 – правобережье р. Эрзин, участок «Эрзинский».

На участке «Стрелка» гранитоиды представлены умереннощелочными крупнозернистыми порфировидными граносиенитами и калишпатовыми гранитами, средневзвешенное содержание петрогенных элементов составляет (мас. %): SiO_2 – 71.62; TiO_2 – 0.35; Al_2O_3 – 13.68; Fe_2O_3 – 0.56; FeO – 1.73; MgO – 0.68; MnO – 0.02; CaO – 1.60; Na_2O – 3.12; K_2O – 5.13; P_2O_5 – 0.11; базиты – умереннощелочными мелкозернистыми роговообманковыми габбро и роговообманковыми монцогаббро (SiO_2 – 52.13; TiO_2 – 1.05; Al_2O_3 – 16.21; Fe_2O_3 – 2.55; FeO – 5.51; MgO – 5.66; MnO – 0.14; CaO – 8.30; Na_2O – 3.48; K_2O – 1.81; P_2O_5 – 0.33).

На Эрзинском участке гранитоиды представлены нормально- и умереннощелочными мелкозернистыми гранитами и лейкогранитами (SiO_2 – 69.45; TiO_2 – 0.44; Al_2O_3 – 14.73; Fe_2O_3 - 1.03; FeO – 2.32; MgO – 1.06; MnO – 0.06; CaO – 2.75; Na_2O – 3.87; K_2O – 3.09; P_2O_5 – 0.15); базиты – умереннощелочными мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами (SiO_2 – 49.27; TiO_2 – 1.63; Al_2O_3 – 15.94; Fe_2O_3 - 3.49; FeO – 6.77; MgO – 6.15; MnO – 0.15; CaO – 8.35; Na_2O – 3.21; K_2O – 1.40; P_2O_5 – 0.32).

На полигоне «Стрелка» вмещающими породами даек являются крупнопорфировые граниты и граносиениты (490 млн. лет, U-Pb [8]). Контакты даек имеют неясный характер, расположение контактовой зоны не всегда можно точно диагностировать. Взаимоотношения между породными разновидностями внутри даек характеризуются подушечными, линзовидными, кляксообразными и каплевидными выделениями базитов, пегматоидными оторочками гранитоидов, сетчато-фестончатыми и сетчато-нодульными текстурами. Контакты пламеневидные и фестончатые, их контуры варьируют от неясного, размытого до четкого, резкого. Нередко контактная зона имеет «рваный» характер. В приконтактовой зоне наблюдается общее укрупнение лейкократовых минералов на фоне уменьшения зернистости темноцветов, а также повышенное содержание меланократовых минералов со стороны базитов. Непостоянны ширина и строение контактовой зоны: от узкой простой до широкой сложно устроенной. Зоны закалки отсутствуют.

Характер контакта комбинированных даек с вмещающими мигматит-гранитами и параавтохтонными гранитами (490 млн. лет [9]) на Эрзинском полигоне резкий,

секущий. Тела базитов имеют линейную вытянутую форму, гранитоиды слагают жилы, контакты простые линейные и фестончатые, иногда наблюдается сложно-пятнистая структура базитов и гранитоидов. Линия контакта базитов и гранитоидов хорошо прослеживается, нет широкой контактовой зоны.

Сравнительный анализ данных двух типов минглинг-даек показывает их петрохимическое сродство, однако текстурно-структурные характеристики различны:

1) дайки расположены внутри крупных тел гранитоидов с образованием пламеневидных контактов и округлых мелких базитовых тел по краям даек, а также узких зон переходного состава (участок «Стрелка»);

2) жильный тип с четкими контактами с вмещающими метаморфическими породами, отсутствием переходных зон между гранитоидами и базитами (участок «Эрзинский»).

Разнообразие структурно-текстурных и петрохимических параметров минглинг-даек Западного Сангилена можно интерпретировать как результат двух различных и, возможно, разновозрастных геологических событий, характеризующихся своими специфическими условиями температур, давления и глубинности, режимами деформирования и тектоническими обстановками.

[1] Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489–492.

[2] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.

[3] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

[4] Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А. Дайковый комплекс Западного Сангилена – проявление ордовикского мантийного магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2004. Т. 1. С. 143–144.

[5] Васюкова Е.А., Изох А.Э., Лавренчук А.В. Петрология сингранитных ордовикских даек (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН. 2008. Т. 1. С. 56–58.

[6] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Яковлев В.А. Тектоническая позиция комбинированных даек Западного Сангилена. // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Материалы II международной геологической конференции. Новосибирск: Издательство СО РАН. 2014. С. 85–87.

[7] Яковлев В.А. Взаимоотношения базитовых и гранитоидных магм в минглинг-дайках Эрзинской сдвиговой зоны Западного Сангилена // Материалы международной научной студенческой конференции, Новосибирск. 2014. С. 20.

[8] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология. 1999. Т. 7. №6. С. 631–643.

[9] Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Автореферат канд. диссертации. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2012. 16 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МИНЕРАГЕНИЯ И РУДОГЕНЕЗ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТОЗА В КОНТАКТАХ ДОЛЕРИТОВ С КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Быкова В.Г.

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН,
valentina.bykova.87@mail.ru

Внедрение пермо-триасовых траппов в неметаморфизованный чехол Сибирской платформы сопровождалось формированием крупномасштабных флюидных рудно-магматических систем и образованием многочисленных рудных месторождений. Наиболее активно метасоматические процессы проявились в контактах долеритов с карбонатно-соленосными свитами. Здесь распространены минеральные ассоциации скарнов и сопряженных с ними руд черных, цветных и благородных металлов, неметаллического сырья. Цель данной работы – реконструкция динамики минералообразования и флюидного режима в контактах долеритов с соленосными отложениями с помощью методов численного моделирования. Для её реализации необходимо построить физико-химическую модель динамики процесса взаимодействия долерита с вмещающими породами и на основании анализа построенной модели выявить особенности развития рудно-метасоматических процессов, оценить роль рудообразующего магматогенного флюида как источника рудного вещества.

Решение задачи выполнялось путем сопряжения двух программных комплексов (ПК) – Селектор [2] и Флюид [3]. Нами была взята следующая схема описания контакта долерита с карбонатно-солевым разрезом. Рассматривается цепочка проточных реакторов. Из внешней среды поступает флюид, который проходит через группу резервуаров (1-19 резервуары), представленных долеритом. Далее через толщу доломита (20-26), мергеля (27-31), затем пересекает долеритовый силл (32-34), толщу известняка (35-43) и песчаника (44-50). Составы горных пород были взяты из [1]. Долерит имеет следующий состав (мас.%) –46.62 SiO_2, 0.95 TiO_2, 14.9 Al_2O_3, 9.97 Fe_2O_3, 5.45 FeO, 0.05 MnO, 6.76 MgO, 9.37 CaO, 2.65 Na_2O, 1.56 K_2O, 0.22 P_2O_5, 0,66 SO_3; доломит–2.3 SiO_2, 0.74 Al_2O_3, 0.3 Fe_2O_3, 0.6 FeO, 0,05MnO, 17.17 MgO, 35.6 CaO, 0.02 P_2O_5, 0.11 SO_3, 0.07 Cl; мергель–44.82 SiO_2, 15.53 Al_2O_3, 2.21 Fe_2O_3, 3.33 FeO, 5.14 MgO, 11.71 CaO, 0.76 Na_2O, 2.09 K_2O, 0.17 P_2O_5, 0.82 SO_3, 11 CO_2, 0.04 Cl; известняк–9.23 SiO_2, 2.45 Al_2O_3, 0.6 Fe_2O_3, 0.53 FeO, 0.05 MnO, 5.69 MgO, 43.69 CaO, 0.05 P_2O_5, 0.25 SO_3, 34.46 CO_2; песчаник–74.88 SiO_2, 0.95 TiO_2, 10.72 Al_2O_3, 1.74 Fe_2O_3, 2.11 FeO, 3.28 MgO, 1.26 CaO, 3.01 Na_2O, 0.29 CO_2. Состав флюида в источнике считался постоянным (мол.кол-ва): 1C, 1 H, 1 O, 1 Cl, 0.01 F, 0.01 N, 2 S. С помощью ПК Флюид было определено распределение температуры и давления по мере продвижения рудообразующего флюида к поверхности. В качестве исходных данных выступили сведения о пористости, проницаемости, глубине залегания групп пород. Далее проводилось моделирование на ПК Селектор по схеме многорезервуарной динамической модели проточного реактора. Схема расчета рассматривала систему из 16 независимых компонентов Si-Na-S-Ti-K-Fe-Cl-Al-Mg-Mn-Ca-F-N-C-O-H, включающую 172 твердые фазы. При проведении модельных расчетов оценивалось, прежде всего, влияние на распределение минеральных фаз по резервуарам состава рудообразующего флюида, а также термодинамических характеристик флюида. Физико-химическое моделирование гетерофазных равновесий в условиях массопереноса показало, что возможно выделение 4 температурных зон в колонке скарнов, отличающихся минеральным составом. Первая зона находится в диапазоне температур 650° до 800°С и давлений 473-663 бар и включает такие минералы, как диопсид, энстатит, плагиоклазы, калиевый полевой шпат (КПШ), кварц,

ангидрит, пирротин, пирит, титанит, рутил и апатит. Вторая группа характерна для температур от 568° до 644°С и давлений от 200 до 448 бар. Она состоит из следующих минералов – диопсид, энстатит, магнетит, галит, плагиоклазы, КПШ, кварц, пирротин, пирит, ильменит и апатит. В зоне, находящейся в интервале температур от 264° до 553°С и давлений от 40,2 до 180 бар, присутствуют диопсид, мейонит, магнетит, ангидрит, альбит, КПШ, доломит, галит, нефелин, пирит, кварц, титанит, рутил и апатит. Самая низкотемпературная группа (Т=30°-250° С, р=1-37,5 бар) содержит такие минералы, как альбит, ангидрит, кальцит, доломит, тремолит, гроссуляр, мейонит, клиноцоизит, биотит, мусковит, пирит, кварц, титанит, монтмориллонит и апатит.

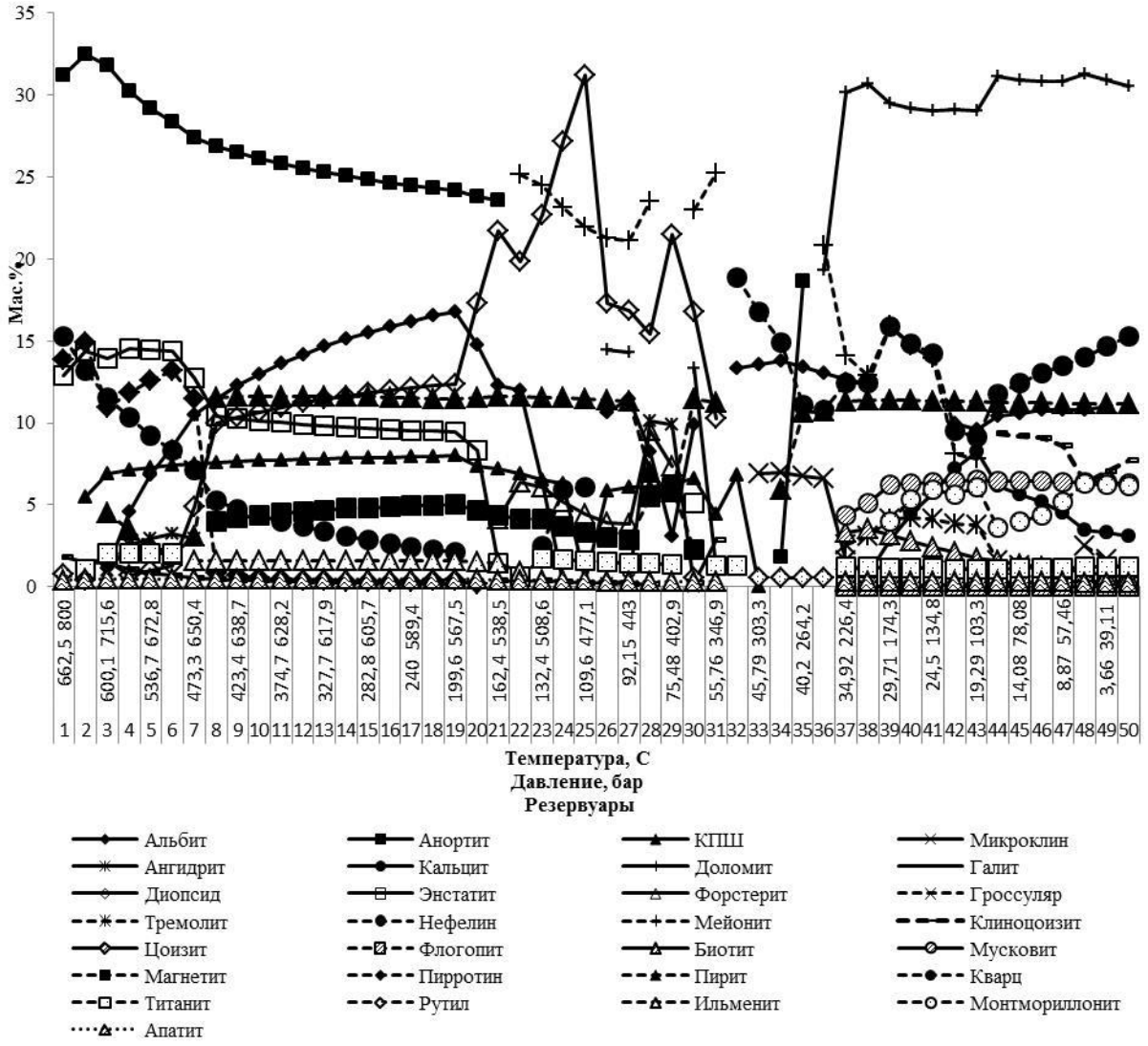


Рис. 1. Распределение минералов по резервуарам

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 12-05-00798.

[1] Антипов М.А. и др. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М.: Гос. научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр. 1960. 375 с.

[2] Чудненко К.В., Карпов И.К. Селектор-Windows – программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. Краткая инструкция. Иркутск. 2004. 96 с.

[3] Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П. К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг // Геология и Геофизика. 2008. Т. 49. №11. С. 1098-1109.

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ АЛМАЗА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Васильев А.П.[1], Коробков И.Г.[2], Коробкова А.И.[3]

[1]Мирный, Ботуобинская ГРЭ,
vasilev_ap@alrosa.ru
[2] Мирный, НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО),
[3]Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

В результате выполняемых в настоящее время широкомасштабных алмазопоисковых работ в пределах Западной Якутии установлена значительная площадная зараженность кимберлитовыми минералами верхнепалеозойских отложений. Прогнозно-перспективные оценки поисковых площадей с целью локализации участков, наиболее благоприятных на проявление россыпной и коренной алмазоносности вызвали необходимость детального литолого-фациального изучения этих отложений, направленного на восстановление условий осадконакопления коллекторов минералов-спутников алмаза (МСА).

Данные исследования были проведены в пределах Моркокинского, Ыгыаттинского и Малоботуобинского алмазоносных районов и включали в себя детальное литологическое изучение верхнепалеозойских коллекторов, палеогеографические и палеотектонические реконструкции, основанные на циклическом анализе и литолого-фациальных построениях [1].

Анализ характера распределения алмазов и МСА в разрезе верхнепалеозойских отложений позволил установить, что основной объем кимберлитовых минералов сосредоточен в грубообломочных отложениях нижнеботуобинской подсвиты среднего карбона. Значительное разнообразие литогенетических типов слагающих разрез подсвиты дало возможность с наибольшей достоверностью восстановить условия осадконакопления этого периода. Изучение взаимоотношений выделенных фациальных обстановок, а также анализ их связей с определенными формами реконструированного палеорельефа позволили выделить в пределах исследованной части района три, последовательно сменяющие друг друга в западном направлении, основные палеоландшафтные зоны: слабовозвышенную денудационную равнину, низкую пологохолмистую равнину с широко развитой системой палеоводотоков второго и более высоких порядков и низменную аллювиальную равнину с контрастно выраженными в рельефе карбонатного цоколя долинами транзитных палеоводотоков первого порядка [2].

В региональном и структурном плане положение денудационной равнины, протягивающейся с севера на юг и юго-восток через Мирнинское кимберлитовое поле, определяется западным склоном Непско-Ботуобинской антеклизы. Долины транзитных водотоков первого порядка приурочены к субмеридиональной зоне Ахтарандинского разлома, выраженного в структуре венд-нижнепалеозойского яруса сложнопостроенной грабен-синклиналью. Тальвеги эрозионных долин второго и более высоких порядков также пространственно сопряжены с осевыми линиями грабенов и структурных желобов картируемых в карбонатном основании.

Каждая из палеоландшафтных зон характеризуется определенным набором фациальных обстановок, основными из которых являются аллювиальные, делювиально-пролювиальные и водораздельные болота [3]. При этом наиболее благоприятными коллекторскими свойствами по отношению к проявлениям россыпной алмазоносности обладают фации песчано-гравийных и песчано-гравийно-галечных

осадков руслового аллювия раннеботуобинских палеоводотоков второго порядка, в том числе и фации гравийно-галечных и песчаных осадков отмелей и кос этих водотоков. Выявляемые здесь участки с повышенными содержаниями алмазов и МСА в плане имеют, как правило, сильно вытянутую, иногда слабо изогнутую форму. Размеры их в немалой степени зависит от площади развития вмещающих литотипов и составляют в среднем 80-100 х 300-400 м. Линейность контуров развития этих литотипов предопределяет и вытянутость самих участков высоких концентраций кимберлитовых минералов по направлению переноса обломочного материала в пределах долин палеоводотоков и их боковых притоков.

Таким образом, реконструкция условий осадконакопления в пределах долин раннеботуобинских палеоводотоков и установление связей повышенных концентраций алмазов и МСА с определенными литогенетическими типами и фациальными обстановками позволяют более целенаправленно картировать и выявлять участки наиболее перспективные на проявление россыпной алмазоносности [4].

Установление тесной пространственной сопряженности тальвегов эрозионных долин с отдельными линейными тектоническими зонами – структурными желобами и грабен синклиналями также является важным практическим элементом прогнозных построений, поскольку данные структуры, являясь зонами растяжения контролируют проявления кимберлитового магматизма в пределах всех высокопродуктивных полей Якутской алмазоносной провинции [5].

[1] Пелецкий М.Н., Горев Н.И., Коробков И.Г. Методика проведения литолого-фациального анализа верхнепалеозойских коллекторов алмазов на палеогеологической основе // Геология и прогнозирование месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 26-27.

[2] Коробков И.Г. Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В. Гавриленко. Спб.: Изд-во С.-Петерб. Ун-та, 2006. 164 с.

[3] Коробков И.Г., Коробкова А.И. Литология и фации верхнепалеозойских коллекторов алмазов на востоке Тунгусской синеклизы // Материалы XIV международного совещания «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения».

[4] Коробков И.Г., Коробкова А.И. Прогнозно-поисковые факторы локализации погребённых россыпей алмазов на востоке Тунгусской синеклизы // Наука и образование. 2011. № 4 (64). С. 11-17.

[5] 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. 2011б. № 5. С. 27-34.

ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АРЫСКАНСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Кужугет Р.В., Лебедев В.И.

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

Геологическими работами 1952–1977 гг. в Западной Туве было выявлено несколько близко расположенных золото-кварцевых месторождений (Улуг-Саир, Хаак-Саир) и рудопроявлений (Арыскан, Дуушкуннуг). Эти объекты сосредоточены в Алдан-Маадырском золоторудном узле (АМЗУ). Арысканское рудопроявление расположено в восточной части АМЗУ на южных склонах горы Арыскан, приурочено к ядерной части Улуг-Саирской антиклинальной структуры, сложенной рассланцованными ордовикскими алевролитами, конгломератами и песчаниками. Оруденение Au ассоциирует с березитами (по кварцевым песчаникам, алевролитам и кислым дайкам которые отнесены к II фазе баянкольского комплекса девона), локализовано в лестничных жилах, прожилках кварца, а также в кварцевых жилах и зонах окварцевания, секущих березиты и вмещающие породы [1]. Содержание рудных минералов в рудах не превышает 5 % [1, 2].

На рудопроявлении выделено несколько стадий минералообразования: *допродуктивные* – березитовая, пирит-кварцевая; *продуктивные* – золото-сульфидно-кварцевая, золото-пирит-халькопирит-кварцевая, золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая; *пострудные* – карбонатно-кварцевая и хлорит-гематит-кварцевая [3, 1].

Ранняя золото-сульфидно-кварцевая стадия проявлена наиболее широко, кварцевые жилы и прожилки являются основными концентраторами Au. Из рудных минералов встречаются халькопирит, пирит, золото и галенит. Золото присутствует в виде мелких выделений в кварце, в ассоциации с галенитом и халькопиритом. Морфология зёрен золота весьма разнообразна, преобладают трещинно-прожилковые, комковидно-ветвистые разности. Содержание примеси Ag в золоте отмечается до 19,89 мас. %, Cu – 0,28 мас. %, Te – 0,05 мас. %.

Золото-пирит-халькопирит-кварцевая стадия развита не так широко, она проявлена в виде кварц-пирит-халькопиритовых жил. Сульфиды жил окислены в виде гётита, в последнем отмечаются редкие реликты сульфидов (пирита и халькопирита) размером до 3 мм. Кварцево-жильные образования данной стадии секут березитизированные кварцевые песчаники и алевролиты. Золото приурочено к кварцу и гётиту. Золото представлено крупными ксеноморфными агрегатами и мелкими (первые десятки мкм) гипидиоморфными зёрнами и их сростками или тонкими пластинками, чешуйками (несколько мкм толщиной). В золоте данной ассоциации отмечается содержание примеси Ag до 10 мас. %, Cu – 0,40 мас. % [2, 1].

З**олото-теллуридно-сульфидно-кварцевая** стадия является наиболее поздней и встречается в виде единичных жил и прожилков, наложенных на кварц-сульфидные жилы предыдущих продуктивных стадий. Из рудных минералов преобладает борнит, халькозин и ковеллин. Золото данной стадии отлагалось вместе с борнитом, петцитом, гесситом, алтаитом, Se-содержащим алтаитом, теллуровисмутитом, бакхорнитом, Zn-теннантит-тетраэдритом и приурочено к кварцу, гётиту, чеховичиту, представлено многочисленными зёрнами различной морфологии размером до 2 мм (рис. 1). В золоте содержание примеси Ag достигает до 11,39 мас. %. Чеховичит ($Bi_2Te_4O_{11}$) развивается за счёт окисления теллуровисмутита.

В золоте отмечаются небольшие округлые выделения (до 5 мкм) Se-содержащего алтаита для которого характерен следующий состав (мас. %): Pb 62,28; Te 36,30; Se 1,11; Au 0,07, формула (из учёта 2 атома) – $Pb_{1,00}(Te_{0,95}Se_{0,05})$. Петцит и гессит представлены мелкими (5–20 мкм) включениями в кварце. Морфология выделений петцита и гессита разнообразна, но преобладают овальной формы, часто представленные срастаниями петцита и гессита (рис. 1). Гессит содержит в мас. %: Ag 63,21; Te 36,67, формула – $Ag_{2,01}Te_{0,99}$. Петцит содержит в мас. %: Ag 40,99–41,86; Au 25,53–25,62; Te 32,31–32,89, состав отвечает в формуле – $Ag_{2,98–3,02}Au_{1,01–1,02}Te_{1,97–2,01}$. Мелкие (5–10 мкм) включения букхорнита ($AuPb_2BiTe_2S_3$) отмечаются в кварце в ассоциации с теллуридами Au-Ag, Ag и Pb (рис. 1 *в*). Минерал содержит (мас. %): Au 15,72–17,85; Pb 38,01–38,90; Bi 14,23–15,04; Te 21,29–22,13; S 7,76–8,25, формула (в расчёте на 9 атомов) – $Au_{0,94–1,06}Pb_{2,16–2,21}Bi_{0,80–0,85}Te_{1,96–2,04}S_{2,90–3,02}$. По данным [4] букхорнит является типоморфным минералом вулканогенных гидротермальных месторождений Au и Au–Ag.

Золотины продуктивных ассоциаций Арысканского рудопроявления по химическому составу близки и образуют следующий ряд (мас. %): **1) высокопробное золото** (Au 89,25–93,75, Ag 6,33–9,85, Cu 0,00–0,40, Hg 0,00–0,02, Te 0,00–0,04); **2) среднепробное золото** (Au 80,72–89,35, Ag 9,96–19,89, Cu 0,00–0,11, Hg 0,00–0,24, Te 0,00–0,05). Средняя пробность золота рудопроявления (из 50 золотин, 110 анализов) составляет 895 ‰ при вариации от 810 до 935 ‰. Золотины характеризуются присутствием Hg до 0,24 мас. %, Te – 0,05 мас. %, Cu – 0,40 мас. %.

Таким образом, рассматриваемый объект являются полистадийным объектом, поздняя продуктивная стадия которого представлена золото-теллуридной ассоциацией. По минералого-геохимическим критериям типизации месторождений Au Арысканское рудопроявление как и другие объекты АМЗУ можно отнести к золото-теллуридному типу, связанному с вулкано-плутоническими магматическими комплексами.

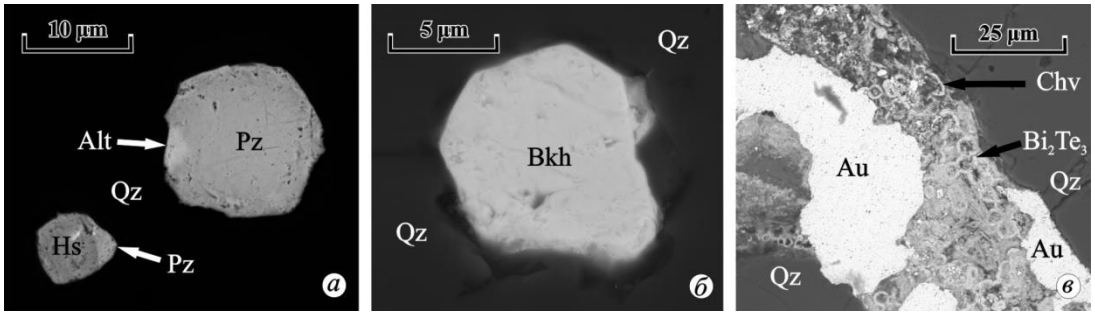


Рис. 1. Формы выделения гессита (Hs), петцита (Pz), алтаита (Alt), букхорнита (Bkh) и золота (Au) золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии с кварцем (Qz), теллуровисмутитом (Bi_2Te_3) и чеховичитом (Chv)

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №13-05-98035-р_сибирь_а).

[1] Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Алдан-Маадырский золоторудный узел (Западная Тува): особенности геолого-структурного строения и химического состава золота // Вестн. ТГУ. Томск. 2013. № 369. С. 188–192.

[2] Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Золото месторождения Арыскан рудопроявления Дуушкунныг, Алдан-Маадырская золоторудная зона (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2010. С. 201–205.

[3] Васильев Б.Д., Дружков В.П., Красиков А.И., Боярко Г.Ю. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы: Заключ. отчёт ТувГРЭ КГУ. Кызыл. 1977. 337 с.

[4] Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты: Изд-во К & М. 2010. С. 143–171.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АК-СУГСКОГО Au-Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Кужугет Р.В., Хертек А.К., Лебедев В.И.

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

Ак-Сугское месторождение находится в северо-восточной части Республики Тыва в междуречье рек Ак-Суг и Даштыг-Ой, в тектонически-мобильной зоне, в области сопряжения разновозрастных геологических структур Восточной Тувы [1]. Прожилково-вкрапленное Au-Cu-Mo-порфировое оруденение приурочено к многофазному штокообразному телу порфировых пород Ак-Сугского комплекса девона [2]. Руды месторождения характеризуются повышенными содержаниями (г/т): Au до 29; Ag – 161; Pd – 0,92; Pt – 0,096 [1, 3]. В месторождении наблюдается типовая медно-порфировая зональность метасоматической колонны и 80% запасов руд сосредоточено в кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах и аргиллизированных породах [1].

По данным предшественников [1, 3] и собственным наблюдениям авторов в Ак-Сугском месторождении установлены следующие рудные стадии (ассоциации): 1) **пирит-халькопирит-молибденитовая** (пирит, халькопирит, молибденит, вольфрамит, пирротин, марказит и магнетит); 2) **блеклорудно-пирит-халькопиритовая** (пирит, халькопирит, сфалерит, теннантит, Zn-теннантит, Zn-теннантит-тетраэдрит, Cu-теннантит-тетраэдрит, Fe-теннантит-тетраэдрит, галенит, Se-содержащий галенит (Se до 0,5 мас. %), золото, сфалерит, энаргит (Cu_3AsS_4)); 3) **пирит-борнит-халькопиритовая** (пирит, борнит, халькопирит, галенит, Se-галенит (Se до 4 мас. %), золото, электрум) и 4) **борнит-халькопирит-теллуридная** (борнит, халькопирит, виттихенит (Cu_3BiS_3), тетраэдрит, Se-тетраэдрит, гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), калаверит ($AuTe_2$), золото, Zn-теннантит, арсенопалладинит (Pd_8As_3), меренскиит ($PtTe_2$), кавацулит (Bi_2Te_2Se), S-кавацулит, S-содержащий науманнит ($Ag_2(Se,S)$), барит, целестобарит, кобальтин, минералы ряда галенит–клаусталит). Последняя стадия пользуется наименьшим распространением. Остальные стадии широко развиты в пределах рудного штокверка. В коре выветривания развиты малахит, азурит, ковеллин, халькозин, гётит, гематит, англезит, церуссит, куприт и самородная медь.

Теллуриды Au и Ag, а также минералы Pd характерны для поздней борнит-халькопирит-теллуридной стадии. Из теллуридов Au и Au прежде всего встречается гессит, реже петцит и калаверит. Состав теллуридов Au u Ag, а также науманнита (Ag_2Se) не отклоняется от стехиометрии. Авторами впервые обнаружен и описан арсенопалладинит для которого характерен следующий состав (мас. %): Pd 78,26; As 18,57; Te 1,69; Sb 1,06, формула (при расчете 11 атомов) – $Pd_{8,05}(As_{2,71}Te_{0,14}Sb_{0,10})_{2,95}$ (рис. 1, *а*). Выделения арсенопалладинита до 5 мкм образуют срастания с гесситом в ассоциации с борнитом и халькопиритом. Мельчайшие включения (до 5 мкм) меренскиита в халькопирите охарактеризованы нашими предшественниками [3]. Минерал содержит (мас. %): Pd 25,20; Pt 1,21, Cu 0,46; Fe 0,38 и Te 72,31, формула (при расчете на 3 атома) – $(Pd_{0,86}Pt_{0,02}Cu_{0,03}Fe_{0,03})_{0,94}Te_{2,06}$.

Самородное золото встречается в трех последних рудных стадиях месторождения. Морфология золота в рудах весьма разнообразна. Преобладают трещинно-прожилковые, комковато-ячеистые, дендритоидные, интерстициальные формы, реже в виде кристаллов. Поверхность золотин шагреневая и мелкоямчатая. Цвет золота варьирует от золотисто-жёлтого до серебристого с желтоватым оттенком. Золото и

электрум неправильной формы (до 0,29 мм) образуют тесные срастания с пиритом, Se-галенитом, халькопиритом, борнитом, блеклыми рудами, а также встречаются в виде вкрапленности в блеклых рудах и борните (рис. 1, *б*). Исследование на сканирующем электронном микроскопе (с пределами обнаружения содержаний элементов-примесей – 0,01 мас. %) MIRA LM (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) показало, что самородное золото Ак-Сугского месторождения образует прямую зональность. Содержание Au от центра к периферии закономерно уменьшается, при увеличения содержания Ag. Основными примесями являются Ag и Te. Содержание Cu и Hg находятся ниже пределов обнаружения. Содержание Ag в золоте достигает до 29,71 мас. %, Te – 0,59 мас %, электруме – Ag – 66,20 мас. %, Te – 0,76 мас. %. По химическому составу золото рудных стадий Ак-Сугского месторождения близки и образуют следующий ряд (мас. %): 1) весьма высокопробное золото (Au – 95,86, Ag – 4,08); 2) высокопробное золото (Au – 89,51–93,01, Ag – 6,75–9,84); 3) среднепробное золото (Au – 80,30–87,46, Ag – 12,51–17,29, Te 0,00–0,56); 4) низкопробное золото (Au – 69,79–79,22, Ag – 19,96–29,71; Te 0,00–0,49); 5) электрум (Au – 33,04–69,61, Ag – 29,81–66,20, Te 0,00–0,76). Средняя пробность золота месторождения для 31 золотин (84 анализов) составляет 674‰ при вариациях от 311 до 959‰. При этом средняя пробность золотин второй стадии 845‰ при вариациях от 638 до 959‰, третьей – 632‰ (331–810‰), четвертой – 858‰ (784–903‰). В целом в рудах количественно преобладает электрум и низкопробное золото, в меньшей степени среднепробное золото.

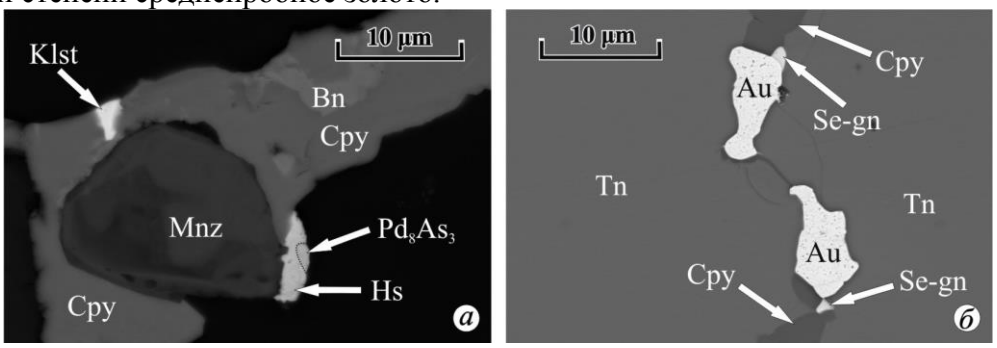


Рис. 1. Формы выделения клаустолита (Klst), гессита (Hs), арсенопалладинита (Pd_8As_3), монацита (Mnz), виттихенита (Witt), S-кавацулита (S-kwz), Se-тетрадимита (Se-tdm), борнита (Bn), халькопирита (Cpy), золота (Au), Se-галенита (Se-gn) и теннантита (Tn)

Таким образом, рассматриваемый объект имеет ярко выраженный медный профиль, для которого характерны повышенные содержания благородных металлов (Au, Ag, Pd). Последние в рудах образуют собственные минералы которые не характерны только для первой рудной стадии месторождения. Состав золота второй стадии месторождения эволюционирует от весьма высокопробного золота до электрума, третьей – от среднепробного золота до электрума, четвертой – от высокопробного до среднепробного золота + гессит + Ag-содержащие минералы ряда галенит – клаусталит (Ag до 3 мас. %) ± петцит ± калаверит ± науманнит.

Работа выполнена при поддержке Гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых ученых (2014).

[1] Забелин В.И. Геологическое строение и геолого-геохимическая зональность Ак-Сугского медно-порфирового месторождения как критерий глубинного прогнозирования: Дис. канд. геол.-минерал. наук. Кызыл. 1988. 145 с.

[2] Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н. Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве: Ar/Ar геохронология, источники вещества. Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1119–1132.

[3] Берзина А.Н., Сотников В.И., и др. Первая находка меренскита $(Pd,Pt)Te_2$ в рудах Cu-Mo-порфировых месторождений России // Геология и геофизика. 2007. Т.48. № 8. С. 848–851.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПОЛОЖЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ПРОГНОЗИРУЕМОГО ОВУР-ОНГЕШСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Меркулов В.В.

Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, pebstit05@mail.ru

Овур-Онгешское прогнозируемое золоторудное поле относится к Деспенскому золоторудному узлу Восточно-Таннуольского Fe-Cu-Au рудного района, расположенного в пределах Таннуольской подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной палеозоны [1]. Территория золоторудного поля приурочена к ядерной части синклинали северо-восточного простирания, представленной вулканогенно-осадочными отложениями серлигской и ирбитейской свит нижнего кембрия, прорванные диоритами, габбро-диоритами таннуольского комплекса и широко развитыми дайками базитового состава субмеридионального простирания. Структура рудного поля заключена между двумя субширотными разрывными нарушениями, а также осложнена складчатыми структурами и сетью разрывных нарушений более мелкого порядка.

Золотое оруденение Овур-Онгешского прогнозируемого золоторудного поля представлено золото-сульфидно-кварцевой формацией и жильно-прожилковым морфологическим типом. Для решения вопросов генезиса золотого оруденения и повышения эффективности методов поисковых работ необходимо определить закономерности пространственного распределения кварцевых жил и степень их продуктивности. Особой тщательности решение этого вопроса требует в случае полихронного развития рудного поля, в котором золотое оруденение может быть связано с различными эпизодами гидротермальной деятельности.

На основе полученных фактических данных установлено, что основная масса кварцевых жил локализована в северной и южной части рудного поля и примыкает к двум главным субширотным разрывным нарушениям. Максимальная плотность кварцевых жил наблюдается в узлах пересечения субширотных нарушений второго порядка с разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Участки концентрации золоторудных жил и жил с наблюдаемой макроскопически медьсодержащей минерализацией в большинстве случаев совпадают с участками максимальной плотности кварцевых жил. Небольшие расхождения наблюдаются в северной части рудного поля. Кроме того, точки с максимальными содержаниями золота (7-50 г/т) ложатся в центры участков с максимальной плотностью кварцевых жил.

Информация по кварцевым жилам была подвергнута статистическому анализу. В основной интересующий набор признаков входили: простирание, наличие медьсодержащей минерализации и наличие золотой минерализации. Наличие медьсодержащей минерализации нас интересовало по причине высокой корреляционной связи меди и золота, обнаруженной при проведении первичных исследований. Распределение кварцевых жил по простиранию неравномерное. Меньше всего кварцевых жил с простиранием 290^0 и 350^0, больше всего кварцевых жил с простиранием 20^0, 50^0 и 30^0. В 37 % кварцевых жил наблюдается медьсодержащая минерализация. Жилы с простиранием 310^0, 0^0-50^0 и 70^0 являются наиболее перспективными для обнаружения медьсодержащей минерализации. Около половины наблюдаемых жил были опробованы. В результате, 56 % опробованных жил являются

золоторудными (рис. 1). Максимальное количество золоторудных жил наблюдается в интервале 20^0 -50^0, со средним содержанием золота 1,18-5,27 г/т. Наиболее богатыми золоторудными жилами являются жилы с простиранием 310^0, 320^0, и 10^0 со средними содержаниями 17,25 г/т, 6,99 г/т и 13,29 г/т соответственно. Также было обнаружено, что пробность золота находится в зависимости от простирания жил. Наиболее высокопробное (до 1000‰) наблюдается в жилах с простиранием 0^0, 270^0 и 275^0. Более светлое золото с пробностью 880-900‰ и 930-940‰ наблюдается в жилах различного простирания. Различие в пространственной ориентировке жил, с золотом разной пробности, может свидетельствовать о наличии нескольких этапов рудоотложения.

Остальные элементы, анализируемые полуколичественным спектральным методом, находятся в примерно одинаковой зависимости от простирания жил. Выделяется 4 пика: 2 со средними содержаниями элементов –270^0 и 0^0, и 2 с максимальным разбросом содержаний – 310^0 и 50^0. Такое распределение может быть связано с генеральными направлениями внедрения жил 310^0 и 50^0.

Результаты данного исследования позволяют говорить о наличии нескольких гидротермальных этапов наложенных друг на друга, возможно, проявленных в развитии субортогонально ориентированных интервалов жил с усредненным простиранием 270^0 и 0^0, 310^0 и 50^0. Кроме того, можно выделить наиболее продуктивные на золото участки сопряжения жил с простиранием 310^0 и 20^0-50^0, характерные для узлов пересечения разрывных нарушений различного простирания.

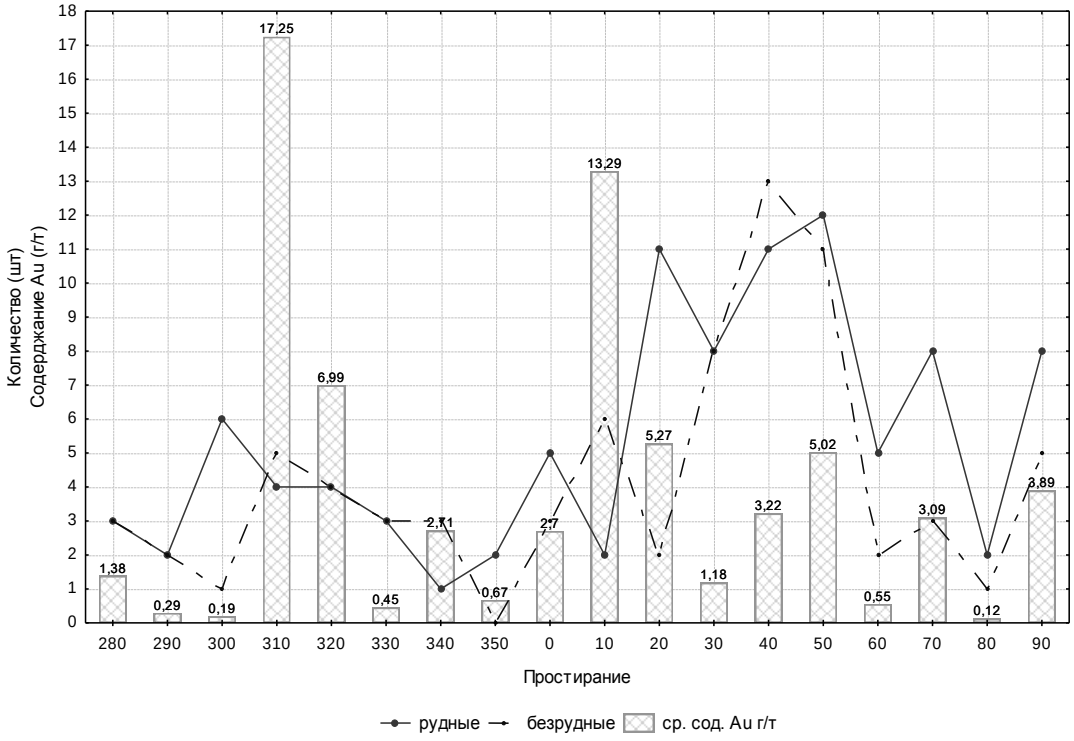


Рис. 1. Распределение золоторудных и безрудных жил на Овур-Онгешском участке по данным штуфного опробования (172 пробы).

[1] Эволюция фанерозойского магматизма и сопутствующего оруденения: геохронологические, изотопно-геохимические и металлогенические исследования структур Тувы и сопредельных регионов Монголии (Результаты фундаментальных исследований по базовому конкурсному проекту СО РАН VII.58.2.2) / Отв. Ред. Докт. Геол-мин. наук В.И. Лебедев [Электрон. ресурс: май, 2013]. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН. 2013. 68 с.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЙ РУДОГЕНЕЗ ТИХОГО ОКЕАНА

Михайлик П.Е.

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, mikhailik@fegi.ru

Первые образцы рудных Fe-Mn отложений со дна океана были получены в течение экспедиции на исследовательском судне «Челленджер» в 1872 - 1876 годах. В Тихом океане гидрогенные Fe-Mn корки были подняты на подводных горах Лайн, а гидротермально-осадочные - на Восточно-Тихоокеанском поднятии [1].

В Тихом океане широко распространены и детально изучены три основных генетических типа железомарганцевых образований (ЖМО). На стабильной поверхности литосферных плит локализованы в пределах горного рельефа гидрогенные кобальт-марганецбогатые корки (КМК), а в областях абиссальных котловин с холмистым рельефом диагенетические никель-медь-марганецбогатые железомарганцевые конкреции (ЖМК). Границы жестких плит характеризуются многочисленными проявлениями гидротермально-осадочных железомарганцевых корок. Указанные генетические типы по морфологическим признакам, минеральному и химическому составу резко отличаются между собой [2, 3].

В нашей стране с 1980-х годов ведутся планомерные научно-исследовательские разработки и геолого-разведочные работы в глубоководных районах Мирового океана. Итогом этих работ стал полученный в 1987 г. Международный сертификат МОД (Международный орган по морскому дну) ООН на Заявочный Участок ЖМК в поле Кларион-Клиппертон (Тихий океан), где в настоящее время открыто гигантское месторождение комплексных (Ni, Cu, Co) железомарганцевых руд и начата его разведка. В соответствии с морской доктриной Российской Федерации на период до 2020 года одним из важных направлений национальной морской политики является закрепление в рамках МОД ООН прав Российской Федерации на разведку и разработку железомарганцевых руд за пределами исключительно экономической зоны (ИЭЗ) России.

В настоящее время растет потребность в стратегических металлах, таких как Mn, ещё больше Co, Ni, Cu, Mo и РЗЭ как в России, так и в Мире. После распада СССР Россия лишилась крупных черноморских месторождений марганца осадочного генезиса. В связи с чем особое внимание сейчас уделяется средним и мелким месторождениям, в частности, Парнокскому гидротермально-осадочному марганцевому месторождению на Полярном Урале, открытому в 1987 г, где поисково-разведочные работы сочетаются с промышленной отработкой марганцевых руд. Производство кобальта в большей степени связано с общим состоянием рудной базы Норильского района. По некоторым оценкам истощение ресурсов Ni на 50% произойдет к 2019 г., полностью – к 2034 г. Истощение запасов меди на 50% ожидается к 2016 г. Молибден имеет слабообеспеченную ресурсную базу, рентабельные запасы заканчиваются к 2015 г [4, 5, 6]. Все полезные ископаемые океана являются комплексным минеральным сырьем. Суммарная стоимость Mn, Ni, Cu, Co и других стратегических металлов в КМК составляет 32,4 трлн. долл. (США) по Даценко и др. [7]. А по ценности ЖМК, КМК и ГПС (глубоководные полиметаллические сульфиды) в 1,3 раза превосходят стоимость всех твердых полезных ископаемых суши. И, кроме того, по содержанию главных и попутных элементов, океанические руды не уступают либо существенно превосходят наземные. Согласно ТЭС (1994 г.) рентабельность месторождения КМК – 22.1-25.1%, окупаемость 4-5 лет, а окупаемость ЖМК составит

12,8 лет, при рентабельности месторождения 6.0-7.8%. Следовательно, месторождения КМК требуют меньших затрат на начальной стадии освоения и значительно быстрее смогут себя окупить, чем месторождения ЖМК [8].

Суммарные запасы марганца в месторождениях континентов составляют порядка 6,4 10^9 тонн [9], что в 16 раз меньше, чем запасы конкреций, образованных только за последние 12 млн лет [10].

Освоение минеральных ресурсов Тихого океана приведет к укреплению ресурсной базы и стратегических резервов, обуславливающих успешное саморазвитие России. Океанские рудные объекты восполнят истощение традиционных горно-добывающих отраслей (Ni, Cu, Co, Mo, Zn), ликвидируют полный дефицит в некоторых видах минерального сырья (Mn) и обеспечат экспорт за рубеж отдельных металлов. Учитывая приближенность Дальневосточного региона России к Тихоокеанским месторождениям ЖМК и КМК, создание инфраструктуры переработки морских руд будет служить мотивацией к восстановлению утраченного на Востоке промышленного потенциала и гармоничному экономическому развитию страны [8].

[1] Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцоворудного процесса. М.: Наука. 1968. 495 с.

[2] Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса в XXI веке // Материалы международной конференции. М., Рос. Ун-т дружбы народов. 2004. 297 с.

[3] Даценко В.А., Андреев С.И., Лисовская Л.Л. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Мирового океана. СПб. Картфабрика ВСЕГЕИ. 200. 39 с.

[4] Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука. 1995. 368 с.

[5] Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2002. 168 с.

[6] Михайлик П.Е. Состав строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток. 2009. 22 с.

[7] Смирнов Л.А. Тигунов Л.П. Марганец России: проблемы и пути их решения // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2000. № 1-2. С. 18-28.

[8] Минеральные ресурсы Мирового океана: концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.) / СПб., ВНИИОкеангеология. 2007. 97 с.

[9] De Young J.H., Sutphun D.M., Cannon W.F. International strategic minerals Inventory summary report - manganese. U.S. Geol. Circ. 1984. 930-A. 22 p.

[10] Glasby G.P. Accumulation rates or hydrothermal metalliferrous sediments in the Lau Basin, SW Pacific. Geo-Marine Letters. 1986. V. 6. P. 51-56.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ РУДНОЙ ЗОНЫ ЧАЙНАЯ (МНОГОВЕРШИННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА)

Сластников В.В.[1], Пискунов В.В.[2]

[1] Хабаровск, ООО «Нижнеамурская горная компания»,
v_slastnikov@mail.ru
[2] Москва, ООО «РДМ»

Рудная зона Чайная расположена на западном фланге Многовершинного месторождения золота (Нижнее Приамурье). Пространственно она является продолжением крупной рудной зоны Медвежья и находится на пересечении Салалинского и Левоулского разломов. Потенциально рудовмещающие тела представлены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и штокверками. Вмещают их псефитовые туфы и лавовые брекчии андезитового состава палеоценового возраста [5].

В сезон 2013 года в центральной части рудной зоны Чайная (в пределах лицензионной площади ХАБ 02528 БР) коллективом ООО «Нижнеамурская Горная Компания» по договору с ЗАО «Многовершинное» был проведен комплекс разведочных работ, включающих проходку траншеи и разведочное керновое бурение. Ведущим геологом В. В. Сластниковым была поставлена задача статистической обработки массива замеров элементов залегания по траншее и возможного использования результатов для взаимоувязки вскрытых бурением «слепых» жил и штокверков. Работа велась в свободное время на собственные средства.

Размеры места проведения замеров составляют 120х15 м, оно геологически однородно. Это позволяет рассматривать его как единый домен [7]. Выделение систем сопряженных трещин и построение ориентировки осей эллипсоидов деформаций проведено по методу М. В. Гзовского с статистической обработкой в пакете Rock Works [1; 2; 3; 7].

Системы трещин образуют две отдельные группы: сухие трещины скола и трещины отрыва. Последние отчасти совпадают с близко направленными сухими трещинами. Наибольшее открытие (и, соответственно, мощности жил) имеет система трещин отрыва с азимутом падения 25º, углом падения 70º. К ней относятся как кварцевые жилы, так и штокверки. Такие же оценки азимутов и углов падения жил и штокверков были даны по итогам разведочных работ 1979 — 1986 г. г., проведенных коллективом Медвежьей ГРП.

Всего было выделено 13 систем сопряженных трещин. Открытые трещины, вмещающие кварцевые жилы, выделены в трех системах сопряженных трещин и соотносятся с сухими трещинами как сопряженные трещины отрыва и скалывания, при этом в двух из систем они занимают позицию как трещин отрыва, так и одной — скалывания, что прямо свидетельствует о наличии минимум двух стадий образования жил.

Анализ ориентировки главных осей выделенных систем сопряженных трещин показал, что проекция главной оси растяжения на горизонтальную плоскость для 8 систем трещин, включая все жилы, имеет субмеридиональное направление. Субширотное (3 системы трещин) и северо-восточное (2 системы) направления имеют только системы сухих трещин. Наклон средней оси варьирует в пределах первых десятков градусов. Малая площадь участка работ позволяет связывать образование трещин отрыва и скалывания только с локальными процессами: движениями по крупным разломам, Салалинскому и Левоульскому, пересекающимся в непосредственной близости от рудной зоны Чайная.

На основании полученных данных для ряда профилей (шаг 20 м) были построены модели жильных тел и штокверков. Зона экстраполяции структур, вскрытых траншеей на глубину, была выбрана по аналогии с поведением структур на поверхности и соотношением высоты к длине сместителя как 1:3 [6]. Латерально площадь экстраполяции ограничена площадью траншеи с точностью 3-5 м, на глубину до 20 - 30 метров от дневной поверхности т. к. протяженность групп зон прожилкования варьирует от 60 до 90 м.

Сравнение моделей штокверков, полученных для пологих (первоначальная модель) и крутых (по экстраполяции результатов структурного анализа) углов падения показало незначительные вариации площади сечения моделируемых штокверков плоскостью разреза. Наиболее важным является повышение достоверности модели — число пересечений скважинами отдельного штокверка возрастает с 1-2 до 2-3. Полные результаты исследования опубликованы в [8].

[1] Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях. В кн. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 9 - 27.

[2] Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: «Наука». 1975. 536 с.

[3] Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие. Отв. Ред. Короновский Н. В. М.:КДУ, 2005. 496 с.

[4] Кирмасов А. Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир. 2011. 368 с.

[5] Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. Серия: модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ. 2000. 239 с.

[6] Мишин Н. И., Степина Н. А., Панфилов А. Л. Структурная организация рудных полей. СПб.: Полиграфическая фирма "Автор, Акционер и Ко.". 2007. 232 с.

[7] Родыгин А. И. Методы стрейн-анализа: Учеб. пособие. 2-е изд., испр. и доп. Томск: Изд-во Том. ун-та. 2006. 168 с.

[8] Сластников В. В., Пискунов В. В. Структурные особенности и моделирование зон прожилкования рудной зоны Чайная, Многовершинное золоторудное месторождение (Нижнее Приамурье). Естественные и математические науки в современном мире // Сб. ст. по материалам XIX междунар. науч. практ. конф. №6 (18). Новосибирск: Изд. «СибАК». 2014. С. 116 - 126.

МИНЕРАЛОГИЯ

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АТОМНОГО СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В.

[1] Новосибирск, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, borisov@niic.nsc.ru

"Кристалл - это то идеальное состояние вещества, тот глубокий внутренний порядок, к которому стремится природа и в котором она находит свои вечные, неизменные формы."

А.Е. Ферсман

В связи с отмечаемым в 2014 году Международным годом кристаллографии имеет резон оценить роль этой науки. По существующим представлениям наша Вселенная уже прошла стадии плазмы, газообразной среды и в окружающем нас пространстве материя, рассеивая энергию, стремится к стабильному кристаллическому состоянию. Универсальный процесс кристаллизации - кристаллизуются не только атомы, но и более крупные материальные объекты, например, вирусы - связан с парадоксом: казалось, на упорядочение частиц должна потребляться энергия, а она, наоборот, выделяется (теплота кристаллизации).

Подавляющее большинство минералов - естественных форм существования материи на Земле и в ближайшем Космосе - имеет кристаллическое строение и с давних пор они изучаются кристаллографией. Сейчас в научной литературе преобладает кристаллохимический подход, когда в фокусе интереса ближайшее взаимное окружение атомов (валентные углы, длины связей, координационные числа и т.д.). При этом, как правило, не анализируются причины и закономерности образования дальнего порядка - трансляционной решетки, особенности ее симметрии, а структура воспринимается как нечто независимо заданное.

Для изучения проблем собственно кристаллообразования разработан метод кристаллографического анализа, в задачи которого входит объяснение механизма упорядочения позиций атомов в конкретных структурах, выявление деталей и закономерностей в этих процессах. Кристалл рассматривается как система материальных частиц (атомов, центров массы "жестких" атомных группировок), связанных силами притяжения, имеющими квазиупругий характер. При кристаллизации частицы упорядочиваются системами параллельных равноудаленных плоскостей - узловыми плоскостями плоских стоячих упругих волн, возникающих в процессе потери частицами кинетической энергии (охлаждении системы). При упорядочении центры частиц приближаются к соответствующим плоскостям, т.е. теряют индивидуальные степени свободы, высвобождая присущую им энергию. В этом разгадка парадокса кристаллизации.

Из данной механико-волновой концепции кристаллического состояния [1,2] очевидны 2 следствия: 1) упорядочение массивных частиц имеет преимущество в образовании структуры; 2) системы упорядочивающих плоскостей с высокой плотностью заполнения атомами также в приоритетном порядке участвуют в формировании структуры. При радиусах атомов порядка ~ 1-2 Å и минимальных межатомных контактах 2-4 Å определять структуру - ее "скелет" - будут системы

упорядочивающих плоскостей (это так называемые кристаллографические плоскости (*hkl*)) с межплоскостными расстояниями в интервале 1,5 Å ≤ d_{hkl} ≤ 4 Å.

В упрощенной процедуре кристаллографического анализа нахождение "скелетных" плоскостей структуры делается в соответствии с экспериментальными или расчетными интенсивностями рентгеновских отражений, которые также максимальны как и плотность, когда все атомы расположены на соответствующих кристаллографических плоскостях. Наличие упорядочения какой-то группы атомов в трех некопланарных кристаллографических плоскостях свидетельствует о существовании в структуре псевдотрансляционной подрешетки с параметрами ≈ 2,5 - 5,0 Å, что и было обнаружено в большинстве исследованных структур: атомы катионов или анионов оказываются вблизи точек пересечений трех "скелетных" систем плоскостей.

В качестве примера рассмотрим сравнительно простую структуру минерала кудрявита [3]. Структура моноклинная, симметрия *C*2/*m*, *a*=13,095 Å, *b*=4,003 Å, *c*=14,711 Å, β=115,59°, структурная формула $(Bi)_4(Bi,Pb)_4(Bi,In)_2(Cd)_24(S,Se)_4$, т.е. в элементарной ячейке 12 катионов и 16 анионов. При короткой трансляции (*b*=4,003 Å) и перпендикулярных к ней зеркальных плоскостях симметрии атомы жестко фиксированы в плоскостях (020), совпадающих с зеркальными плоскостями, так что эти плоскости войдут в число скелетных. О других скелетных плоскостях для катионной и анионной подрешеток можно судить по результатам расчета нормированных на 1 относительных атомных плотностей ρ (см. табл.).

Таблица. Кудрявит. Относительные – нормированные на 1 – плотности заполнения атомами (ρ) для наиболее плотно упакованных (ρ > 0,50) кристаллографических плоскостей (*hkl*) и их межплоскостные расстояния d_{hkl}. Здесь звездочкой помечены системы плоскостей, образующих наиболее регулярную атомную псевдотрансляционную подрешетку.

hkl	d_{hkl}	ρ_k	*hkl*	d_{hkl}	ρ_a
202*	3,69	0,88	$\bar{4}02$	3,27	0,73
$\bar{2}04$*	3,64	0,85	$\bar{1}13$	3,10	0,66
$\bar{4}02$	3,27	0,80	203*	2,98	0,83
$\bar{3}11$	2,94	0,67	$\bar{2}05$*	2,94	0,94
006	2,21	0,67	$\bar{5}15$	2,02	0,61
$\bar{5}15$	2,02	0,68	020*	2,01	1,00
020*	2,00	1,00	600	1,97	0,71

На рисунках 1(а,б) показана проекция вдоль оси *b* позиций катионов и анионов и сечение этой проекции скелетными плоскостями (202) и ($\bar{2}$04) для катионов и (203) и ($\bar{2}$05) для анионов. Рисунки показывают, что структура кудрявита представляет собой сопряжение псевдотрансляционной катионной подрешетки: a_k=3,92 Å, b_k=3,98 Å, c_k =2,01 Å, γ_k=111,92° и анионной: a_a=3,65 Å, b_a=3,69 Å, c_a =2,01 Å γ_a=126,26°. Весьма показательно, что эти формально независимые процессы упорядочения двух групп атомов не только приводят к общей трансляционной ячейке, т.е. обеспечивают в сумме дальний порядок, но и удовлетворяют локальным условиям, например, осуществляют необходимое координационное окружение катионов анионами. Таким образом, реализуется правило: *каждая кристаллическая структура есть компромисс сил химических связей, организующих ближний порядок в распределении атомов в пространстве, и сил, "кристаллографических", создающих порядок дальний.* Метод кристаллографического анализа вскрывает механизм этого компромисса.

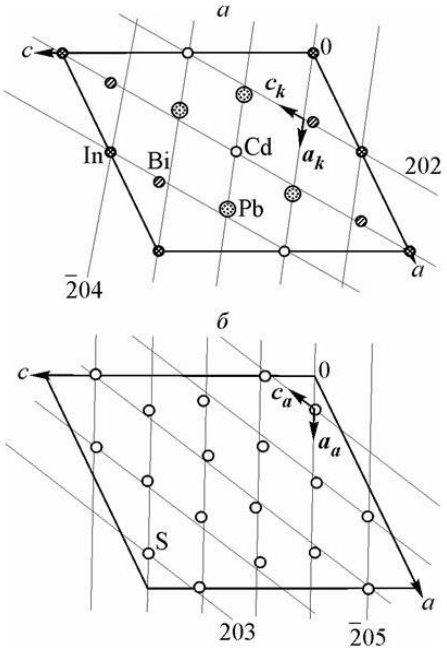


Рис.1 Кудрявит: а) катионная подрешетка на *xz*-проекции, образована пересечением семейств плоскостей ($\bar{2}$04), (202), (020); катионные позиции (Bi,Pb) обозначены Pb, (Bi,In) – In; б) анионная подрешетка на *xz*-проекции, образована пересечением семейств плоскостей ($\bar{2}$05), (203), (020); показаны реальные позиции анионов и трансляции подрешеток a_k, c_k и a_a, c_a.

Исследования этим методом кристаллических структур сульфидов подтвердило известную в минералогии тенденцию родства их строения с кубическими структурными типами сфалерита (ZnS) или галенита (PbS). У них и катионы и анионы образуют плотнейшие (по геометрии) кубические упаковки с гранецентрированной *F*-ячейкой, причем у сфалерита анионная *F*-решетка смещена по отношению к катионной на 1/4 диагонали, так что катионы оказываются в анионных тетраэдрах, а анионы в тетраэдрах катионных. В галените это смещение на 1/2 диагонали и катионы уже в центрах анионных октаэдров и, соответственно, анионы в октаэдрах катионных.

Так, кристаллографический анализ тригональной структуры минерала акташита $Cu_6Hg_3As_4S_{12}$ (*R*3, *Z*=3, *a*=13,73 Å, *c*=9,33 Å [3] показал, что его скелетные плоскости (312), ($\bar{4}$32), (1$\bar{4}$2) соответствуют плоскостям (200), (020) и (002) *F*-кубической подрешетки как для катионов, так и для анионов. Параметр подъячейки a_F=5,38 Å, причем в элементарной ячейке акташита содержится 9,75 сфалеритовых подъячеек. В катионной сфалеритовой подрешетке заполнены все позиции (39 на ячейку), в анионной - 3 позиции вакантны (36 на ячейку). Следовательно, геометрически структура акташита повторяет структуру сфалерита, но 1/13 часть катионных тетраэдров в ней без анионов, что и привело к снижению симметрии структуры. Размещение трех сортов катионов в одной из координатных плоскостей "сфалеритовой" *F*-решетки -(312) - можно видеть на рис.2. Обозначены ориентации и других координатных плоскостей кубической подрешетки.

В связи с популярными в настоящее время трактовками структур сульфидов как комбинаций из разноориентированных блоков стандартного строения (работы группы Э. Маковицкого [4]) весьма актуальна и проблема конкретных условий такой компоновки. Во всех, изученных с этой позиции структурах сульфидов

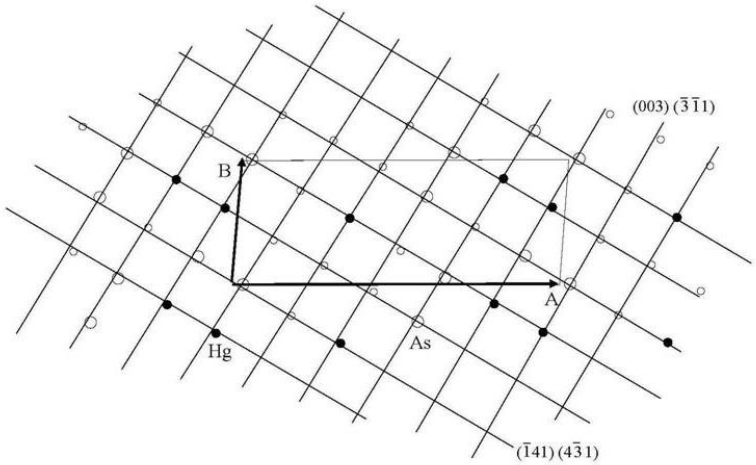


Рис.2. Акташит $Cu_6Hg_3As_4S_{12}$. Квадратная сетка катионов в плоскости (312), образованная следами пересечений ее другими плотноупакованными плоскостями; трансляции плоской ячейки: A=-2/3a - 4/3b + 5/3c = 22.259 Å, B = -1/3a - 1/3b- 1/3c= 8.529 Å, угол равен 85.65°, Cu - малый кружок.

кристаллографический анализ установил особенности сочетаний структурных фрагментов. В качестве примера рассмотрим структуру минерала лиллианита $Pb_3Bi_2S_6$ (*Bbmm, Z*=4, *a*=13,540 Å, *b*=20,637 Å, *c*=4,1103 Å), которую в кристаллохимическом описании [4,5] трактуют как микродвойникованные по плоскости (311) слои со структурой типа PbS. Анализ скелетных плоскостей катионного остова структуры показал, что позиции катионов упорядочены подрешеткой, образуемой кристаллографическими плоскостями (400), ($\bar{2}$50) (250) и (002), рис.3а. Катионы Pb и Bi занимают в этой подрешетке половину узлов. Перпендикулярные к длинной оси *b* зеркальные плоскости симметрии организуют такое распределение катионов по узлам

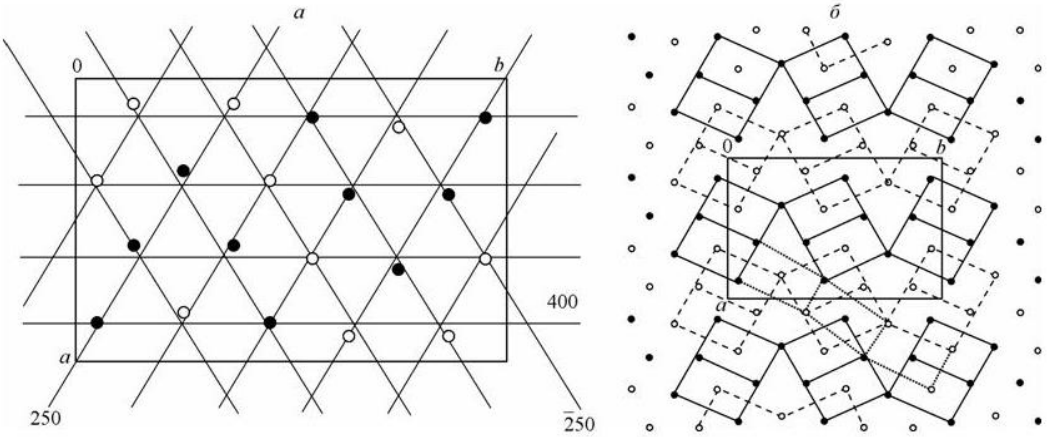


Рис. 3. Лиллианит, а) *xy*-проекция позиций катионов и узлов подрешетки, образованной пресечением семейств кристаллографических плоскостей (250) и ($\bar{2}$50) и их производной (400) с плоскостями (002). Здесь и на рис. 3б пустые и черные кружки соответствуют двум уровням по *z*-координате; б) представление катионной матрицы лиллианита в виде сдвойникованных зеркальной плоскостью, перпендикулярной *b*-оси (*y*=1/4, ¾),слоев структуры типа PbS. Сплошными и штриховыми линиями обозначены прямоугольные фрагменты PbS-структуры - две соседние по оси *z* катионные плоскости; пунктиром – возможный вариант реализации единой PbS-структуры при перестановке катионов по *z*-координате (с потерей зеркального микродвойникования).

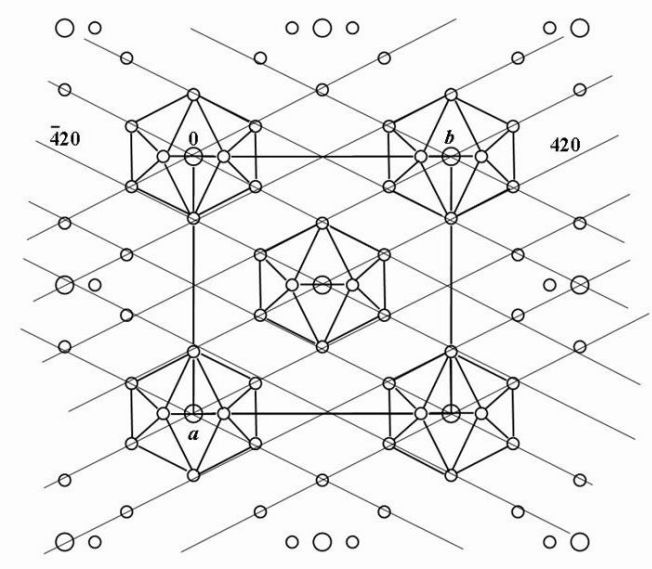


Рис. 4. Проекция катионов кластеров ($BaNb_{12}$) (Ba-большой кружок) структуры менецезита на плоскость *xy*; показаны следы пересечений плоскости проекций системами плотноупакованных этими катионами плоскостей (420) и ($\bar{4}20$); жирными линиями выделены Nb_{12} -кластеры, разделенные друг от друга расстояниями d_{420}.

этой единой для структуры подрешетки, которое соответствует сдвойникованным слоям PbS-типа (рис.3б). Таким образом, в этом случае, а также в структуре минерала хейровскиита $Pb_6Bi_2S_9$ и в ряде других скомбинированных из блоков структур сульфидов кристаллографический анализ определил конкретную картину реализации кристаллохимических и кристаллографических требований при кристаллизации.

Отметим еще один, подтверждающий нашу концепцию кристаллизации, важный феномен, названный *когерентной сборкой* (coherence assembly). Показано, что в структурах с изолированными симметричными атомными группировками компоновка этих группировок в структуру определяется внутренней структурой и симметрией данных группировок. В кубической структуре минерала менецезита (menezesite) $Ba_2MgZr_4[BaNb_{12}O_{42}]\cdot 12H_2O$ ($Im\bar{3}$, Z=2, a=13,017 Å [6]) катионный остов тяжелых атомов, расположенных по геометрии искаженного кубооктаэдра (12 Nb вокруг центрального Ba) межатомными расстояниями своих катионных плоскостей задает геометрию упаковки этих кластерных блоков в образующейся структуре (рис. 4).

Суммируя уже полученные кристаллографическим методом результаты, укажем, что он установил геометрическое подобие и близкие масштабы катионных подъячеек в сульфидах разного состава и симметрии [7] . Этим кардинальным сходством скелетов структур объясняются факты тесных ассоциаций их в природе с взаимными прорастаниями и эпитаксиальными контактами. Скелетные плоскости с высокой плотностью заполнения атомами содержат в себе и наиболее сильные химические связи, а значит, при фазовых превращениях они часто будут сохранять свою геометрию, как это показано для структурных переходов в $Pb_{0,5}Th_{0,5}VO_4$ при нагревании (шеелит $\rightarrow$ циркон $\rightarrow$ хуттонит) [3].

Следует отметить и то обстоятельство, что в открываемых в последнее время минералах катионные позиции часто заполнены набором из 2-3 элементов. Эти структуры по сути представляют собой промежуточные состояния между крайними

составами. По формальным признакам (параметрам элементарных ячеек, симметрии) они могут сильно различаться, но фактически, с учетом единой геометрии подрешеток - это разные временны*е* состояния взаимной диффузии элементов в кристаллических массивах. Таким образом, кристаллографический анализ представляет информацию по временно*й* динамике, образно говоря, по процессам жизни минералогических сообществ - динамической минералогии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00030.

[1] Борисов С.В. О кристаллическом состоянии. // Журн. структ. химии. 1992. Т.33, №6. С.123-129.

[2] Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. Кристаллографический анализ атомных структур – развитие «решеточной» кристаллографии Н.В. Белова. // Кристаллография, 2011, том 56, № 6, с. 1001–1006.

[3] Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. Алгоритмы и практика кристаллографического анализа атомных структур. Новосибирск. Изд-во СО РАН. 2011. 113с.

[4] Ferraris G., Makovicky E., Merlino St. Crystallography of Modular Materials. Oxford University Press. 2004. 400 p.

[5] Olsen L.A., Balić-Zunić T., Makovicky E. High-Pressure Anisotropic Distortion of $Pb_3Bi_2S_6$: a Pressure-Induced, Reversible Phase Transition with Migration of Chemical Bonds//Inorg. Chem.-2008.-47.-P.6756-6762.

[6] Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Феномен когерентной сборки в типовых структурах гетерополиниобатов Журн. структ. химии. 2014. Т.55, №3. С.500-504.

[7] Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Кристаллография минералов и законы атомного упорядочения. ЗРМО. ч. CXLII, №4. с.118-126.

РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О СИСТЕМАТИКЕ МИНЕРАЛОВ В 20 ВЕКЕ.

Ненашева С.Н.

Москва, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН
nenashevasn@mail.ru

Несмотря на существующее у многих, особенно молодых, исследователей мнение, что систематикой (любой) заниматься практически бессмысленно и что куда важнее получать вполне определенные фактические данные, систематике минералов посвящены сотни работ, в том числе таких крупных ученых как М.В.Ломоносова, Й.Я.Берцелиуса, В.М.Севергина, Дж.Д.Дэна, В.И.Вернадского; ей посвятили ряд своих иссследований Х.Штрунц, А.С.Поваренных, И.Костов и многие другие.

Это объясняется, по крайней мере, следующими причинами:

а) необходимостью систематизировать разнообразные и многочисленные сведения по отдельным минералам, без чего невозможно стройное и научное их изложение;

б) большим числом свойств минералов, используемых при их описании, знание которых необходимо не только для диагностики минералов, но также для выяснения их поисковых признаков, условий образования их парагенетических ассоциаций, возможности использования минералов человеком;

в) принадлежностью минералов к самым различным типам химических соединений, разнообразием и сложностью их состава;

г) тем, что среди минералов оказываются вещества, образовавшиеся в весьма разнообразных вплоть до взаимоисключающих физико-химических условиях.

Владимир Иванович Вернадский (1863-1945 гг.) – академик Императорской академии наук, заведующий минералогическим отделением геологического музея Академии наук высоко ценил работы по систематике минералов, считал, что «установление естественной, правильной классификации связано с глубочайшим охватом химических и минералогических явлений». В 1923 году В.И. Вернадский сформулировал основные требования к систематике минералов [1].

1. В основу систематики должны быть положены химические свойства веществ, элементов их образующих, сходство и различие в свойствах этих элементов и др. химические признаки.

2. Систематика должна учитывать генетические и парагенетические их особенности, что должно выражаться в объединении в отдельные, желательно максимально более крупные по числу минеральных видов, таксоны минералов, близких по генезису (парагенезису), отвечать пониманию физико-химических связей между таксонами, закономерностей перехода от одних из них к другим.

3. Структурные (геометрические), часто называемые кристаллохимическими, особенности минералов являются их вторичными (следующего уровня после химических) признаками, поскольку они определяются химическим составом минералов, физико-химическими параметрами их образования. Их, безусловно, необходимо учитывать в систематике, но лишь на более низком уровне её таксонов.

В 20 веке было создано несколько классификаций минералов: химическая систематика минералов Джеймса Дуайта Дэна; систематика Анатолия Георгиевича Бетехтина; классификация Ивана Н. Костова; систематика Георгия Павловича Барсанова, более распространенные из которых основывались тех или иных пунктах требований к систематике, разработанных В.И. Вернадским. Эти классификации минералов создавались на основе химических, или структурных признаков, что не удовлетворяло минералогов, поскольку не учитывался генезис минералов. Кроме того,

большинство их них констатируют выделение разных таксонов, показывают их соподчинённость, но не дают принципов их выделения, не объясняют последовательность их выделения, что очень затрудняет, а порой делает невозможным использовать эти классификации для пополнения их вновь открываемыми минеральными видами. Поэтому в последнее время появились несколько трудов по минералогии, в которых минералы описываются в алфавитном порядке. Это плохо, так как кроме характеристики минерала, читатель не может ничего сказать о нём, а именно, в каких условиях он образуется, в какой ассоциации, а, следовательно, нет возможности предсказать, где искать его, как использовать. А, как известно, всякая гипотеза становится теорией, если она позволяет что-то предсказывать, что со временем подтверждается. Минералогия оставалась наукой описательной.

Следующий создатель систематики минералов – А.А. Годовиков стремился приблизить минералогию к тому рубежу, когда она стала бы точной наукой, а не описательной. В основе «Структурно-химической систематики минералов» [2] А.А. Годовиков использовал положения, сформулированные В.И. Вернадским в качестве основных требований, дополнив их необходимостью учитывать количественную (силовую) характеристику химической связи (СХ), являющуюся мерой донорно-акцепторных (кислотно-щелочных) свойств атомов и ионов. Высшие таксоны – типы А.А. Годовиков выделяет по преимущественному типу химической связи. Он считал, что основой для выделения таксонов более низкого порядка вплоть до классов должна быть классификация элементов и катионов. Из существующих таких классификаций, по мнению А.А. Годовикова, наиболее детальная разработана В.И. Вернадским – широко известные изоморфные ряды, которые, показав, зависимость элементов рядов от условий образования, показали также, что сходство между отдельными элементами в рядах проявляется в зависимости и от других элементов – соседей в ряду. Следствием этого явилось попадание отдельных элементов в несколько рядов, что, к сожалению, затрудняет использование и зооморфных рядов для разработки на их основе систематики минералов.

Эту трудность удалось преодолеть, обнаружив, что различия в кислотно-щелочных свойствах катионов с разными КЧ удобно выражать приведенными величинами СХ, т.е. их отношением к КЧ – СХ/КЧ. Зависимость этой величины от типа катиона (s-, f-, d-, p-), его порядкового номера показала, что одни и те же катионы могут играть катионную роль в минералах разных типов. Например, в литофильных и халькофильных, выступать в одних минералах как катионы, проявляя свои основные свойства, а в других – как анионообразователи, проявляя свои кислотные свойства. Фактически была создана систематика катионов в табличном виде, на основе которой А.А. Годовиков разработал более детальную группировку элементов (катионов) в зависимости от химических и кристаллохимических свойств [3].

Сопоставление полученных рядов катионов (элементов) с изоморфными рядами В.И. Вернадского показывает, что во многом они близки, хотя и более полно учитывают минералого-кристаллохимическое сходство между катионами (элементами).

Эти ряды катионов (элементов) положены в основу дальнейшей систематики минералов, в пределах классов, выделяемых по характеру анионов.

Итак, таксоны в **структурно-химической систематике минералов А.А. Годовикова выделяются по следующим критериям.**

Типы выделяются по преимущественному типу химической связи, **квазитипы** по типу химической связи. **Подтипы** выделяются по 2 критериям: 1) типу химической связи, типу катиона; 2) принадлежности минерала к изодесмическим и анизодесмическим соединениям. **Квазиподтипы** – по 2 критериям: 1) типу аниона, 2) типу катиона. **Надклассы** – по катиону, **классы –** по 2 критериям: 1) типу аниона

(простой, комплексный) или соединения (простое, сложное); 2) аниону. **Квазиклассы** выделяются по координационному числу анионообразователя, **подклассы** – по величине СХ, **семейства** – по близкому или идентичному (у полиморфов) составу, единому генезису и парагенезису, **подсемейства** – по близкому составу, однотипной структуре. В **серию** (**род**) объединяются непрерывные твёрдые растворы между двумя или большим числом крайних членов, в **группу** – минералы с однотипным составом и структурой. **Минеральный вид -** индивидуальное химическое соединение; конечный член твердых растворов; промежуточный член непрерывных рядов твердых растворов (родов) с условно принятыми границами по составу.

Таким образом, А.А. Годовиков считал, что «сформулированные В.И. Вернадским основы систематики минералов, их дальнейшее развитие позволили разработать естественную систематику минералов, которой так не хватало во времена В.И. Вернадского и для создания которой он заложил прочный фундамент»[3].

[1] Вернадский В.И. 1923. История минералов земной коры. Петроград., НХТИ, вып. 1, 208 с.

[2] Годовиков А.А. 1997. Структурно-химическая систематика минералов. М. РАН. Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана. 247 с.

[3] Годовиков А.А. 2001. Классификация минералов от В.И.Вернадского до наших дней. Бюллетень комиссии по разработке наследия академика В.И.Вернадского. М.: Наука. С. 48-64.

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ОЦЕНКА ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АПАТИТОНОСНОСТНЫХ ПОРОД ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Андрющенко В.В., Котова Е.Л.

Санкт-Петербург, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», jlerikj@mail.ru

Апатитоносные диориты в Юго-Западном Забайкалье известны с 1962 года, с открытия Ошурковского месторождения. На основе месторождения в 80-е годы был основан горно-обогатительный комбинат с годовой мощностью около 1,6 млн тонн апатитового концентрата [3]. В результате неправильного подхода к переработке отходов обогатительного комбината, возникла острая экологическая проблема по причине обрушения хвостохранилища флотационных вод и загрязнения вод реки Селенги и через нее Байкала. Решением администрации Бурятского района деятельность обогатительного комбината была заморожена до разработки экологически безопасного и, по возможности, безводного метода обогащения апатитового сырья.

Основной проблемой при использовании новых методов обогащения является сохранение и увеличение объемов и качества получаемого апатитового концентрата относительно классических флотационных методов извлечения полезного компонента. Это обстоятельство вызвало необходимость детального изучения минералого-петрографического изучения апатитоносных диоритов в рамках выполнения проекта ОАО «Механобр» (г.Санкт-Петербург) по «Разработке новых высокоэффективных технологий обогащения тонковкрапленных полезных ископаемых и техногенного сырья без применения воды» с целью проведения технологической оценки руд и обоснования возможности получения апатитовых концентратов, соответствующего установленным требованиям в зависимости от направления использования.

Объектом исследования стали штуфные пробы апатитовой руды, отобранной на Ошурковском месторождении с содержанием P_2O_3 от 15% (по технологической классификации относящиеся к богатым апатитовых рудам).

Основной целью исследования явилось изучение текстурно-структурных особенностей строения апатитсодержащих диоритов и получение количественных минералого-петрографических характеристик для дальнейшего прогнозирования технологических свойств апатитовой руды.

Для решения цели исследования поставлены следующие задачи:

1. изучить особенности анатомии минеральных индивидов, слагающих породы, их распределение в минеральном агрегате;
2. изучить форму сечений зерен и характер границ срастания минеральных индивидов;

Основное внимание уделено границам срастания минеральных индивидов. Известно, что границы срастания индивидов или внутренние границы минерального агрегата содержат разные количества поверхностной энергии, составляющей часть внутренней энергии системы «минеральный агрегат» [1]. Энергетическая «нагрузка» границ срастания минеральных зерен определяет прочность горной породы и поведение ансамбля зерен при внешних воздействиях силовых и энергетических полей, что является определяющим при выборе того или иного подхода к дезинтеграции минерального сырья.

Для изучения минералого-петрографических особенностей апатитовой руды изготовлены стандартные петрографические шлифы, которые изучались с помощью

поляризационного микроскопа Leica DM 2700 в Горном Университете г. Санкт-Петербург на кафедре Минералогии, кристаллографии и петрографии.

В ходе микроскопических исследований апатитоносных пород Ошурковского месторождения проведена диагностика особенностей минерального состава, выполнен количественный анализ содержания апатита в рудах и проведена дискриминация минеральных сростков апатита с другими минералами по минеральному составу, характеру границ и типам срастания. На основе наблюдений выделены следующие закономерности, требующие дополнительной проверки и обоснования:

1. существует корреляция между количественным содержанием хлорита и апатита; этот факт может быть свидетельством того, что апатит является вторичным минералом автометасоматических процессов преобразования ранее образованных габброидных пород;
2. наблюдается корреляция между модальной долей апатита и размерами зерен исследуемых пород.

Для получения количественных текстурно-структурных характеристик минеральных агрегатов, а так же для более полной минералого-петрографической характеристики апатитсодержащих пород осуществлен полный стереометрический анализ с помощью Минералогического Анализатора структуры МИУ-5М в отделе минералогических методов исследования ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Из возможных 24 параметров строения минеральных агрегатов, измеряемых на МИУ-5М, использованы следующие: модальный или количественный минеральный состав, гранулометрический состав, коэффициент агрегативности, внутренняя удельная поверхность, оценка изрезанности (шероховатости) границ индивидов и границ срастания. Последняя характеристика, в отличие от остальных, не интегральная, а индивидуальная. Эта топологическая оценка получена путем расчета фрактальной размерности (методом Фаена), методом гармонического разложения при анализе контура сечения зерен в шлифе и интегральной оценки удельной поверхности зерен [2].

Полученные параметры строения минерального агрегата отражают все стадии трансформации структуры и текстуры, что позволило осуществить реставрацию геологической эволюции – онтогенический анализ – исследуемых горных пород.

На основе полученных данных проведена технологическая оценка апатитоносных пород и предложены оптимальные параметры для получения апатитового сырья требуемого качества.

[1] Бродская Р.Л. Геометрическая и энергетическая характеристика минеральных индивидов в агрегате (стереологическое исследование) // Технологическая минералогия главных индустриальных типов месторождений. Л.: Наука ЛО. 1987. С. 23-28.

[2] Бродская Р.Л., Бильская И.В., Котова Е.Л. Границы минеральных зерен в породе – «свидетели геологических событий и энергетических трансформаций в агрегате» // Материалы XI Съезда РМО. Современная минералогия: от теории к практике. 2009. С. 309-311.

[3] Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука. 1980. 100 с.

МИНЕРАЛОГИЯ ХЕМОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА СУЛЬФАТНОЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

[1]Даниленко И.В., [2]Бердюгина К.Р., [1]Солотчин П.А., [1]Солотчина Э.П.

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ira27021980@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Озеро Сульфатное является одним из многочисленных малых солёных озёр Забайкалья. Озеро бессточное, водно-солевое питание получает преимущественно за счет атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Климат территории аридный, площадь водной поверхности оз. Сульфатное ~12 км^2, средняя глубина ~1,7 м. Вода сульфатно-натриевая, минерализация – 5,2-7,7 г/л, pH – 8,9-9,2, карбонатная щелочность CO_3^{2-}+HCO_3^- – 990 мг/л. Минеральный состав донных отложений (длина керна 57 см) изучался методами XRD анализа (дифрактометр ARLX'TRA, излучение CuK_α) и ИК-спектроскопии (Фурье спектрометр VERTEX 70FTI). Установлено, что в озёрных осадках доминируют терригенные минералы: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, присутствуют слюда и каолинит. Содержание карбонатов не превышает 25% от минерального состава.

Карбонатные минералы в донных отложениях оз. Сульфатное относятся к кальцит-доломитовому ряду. Среди карбонатов этого ряда наименее изучены магнезиальные кальциты, которые было принято считать твердыми растворами $MgCO_3$ в $CaCO_3$ [1]. Структурные исследования Mg-кальцитов затруднены из-за отсутствия монокристаллов необходимого качества и размера. По химическому составу, положению основных аналитических пиков на порошковых рентгенограммах и ряда полос поглощения в ИК-спектрах Mg-кальциты располагаются между кальцитом $CaCO_3$ и доломитом ($CaMg[CO_3]_2$). Из значительного различия ионных радиусов Mg^{2+} и Ca^{2+} следует, что твердые растворы системы $CaCO_3$-$MgCO_3$ должны существовать лишь в ограниченном интервале содержания в них магния. Это означает, что Mg-кальциты, содержащие в структуре более чем несколько мол.% $MgCO_3$, должны быть метастабильны. Тем не менее, они широко распространены в природе и содержание $MgCO_3$ в Mg-кальцитах может достигать 43 мол.%, вплоть до состава Ca-избыточного доломита. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы, структура которых меняется в ряду кальцит–доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, определяя их устойчивость. Эти структуры представляют собой последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, образуя домены нанометрической размерности [2].

Диагностика карбонатов оз. Сульфатное проводилась по отражениям *hkl*=104 в области углов 29,0-31,5° 2ΘCuK_α (рис. 1). Значения d_{104}, располагающиеся в интервале от 3,036Å (кальцит) до 2,887Å (стехиометрический доломит), служат мерой их магнезиальности [2]. На дифрактограммах 104-пики карбонатных минералов формируются в виде двух широких максимумов переменной интенсивности с условной границей между ними в области углов 2ΘCuK_α=30°: 1) низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов и 2) высокомагнезиальных кальцитов и Ca-избыточных доломитов. Разложение расширенных дифракционных максимумов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII (рис. 1), позволило установить положение и интегральную интенсивность каждого пика и получить количественные соотношения карбонатных фаз и определить содержание $MgCO_3$ в них.

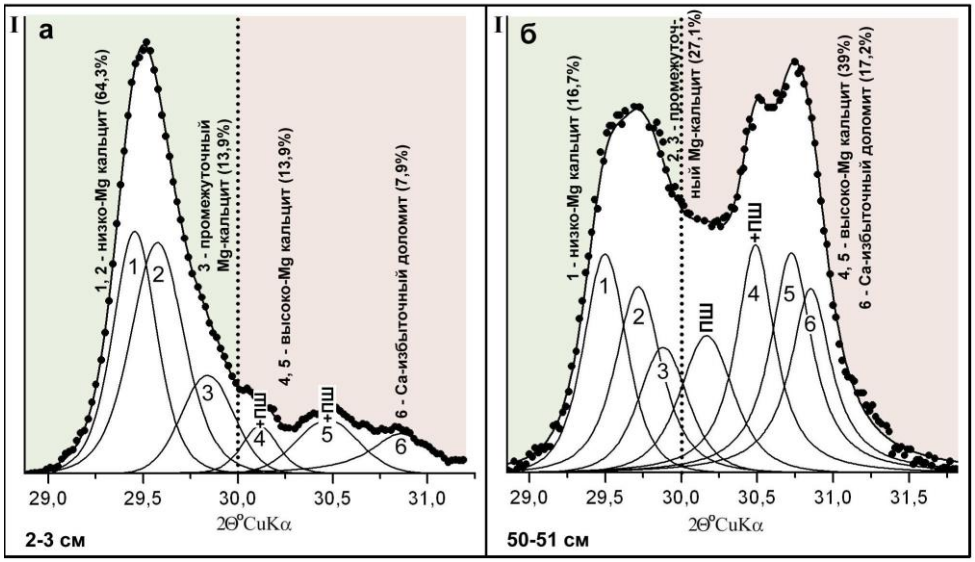


Рис. 1. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Сульфатное в области проявления d_{104} пиков: а – гумидный климат, б – аридный климат. Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (точки). Содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Осаждение тех или иных карбонатов определяется рядом факторов: Mg^{2+}/Ca^{2+}-отношением в воде, её карбонатной щёлочностью, солёностью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера, которые контролируются водным балансом, зависящим от климатических условий. Тёплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных Mg-кальцитов, аридизация климата приводит к осаждению серии высокомагнезиальных кальцитов и Ca-доломитов. Выполненные минералого-кристаллохимические исследования карбонатов осадочного разреза озера Сульфатное могут быть использованы для реконструкции климата голоцена в Байкальском регионе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 14-05-00296а.

[1] Carbonates: mineralogy and chemistry. Ed. R. J. Reeder. Rev. Miner. Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, U.S.A., 1983. 394 p.

[2] Deelman J. C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book, 2011, 512, http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЭПИДОТ-КВАРЦЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МАССИВА ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭГ

Зенина К.С.

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, kseniazenina@ngs.ru

Агпаитовые щелочные граниты являются весьма редкими образованиями в земной коре. В свою очередь эта группа щелочных гранитов представляет собой перспективный источник получения редких металлов в связи с рудной специализацией на цирконий, иттрий, ниобий, тантал и другие редкие элементы.

Наибольший практический интерес среди массивов агпаитовых щелочных гранитов, по мнению И.А. Нечаевой [4], имеют массивы с рудными метасоматитами, образовавшимися по щелочным гранитам. Подобные объекты были открыты в Западной Монголии – это щелочногранитный массив Халдзан-Бурэгтэг с одноименным редкометальным месторождением и Цахиринским проявлением, оруденелые породы которого представлены эпидот-кварцевыми метасоматитами. Халдзан-Бурегтэгская группа массивов щелочных гранитоидов расположена в Западной Монголии, в Озерной зоне, в 45 км к северо-востоку от областного центра г. Кобдо. Между месторождением Халдзан-Бурэгтэг и проявлением Цахирин прослеживается полоса редкометальных пегматитов, экеритов и альбитизированных пород, названная Халдзан-Цахиринской зоной [1].

В рамках научно-исследовательской работы поставлена цель комплексного топоминералогического исследования массива Халдзан-Бурэгтэг. В связи с выше указанным практическим интересом, первостепенное значение для решения поставленной задачи имеют исследования, непосредственно направленные на изучение особенностей минерального состава эпидот-кварцевых метасоматитов. Редкометальные эпидот-кварцевые метасоматиты были описаны Г.В. Андреевым, Г.С. Риппом [1] и в предыдущих работах автора [2].

Настоящая статья представляет собой обобщение выявленных особенностей минерального состава исследуемых метасоматитов. Было установлено, что состав метасоматитов участка Цахирин определяют на сегодняшний момент 60 минеральных видов и их разновидностей из общего числа минералов (131), установленных в щелочногранитном массиве Халдзан-Бурэгтэг [3]. Наибольшее развитие в метасоматитах получили силикаты (26), оксиды (10), карбонаты (7) и сульфиды (6). На долю остальных классов соединений приходится по одному минеральному виду каждого класса. Отличительной особенностью минерального состава эпидот-кварцевых метасоматитов является наличие большого числа редкометальных минералов: 12 силикатов, 4 карбоната и 4 оксида, что составляет 30 % от общего числа редкометальных минералов массива Халдзан-Бурэгтэг. Установлено, что селективно цериевых минералов в метасоматитах в два раза больше селективно иттриевых.

Отчётливо наблюдается зависимость минерального состава метасоматитов от исходного субстрата, так для метасоматитов участка Цахирин, сформировавшихся за счёт долеритов характерны высокие содержания кальция и, соответственно, обилие кальциевых минералов – эпидота и алланита; для примера – метасоматиты участка Халдзан, образовавшиеся по альбититам, в своём составе не имеют этих минералов.

Для всех изученных минералов эпидот-кварцевых метасоматитов участка Цахирин устанавливается повышенное содержание железа, что можно считать типоморфным признаком, отражающим специфику минералообразования на участке,

характеризующуюся повышенным фоном щёлочности. Наиболее информативным в отношении рудоносности метасоматитов оказался типохимизм алланита (Nb, Zr, Y, Th), эпидота (Nb, Th), фергусонита (Y, Yb) и циркона (Nb, U и Th).

Известно, что все минералогические провинции и земная кора [5] характеризуются всегда одинаковыми первыми членами ряда распределений по сингониям – моноклинная–ромбическая–кубическая. В то же время не совпадает последовательность минералов той или иной сингонии с классическими рядами в метасоматитах массива, где обнаруживается завышенное количество минералов кубической сингонии (8) и тетрагональной (7), малая доля приходится на ромбические минералы. Данный факт, скорее всего, отражает неполноту изученности минерального состава метасоматитов массива, нежели исключительную их особенность. В связи с этим необходимо отметить, что данные результаты имеют лишь предварительный характер и предполагают дальнейшее рассмотрение.

На данном этапе результаты исследования позволяют заключить, что эпидот-кварцевые метасоматиты характеризуются сложным минеральным составом, наличием многочисленных минеральных форм. В них встречаются очень редкие минералы, такие как фергусонит, ферриалланит, ферриторит, плюмбопирохлор и другие. Минеральный состав метасоматитов и особенности химического состава отдельных минералов отражают металлогеническую специфику проявления Цахирин, специализированного в отношении Zr, TR, Nb, отчасти Th.

[1] Андреев Г.В., Рипп Г.С. Редкометальные эпидот-кварцевые метасоматиты массива Халдзан-Бурэгтэг // ЗВМО. 1996. №6. С. 24–30.

[2] Зенина К.С. Особенности минерального состава эпидот-кварцевых метасоматитов Цахиринского редкометального проявления (Западная Монголия) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XVII Международного симпозиума студ., аспир. и молодых ученых. Томск. 2013. Т.1. С. 106–108.

[3] Зенина К.С., Коноваленко С.И. Сравнительная топоминералогия щелочных гранитоидов Монголии // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. Изд-во СО РАН. Новосибирск. 2014. С. 61–65

[4] Нечаева И.А. Сравнительная перспективная оценка магматических, метасоматических и метаморфических щелочно-гранитных пород // Перспективная оценка редкометальных гранитогенных месторождений. М.: ИМГРЭ. 1987. С. 22–40.

[5] Шафрановский И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л.: Недра. 1974. 298 с.

СОДЕРЖАНИЕ ВОДЫ В ОЛИВИНАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ, ТРУБКА УДАЧНАЯ, ЯКУТИЯ

Колесниченко М.В., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Литасов К.Д.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, m.kolesnichenko@igm.nsc.ru

Оливин является главным минералом перидотитов и может быть важным носителем воды в верхней мантии Земли. К тому же, распространение OH в этом минерале определяет множество важных физических свойств внутренних оболочек планеты [1]. Широко известно, что мантийные оливины могут содержать различные количества воды до нескольких сотен ppm [2]. Среди вибрационных спектроскопических методик, инфракрасная спектроскопия идеально подходящий метод для изучения даже небольших концентраций воды в геологических образцах, поскольку он высоко чувствителен к полярным O-H связям в структуре [3].

Четырнадцать гранатовых лерцолитов и два дунита были выбраны среди охарактеризованных ксенолитов с содержанием оливина от 70% до 90% соответственно. Вхождение воды в оливины мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная было исследовано методом инфракрасной спектроскопии. ИК-спектры были записаны в характерном интервале колебаний связи O-H на ориентированных зернах минерала с использованием обыкновенного источника ИК-света. Из выбранных зерен оливинов были приготовлены кристаллографически ориентированные пластинки. Они были проанализированы дважды в двух перпендикулярных направлениях, с поляризатором параллельным к оптической индикатрисе. Полосы поглощения, характерные для колебания O-H связи в оливине во всех перидотитовых ксенолитах локализованы между 3700 и 3100 $см^{-1}$. Поляризованные ИК-спектры исследуемых образцов характеризуются полосами поглощения на 3490, 3510, 3570 и 3595 $см^{-1}$. Полосы в интервале между 3680-3700 $см^{-1}$ могут быть отнесены к микровключениям талька и серпентина. Содержание H_2O в анализируемых оливинах меняется от <1 до 68 ppm (рис.1).

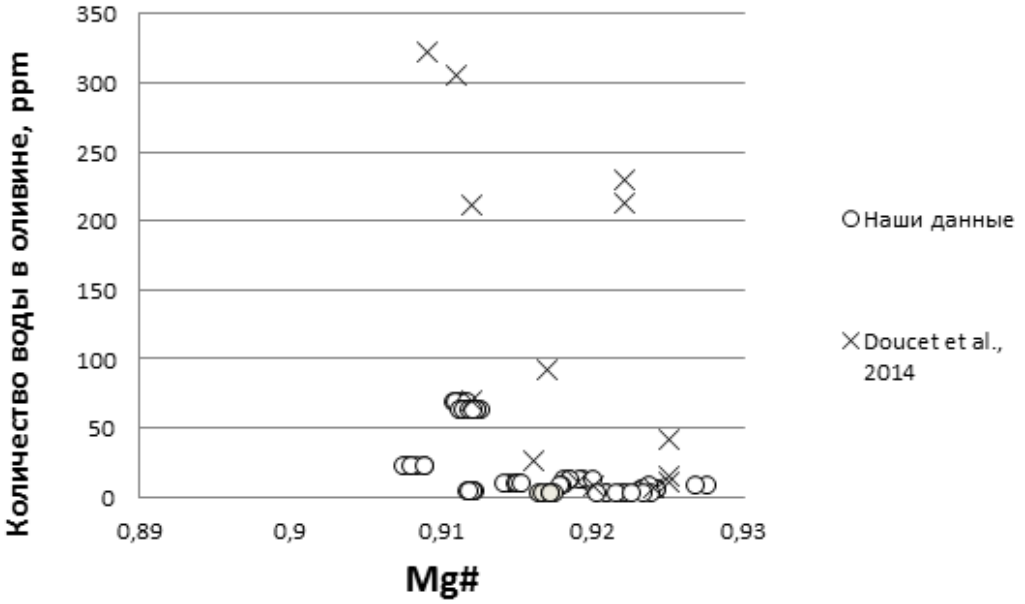


Рис.1. Содержание воды в оливине как функция от Mg#.

Наши данные по содержанию воды в оливинах из ксенолитов перидотитов сравнимы с результатами предыдущих исследований минералов мантийных пород Сибирской платформы и других территорий (4-350 ppm [4]; 13-60 ppm [5]; 7-323 ppm [6]).

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ, проект №14.B25.31.0032 и грантов РФФИ (№ 14-05-92107, 12-05-33035, 13-05-00628).

[1] Bell, D.R., Rossman, G.R., Maldener, J., Endisch, D., Rauch, F., 2003. Journal of Geophysical Research, 108: B2, 2105, doi:10.1029/2001JB000679 1-9.

[2] Schmädicke, E., Jürgen, G., Witt-Eickschen, G., Brätz, H., 2013. American Mineralogist, 98: 1870-1880.

[3] Libowitzky, E., Beran, A., 2006. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 62: 29-52.

[4] Matsyuk, S.S., Langer, K., 2004. Contrib Mineral Petrol, 147: 413-437.

[5] Kurosawa, M., Yurimoto, H., Sueno, S., 1997. Phys Chem Minerals, 24: 385-395.

[6] Doucet, L.S., Peslier, A.H., Ionov, D.A., Brandon, A.D., Golovin, A.V., Goncharov, A.G., Ashchepkov, I.V., 2014. Geochimica et Cosmochimica Acta, 137:159-187.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ТВЕРДОФАЗНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ ИНТРУЗИИ ХУНГТУКУН, СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Комарских Ю. С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
juliacom3@rambler.ru

В пределах Сибирской трапповой провинции локализовано несколько интрузивных комплексов с рудами самородного железа [3, 4, 5], в том числе и интрузия Хунгтукун. Несмотря на длительную историю изучения Сибирских траппов, многие вопросы их генезиса продолжают оставаться дискуссионными. Это касается и генезиса руд самородного железа в слабо дифференцированных трапповых интрузиях.

Одним из путей получения детальной информации об условиях кристаллизации руд самородного железа является изучение включений в минералах дифференцированных интрузий. В самородном железе интрузии Хунгтукун В.В. Рябовым [1] впервые были обнаружены и описаны уникальные силикатные включения с явлениями силикат-силикатной несмесимости (ликвации). На основе изучения парных составов сосуществующих стекол в таких включениях был впервые установлен исходный состав толеит-базальтового расплава траппов Маймеча-Котуйской провинции, соответствующий моменту их внедрения в пермо-триасовые отложения платформенного чехла [5]. Недостаточная изученность включений в породообразующих оливинах из срастаний с самородным железом интрузии Хунгтукун послужила основанием для выполнения данного исследования.

Из образцов габбро-пегматитов интрузии Хунгтукун были изготовлены 2 полированные пластины и 2 полированные шашки из монофракции оливина (300-400 зерен). Для изучения включений в оливинах применялись традиционные методы текстурно-структурного анализа минеральных ассоциаций в проходящем и отраженном свете. Фазовый состав включений в оливине определялся методами сканирующей электронной микроскопии, валовый состав стекла и минеральных фаз включений установлен методом электронно-зондового микроанализа.

Главными породообразующими минералами габбро-пегматитов интрузии Хунгтукун являются оливин (Fa_{55-98}), пижонит (En_{45-56}) и плагиоклаз (An_{51-80}). Породообразующие минералы содержат каплевидные включения самородного железа. В обособлениях самородного железа обнаружены включения этих минералов, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации. Для оливинов интрузии Хунгтукун характерны повышенные содержания P_2O_5 (0,22 мас.%) и CaO (0,36 мас.%).

Оливины содержат минеральные, комбинированные и расплавные включения. Во включениях диагностированы оливин, клинопироксен, плагиоклаз, ильменит, апатит, REE-апатит, циркон, бадделеит, монацит, самородные железо и медь, пирротин, халькопирит, пентландит, арсениды Fe, Ni, Co, а также впервые установленные минеральные фазы Ge состава NiGe и (Ni, Fe, Co) (Ge, As, Sb).

Включения расплава в оливинах представлены алюмосиликатным стеклом, которое девитрифицировано и преобразовано в тонкодисперсную смесь тридимита и альбита (Na_2O до 7,28 мас.%).

Сходство состава алюмосиликатного стекла из расплавных включений в оливине и алюмосиликатных ликвационных фаз в самородном железе (Рис. 1) позволяет предположить, что включения в оливине также являются фрагментами ликвации единого исходного базальтового расплава. Температурный интервал начала ликвации соответствует 960-1060°C [1, 2, 3] что заметно ниже (на 200-300°C), чем было

установлено в экспериментах по ликвации базальтового расплава в присутствии углерода [5]. Более низкие температуры природной ликвации, по сравнению с экспериментальными работами, возможно, являются свидетельством участия в формировании интрузии Хунгтукун углеводородных флюидов, которые могли насыщать поровое пространство вмещающих пород чехла Сибирской платформы.

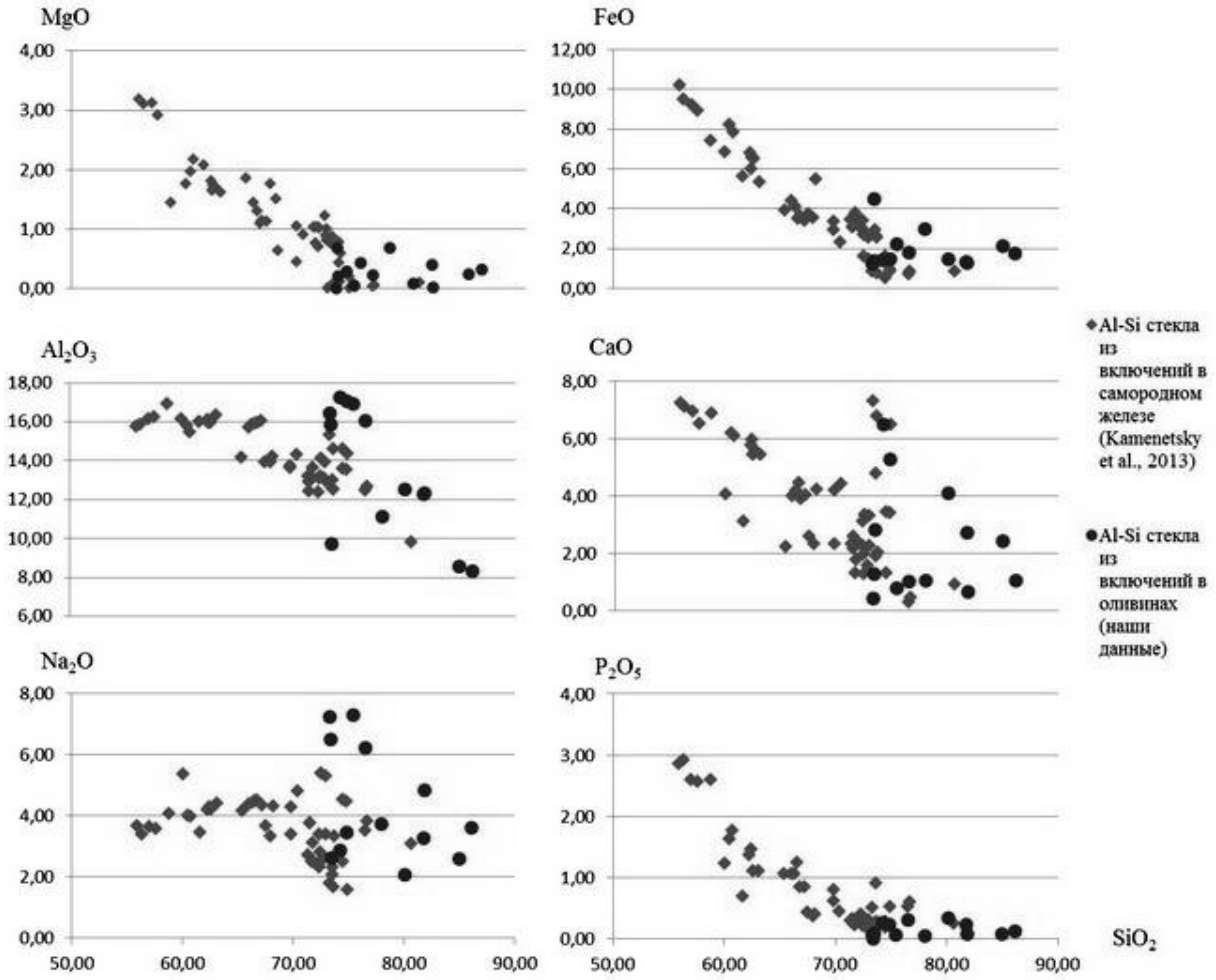


Рис. 1. Сравнение составов алюмосиликатных стекол из включений в оливине (наши данные) и самородном железе [5].

[1] Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск. Наука. 1989. 224 с.

[2] Рябов В.В., Лапковский А.А. Уникальная полиминеральная ассоциация фаз Co, Ni и благородных металлов в габбро-долеритах интрузии Джалтул (Сибирская платформа) // Доклады академии наук. 2010. С. 522-526.

[3] Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск, Наука. Сибирское отделение. 1985. 169 с.

[4] Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. 2-е изд., испр. Новосибирск, Нонпарель. 2001. 408 с.

[5] Kamenetsky V. S., Charlier B., Zhitova L. M., Sharygin V. V., Davidson P., Feig S. Magma chamber scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron // Geology. 2013. V. 41. P. 1091-1094.

АКЦЕСОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ КИРОВОГРАДСКОГО И НОВОУКРАИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Коновал Н.М.

Киев, Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененка НАН Украины, nasa246@ukr.net

Характерными акцессорными минералами для всех гранитоидов кировоградского и новоукраинского комплексов является апатит и циркон [2, 3, 4, 5], довольно часто наблюдается монацит, ильменит, второстепенными - пирит, сфалерит, анатаз, сфен, ортит, фаялит, редко - магнетит.

Апатит является сквозным минералом, он представлен фторапатитом, образует бесцветные или бледно-зеленые зерна, реже - хорошо ограненные призматические кристаллы. Содержание редких земель низкое и не фиксируется микрозондовым анализом. Однако апатиты характеризуются высоким содержанием фтора (до 3-4%), т.е. относятся к фторапатитам.

Циркон образует столбчатые, кратко или удлиненнопризматические (новоукраинские) кристаллы желтого, светло-коричневого, темно коричневого или бурого цвета.

Отмечается сильный алмазный блеск и глянцевая поверхность граней. Зональность характерна для верблюжских и боковянских цирконов, в новоукраинских - менее выражена. Как отмечено многими исследователями, правильная огранка кристаллов циркона, отсутствие древних ядер свидетельствуют о его магматическом характере. Циркон очень неоднороден по составу и строению в результате многочисленным этапам формирования пород комплекса. Количество циркона колеблется в значительных пределах - от 40 до 350 г / т; его содержание максимально в гранитах. Наибольший размер - 0,3-0,4 мм - наблюдается в гранитах. Циркон неоднороден даже в пределах одной пробы. Степень совершенства огранки кристаллов средняя.

Циркон из гранитов кировоградского комплекса [6, 1] присутствует в виде мелких, хорошо ограненных кристаллов, которые представляют собой комбинацию призмы {110} и бипирамиды {111}. Цвет циркона коричнево-бурый, строение зональное. Удлинение кристаллов циркона изменяется в пределах 2,0-5,0, но наиболее обычные кристаллы с удлинением 2,0-3,0. Содержание циркона составляет в среднем 175 г / т.

Монацит характерный минерал для кварцевых монцонитов и пироксеновых гранитов, образует зерна слегка удлиненной или изометрической формы, цвет желтый, розовый. Монацит из пород Верблюжского массива содержит 7,2-7,8% тория, а с Боковьянського - 10,2-13,3%, в Новоукраинском массиве - от 0,0 до 7,1% ThO_2. Он оказался довольно неоднородным и обычно с плеохроичными двориками и вторичными минералами.

Спектр редких земель (диагностированных микрозондовым анализом) типичен для монацита, а в одном из них было зафиксировано 5,5 и 6,6% Gd_2O_3 (в других на уровне 0,8-2,6%

Из минералов в фаялитсодержащем чарноките наиболее интересен *ильменит*, который имеет стехиометрический состав ($FeTiO_3$) (рис. 1). В нем было обнаружено высокое, как для такого типа пород, содержание ниобия (0,60-1,10% Nb_2O_5). В ильмените наблюдаются субмикроскопические эксолюционные включения, которые не

удалось диагностировать при сканировании минерала. Вероятно, это включение гематита.

Итак, акцессорными минералами для всех гранитоидов кировоградского и новоукраинского комплексов является апатит и циркон, довольно часто наблюдается монацит, ильменит.

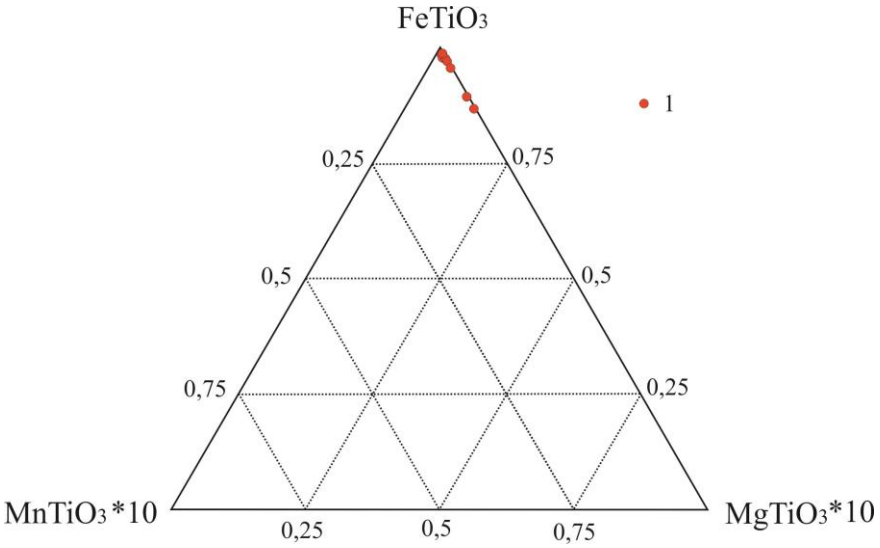


Рис. 1. Диаграмма $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-Fe_2O_3 для ильменита из гранитоидов новоукраинского комплекса.

[1] Петрология Кировоградского блока Украинского щита / [И.Б. Щербаков, Н.К. Крамаренко, Т.А. Рокачук и др.] // НИИФ "ГЕОКОР-САЙЕНС". Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины. Киев. 1997. с. 70 – ISBN 966-02-0397-7.

[2] Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита / Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1975. 269 с.

[3] Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита / И.Б.Щербаков. Киев : Наук. думка, 1975. – 279 с.

[4] Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита / И.Б. Щербаков. Львов: ЗУКЦ. 2005. 366 с.

[5] Щербаков І.Б. Граніти кіровоградського типу (Уманський, Богуславський та Юрпольський масиви) / И.Б. Щербаков. Киев: Наук. думка, 1972. с. 259 – 261. (В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій).

[6] Ponomarenko O.M. Geochronology of the Precambrian of the Ukrainian Shield on the Basis of the "Reference Isotope Data" // Мінерал. журн. 2002. 24, № 2/3. С. 87-100.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МЕТАСТАБИЛЬНОГО ГРАФИТА В ПОЛЕ СТАБИЛЬНОСТИ АЛМАЗА

Михайленко Д.С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pazilovdenis@mail.ru

Наличие в глубинных мантийных ксенолитах самородного углерода в виде графита и алмаза, указывает на широкие вариации P-T условий образования породы. Мантийные ксенолиты являются образцами литосферы древних кратонов и несут ценную информацию о происхождении алмазов и эволюции углерода в верхних оболочках Земли.

Согласно экспериментальным данным, в высоко температурной области из СОН флюида происходит кристаллизация только алмаза, тогда как при более низких температурах, при давлении 5,5-5,7 ГПа в интервале температур 1150-1420°С, возможно появления метастабильного графита в поле стабильности алмаза [3].

Нами был проанализирован алмаз-графит содержащий эклогит Uv-10-567 состоящий на 60% из граната, 30% клинопироксена и 10% коэсита. Акцессорные минералы представлены кианитом, рутилом, графитом, алмазом и сульфидами. Вторичные минералы представлены плагиоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

Гранат имеет ксеноморфные округлые зерна размером от 0,8-4 мм. Цвет варьируется от красновато-оранжевого до светло-оранжевого. Зерна разбиты многочисленными трещинами, которые заполнены продуктами перекристаллизации омфацита, калиевым полевым шпатом, шпинелью и рудными минералами. Реакционные каймы в образцах неширокие (50-100 μм) и сложены вторичными минералами (мусковит, шпинель, калиевый полевой шпат). Степень сохранности зерен различная.

В шлифах клинопироксен представлен двумя генерациями: светло-серыми реликтами и молочно-белыми симплектитами сложного состава. Реликты имеют овальную форму, которые окружены сиплектитами и имеют размеры 130×60 μm. Симплектиты имеют сложный состав, размер которых колеблется от 5 до 7 мм и состоят из клинопироксена, калиевого полевого шпата, карбонатов.

В образце были диагностированы две полиморфные модификации углерода, в виде графита и алмаза. Графит представлен в виде отдельных прямолинейных чешуек, ориентированных по плоскости призмы {1010}, находящихся перекристаллизованом клинопироксене и секут его в различных направлениях. Графит имеет размер от 0,15 мм до 1,2 мм. В образце графит сечет зерно граната по трещине и выходит за пределы граната (размер зерна около 1, 2 мм). По всей видимости некоторая часть графита является наложенной и кристаллизовалась после образования граната и алмаза. Пространство между графитом и гранатом заполнено вторичными минералами: клинопироксеном, плагиоклазом и сульфидами.

Извлеченные алмазы из образца Uv-10-567 имеют октаэдрический габитус и по классификации Ю.Л. Орлова их можно отнести к I разновидности [2]. Все кристаллы крупные и имеют размер от 2×1 до 2×1,6 мм. Алмазы почти бесцветные, либо слегка окрашены. Лишь один кристалл имеет темную окраску из-за многочисленных включений графита. Графит имеет правильную гексагональную форму, расположен под углом либо параллельно к граням кристалла (111). Большая часть графита тяготеет к внешней зоне кристалла, но четкой закономерности обнаружено не было. У всех кристаллов на гранях присутствуют многочисленные фигуры роста – отрицательно-

ориентированные тригоны на гранях (111), ступенчато-пластинчатое развитие граней и как следствие желобчатые комбинационные поверхности. Эти структуры роста имеют повсеместное развитие на гранях (111).

КР спектры графита демонстрируют разную разупорядоченность. Графит в оболочке имеет пики на 1580 - 1340 $см^{-1}$ и дополнительные на 1610-1620 $см^{-1}$. Включения графита имеют большую упорядоченность нежели в оболочке, при этом у него отсутствуют пики на 1340 и 1610 $см^{-1}$. В целом степень разупорядоченности графита в центральной части кристалла меньше, чем в краевой. Вероятнее всего, многочисленные включения графита в алмазе были захвачены в процессе роста кристалла. Отсутствие трещин и напряжения вокруг включений, высокоупорядоченность графита исключает эпигенетичность образования включений при графитизации, во время транспортировки кимберлитовым расплавом на поверхность [1].

Азот является основной структурной примесью, которая определяет большинство физических свойств алмаза. Концентрация и форма нахождения азота отражает условия кристаллизации и дальнейшую термическую эволюцию образца. По характерным полосам поглощения во всех изученных кристаллах определено присутствие азотных дефектов А и В1, а также пластинчатых дефект – В2. Пластинчатому дефекту В2 соответствуют две линии поглощения – основная на 1370 $см^{-1}$ и второстепенная на 1430 $см^{-1}$. Исходя из полученных данных исследованные кристаллы согласно физической классификации относятся к широко распространенной среди природных алмазов типу IaA/B. В спектрах изученных алмазов присутствует линия 3107 $см^{-1}$ и дополнительные 2786 $см^{-1}$-3237 $см^{-1}$, которые связаны с примесью водорода [5]. Интенсивность этой линии в пределах кристалла значительно меняется. В центральной части она интенсивнее, а в краевой гораздо меньше или вообще пропадает.

При расчете температуры равновесия использовался геотермобарометр E.J. Krogh Ravna- J. Paquin, который предназначен для кианит-коэситовых содержащих эклогитов [6]. Для образца Uv-10-567 вариации температур составили от 1000 до 1070 °С (среднее 1020 °С), а диапазон давлений от 44 до 48 кбар (среднее 46 кбар). При использовании термометра Эллиса-Грина, прямая пересекает линию геотермального градиента 40мВ*$м^2$ в значении 45 кбар и 1020 °С [4]. Полученные результаты дополняют друг друга и соответствуют зоне термодинамической стабильности и кристаллизации алмаза.

На основании полученных данных можно сделать вывод о метастабильном образовании графита в поле стабильности алмаза. Следовательно, факт присутствия графита в парагенезисе не может служить однозначным критерием того, что он кристаллизовался при РТ-параметрах вне поля термодинамической стабильности алмаза. Это ставит под вопрос выделение пироп-графитовой и алмаз-пироповой субфации метаморфизма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00367 и гранта Президента России MD-1260.2013.5.

[1] Нечаев Д. В., Хохряков А. Ф. Образование эпигенетических включений графита в кристаллах алмаза: экспериментальные данные // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 523-532.

[2] Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.

[3] Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Пальянова Г.А., Борздов Ю.М., Соболев Н.В. Кристаллизация алмаза и графита в СОН флюиде при Р-Т параметрах природного алмазообразования // Докл. РАН. 2000. Т. 375. №3. С. 384-388.

[4] Ellis D.J., Green D.H. // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 71. P. 13-22

[5] de Weerdt F., Pal'ynov Y.N., Collins A.T. Absorption spectra of hydrogen in ^{13}C diamond produced by high-pressure, high-temperature synthesis // J.Phys.: Condens. Matter. 2003. V. 15. P. 3163-3170.

[6] Krogh Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // Carswell, Compagnoni (Eds.), EMU Notes in Mineralogy. 2003. V. 5. P. 229–259.

НЕСМЕСИМОСТЬ СУЛЬФИДНОГО И СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА В ПОРОДАХ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Михно А.О.[1,2], Щепетова О. В.[1,2], Михайленко Д.С.[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, mao14@list.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Кокчетавский массив выявлен в Северном Казахстане и является субдукционно-коллизионной зоной длиной 80 км и шириной 17 км, которая простирается с северо-запада на юго-восток [1]. Согласно [1], Кокчетавский массив представляет собой зону мегамеланжа, состоящую из пластин или блоков, субдуцированных на глубины 150-200 км и сформировавшихся в различных режимах температур и давлений. Породы неалмазоносного (восточного) Кулетского и алмазоносного (западного) Кумдыкольского блока отвечают условиям коэситовой и алмазной субфации метаморфизма, соответсвенно [2]. Кумдыкольский блок сложен биотитовыми сланцами и гнейсами, метапелитами, карбонатно-силикатными породами с высококалиевым клинопироксеном и эклогитами [3].

В минералах пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива были найдены различные типы включений (флюидные, расплавные: силикатного и карбонатного состава) минералообразующей среды [4]. [4,5] предполагали существование сульфидного расплава в карбонатно-силикатных породах, а также в клиноцоизитовых гнейсах. Данное утверждение основывалось на находках сульфидных включений со следами декрепитации в гранатах и реакционных структурах. Более того, халькопирит был идентифицирован в качестве включения в алмазе гнейса Кокчетавского массива, что также свидетельствует о высокобарической природе сульфидов [6]. Однако PT-параметры существования сульфидов и их агрегатное состояние в породах Кокчетавского массива до сих пор являются дискуссионными. В работе приводятся данные о расплавных включениях сульфидов в породообразующих минералах гнейсов и карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива.

Изученные образцы карбонатно-силикатных пород и гнейсов были отобраны в отвалах штольни, расположенной на южном берегу озера Кумдыколь и из разведочных скважин участка Барчинский [3, 7].

Карбонатно-силикатные породы сложены гранатом, клинопироксеном и кальцитом в качестве породообразующих минералов, а также цирконом, фенгитом, титанитом, пиритом, пирротином, халькопиротом, биотитом, фенитом, калишпатом, роговой обманкой в качестве акцессорных и вторичных минералов. В порфиробластах клинопироксенов карбонатно-силикатных пород наблюдаются продукты распада твердых растворов - ламели фенгита, флогопита и калиевого полевого шпата. Включения сульфидов, а также полифазные силикатные включения имеют форму отрицательного кристалла минерала-хозяина и сосуществуют в центральных частях порфиробластов граната и калиевого клинопироксена с ламелями. В центральных зонах калиевого пироксена с включениями сульфидов ламели не нарушены, что указывает на первичную природу этих включений. В качестве фаз полифазных силикатных включений были диагностированы роговая обманка, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и хлорит. Сульфидные включения представлены пирротином и сфалеритом.

Полифазные силикатные включения интерпретируются как включения силикатного расплава [4,8]. Согласно экспериментальным работам в условиях высоких температур и давлений (T > 1000°C, P ~ 7ГПа) сульфиды не растворяются в силикатном расплаве и присутствуют в системе в виде сульфидного расплава [9]. По данным [8], порфиробласты калиевого пироксена с ламелями кристаллизовались в условиях близких к пику метаморфизма (1000-1100°C и 6-7ГПа). Следовательно, сульфиды, захваченные калиевым клинопироксеном, должны были присутствовать в системе в виде сульфидного расплава. Сосуществование включений сульфидов и полифазных силикатных включений в одной ростовой зоне калиевого клинопироксена свидетельствует о том, что несмешивающиеся сульфидный и силикатный расплавы сосуществовали в условиях близких к пику метаморфизма (6-7 GPa, 1000-1100 °C).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 14-05-31465-мол-а, 13-05-00367-а и Фонда Президента Российской Федерации МД-1260.2013.5.

[1] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Вендраннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны. Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 428-444.

[2] Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A.V. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // Terra Nova. 2000. V. 12. P. 181-187.

[3] Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks from Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). // Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University Press. 1995. P. 427-455.

[4] Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. // Lithos. 2006. V. 92. P. 399-417.

[5] Korsakov A.V., Shatsky, V.S., Sobolev, N.V., Zayachokovsky, A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif. // European Journal of Mineralogy. 2002. V. 14. P. 915-928.

[6] Hwang S., Shen P., Yui T., Chu H. Metal-sulfur-COH-silicate fluid mediated diamond nucleation in Kokchetav ultrahigh-pressure gneiss. // European Journal of Mineralogy. 2003. V. 15. P. 503-511.

[7] Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков, Ю.А., Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир. 1999. 228 с.

[8] Mikhno A.O., Korsakov A.V. K_2O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system. // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 920-930.

[9] Литвин Ю.А., Курат Г., Добоши Г. Экспериментальные исследования формирования алмазитов в карбонатно-силикатных расплавах: модельное приближение к природным процессам. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. С. 1304-1317.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МЕТАСОМАТИТОВ ОРТОН-ФЕДОРОВСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПЛОЩАДИ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Притчина В.И.[1,2] *Исыпов Н.Г.*[1]

[1]Новосибирск, Федеральное государственное унитарное предприятие «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», geology@sniiggims.ru
[2]Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В связи с высокой степенью отработанности золоторудных месторождений известных формационных типов и малой вероятностью обнаружения новых, особое значение приобретает проведение геолого-разведочных работ, ориентированных на нетрадиционные месторождения золота [1]. В последнее время появились данные о возможной связи крупнообъемных гидротермально-метасоматических золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевого формационного типа связанных с докембрийскими преимущественно аповулканическими зеленосланцевыми комплексами. В Кузнецком Алатау и Горной Шории для поиска таких месторождений перспективным является позднедокембрийский калтасский зеленосланцевый комплекс, принимающий участие в строении Федоровско-Магызы-Калтасской структурно-металлогенической зоны [2].

Изучаемая нами Ортон-Федоровская площадь входит в состав Ортон-Балыксинского рудного района. Зафиксированный общий объем добычи россыпного золота составил 30 т.

Как показали поисковые работы, проведенные на площади аналогичного типа (Кедровский участок и Комсомольская площадь), источником рудного золота являются линзо-пластообразные залежи золотоносных метасоматитов и сформировавшиеся по ним золотоносные коры выветривания. Именно эти образования обеспечили прирост прогнозных ресурсов коренного золота (за последние 6 лет на Кедровском участке Р2 – 80 т; на Комсомольской площади Р2 - 12 т) [3].

В рамках прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Ортон-Федоровской золоторудной площади (Кемеровская область) проводимых ООО «Тэтис-Т» в период с 2012 по 2014 год, ФГУП «СНИИГГиМС» по договору-подряду выполнял отдельные виды работ. В частности, изучались околорудные метасоматические изменения. Были изучены золотоносные метасоматиты березит-лиственитового ряда.

Золотоносные метасоматиты образуются вследствие метасоматических изменений пород зеленосланцевого комплекса. Наиболее часто встречаются метасоматиты по метаплутоническим и метагипабиссальным породам основного состава, так же встречаются метасоматиты по парасланцам и по карбонатным породам. В золоторудных зонах выделены метасоматиты березит-лиственитовой формации кварц-альбит-серицит(парагонит)-анкеритового минерального типа.

Выделяются 4 минеральных ассоциации: 1. Хлорит-серицит-альбитовая; 2. Кварц-хлорит-серицит-анкеритовая; 3. Хлорит-серицит-альбит-анкеритовая; 4. Серицит-альбит-кварц-анкеритовая.

В результате метасоматического замещения образуется зональность, в которой выделяется три зоны: 1) внешняя зона характеризуется обязательным присутствием хлорита, хотя его количество в породе может сильно варьироваться, что может быть вызвано составом первоначальной породы. Кроме хлорита в состав пород этой зоны могут входить кварц, альбит, серицит, в незначительном количестве анкерит; 2) промежуточная зона характеризуется большим количеством серицита, анкерита,

отсутствием хлорита и малым количеством альбита; 3) внутренняя зона имеет анкерит-кварцевый состав, для нее характерны породы гидротермально-метасоматического происхождения и гидротермалиты.

Несмотря на то, что в большинстве случаев зональность нарушена наложенными процессами динамометаморфизма и тектоники, примеры такой зональности выявлены при изучении скважин 13, 14 и траншеи 100, вскрывающих рудное тело. Внешняя зона выделяется по наличию хлорита, количество которого варьирует от 5 до 30%. Кроме хлорита породы внешней зоны сложены кварцем, серицитом, альбитом, в меньшей степени анкеритом. Помимо метасоматически измененных габброидов во внешней зоне метасоматической колонки встречаются слабо серицитизированные и анкеритизирваонные, мраморизованные известняки. Внутренняя зона, характеризующаяся повышенными содержаниями золота, сложена гидротермально-метасоматическими кварц-анкеритовыми породами с реликтами замещаемых пород. От первоначальных пород остались фрагменты с полосчатой текстурой (образованной за счет прослоев углеродистого вещества) и реликтовые участки сложенные серицитом, можно встретить породы с реликтовым альбитом и лейкоксеном.

В пределах внутренней кварц-анкеритовой зоны прослеживается закономерное увеличение относительного количества кварца от края к осевой части. Своего максимального значения (4:5) соотношение анкерит: кварц достигает (по скважине 13) на глубине 45 метров, где и зафиксированы наибольшие, для данного рудного сечения, содержания золота (1,83 г/т).

На основании изученных материалов можно описать предварительную последовательность формирования минеральных ассоциаций на примере изменения габбро-долерита: 1) окварцевание и замещение темноцветов амфиболом (актинолитом), деанартизация плагиоклаза; 2) замещение амфибола хлоритом и серицитом, деанортизация плагиоклаза; 3) полное замещение темноцветов, замещение альбита эпидотом, затем серицитом и карбонатом, смена массивной текстуры на прожилковую; 4) приобретение сланцеватой текстуры за счет сдвиговых деформаций вдоль трещин контролирующих развитие этого процесса [4]; 5) карбонатизация и окварцевание (карбонат по составу отвечает доломит-анкериту или анкериту), иногда сопровождается образованием порфиробластовой структуры и гидротермальными жилами; 6) кварц-карбонатная гидротермальная жильная минерализация.

На основании минерального состава, выявленной зональности и предварительной модели последовательности образования вышеописанные метасоматические образования можно назвать беризитоподобными и отнести к беризит-лиственитовой формации.

[1] *Караганов В.В.* Итоги работы государственной геологической службы за 2001 г. И приоритетные направления деятельности МПР России и развития минерально-сырьевой базы россиии и ее континентального шельфа в 2002 г. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002. № 1-2. С. 4-11.

[2] *Шепель А.Б., Гавриленко М.Е.* Перспективы золотоносности и поисков крупнообъемных месторождений золота нетрадиционного типа в докембрийских зеленосланцевых комплексах западной части Алтае-Саянской складчатой области // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием. 2004. С. 245-247.

[3] Белоножко Е.А., Крутошинский И.Ю., Кондрин В.К. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Федоровско-Балыксинского рудного поля, республика Хакасия // Руды и Металлы 2006. № 6. С. 50-52

[4] *Сазонов В.Н., Бородаевский Н.И.,* Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. Свердловск: Уральский научный центр. 1980. 10 с.

СУЛЬФИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ В КСЕНОЛИТАХ ИЙОЛИТОВ ВУЛКАНА ОЛДОИНЬО ЛЕНГАИ, ТАНЗАНИЯ

Секисова В.С.

Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева,
vikasekisova@mail.ru

Сульфидные ассоциации в изученных ксенолитах оливин-флогопитовых ийолитов распределены неравномерно и встречается в виде вкрапленности в основной массе, сульфидных включений в породообразующих минералах и глобул в расплавных включениях силикатного и натрокарбонатного состава.

Во включениях расплава в нефелине сульфиды присутствуют в виде глобул, которые содержат пирротин с незначительными примесями Ni, Co и Cu (до 1.7, 0.5 и 0.8 мас.% соответственно). Размеры глобул не превышают 10 мкм. В карбонатно-солевых включениях расплава во фторапатите присутствуют глобулы пирротина и алабандина, а в первичных расплавных включениях в титаномагнетите присутствует пирротин. Проанализировать их состав не всегда удается из-за малого размера (< 1-2 мкм) и захвата соседних минералов. В фенокристах клинопироксена вторичные включения натрокарбонатитового расплава содержат пирротин (Рис. 1а), Tl-содержащий джерфишерит (до 4.5 мас.%), халькопирит и борнит. Размеры сульфидных глобул во включениях в клинопироксене не превышают 10 мкм. Для пирротина характерно присутствие Ni, Co и Cu (до 0.5, 0.4 и 2.6 мас.% соответственно).

Сульфидные включения округлой или овальной формы (размером до 100 мкм) присутствуют в фенокристах клинопироксена (Рис. 1б) и макрокристах оливина. В клинопироксене они представлены преимущественно пирротином, в меньшей степени пентландитом, халькопиритом, галенитом, джерфишеритом, борнитом, очень редко субмикронными Ag-содержащими сульфидами. В пирротине в малых количествах присутствуют примеси Co, Ni и Cu (до 0.8, 1.3 и 1.4 мас.% соответственно). Джерфишерит образует каймы вокруг пирротина. В оливине присутствуют округлые включения, представленные Ni-пирротином или MSS (моносульфидный твердый раствор), содержащим 7.7-9.8 мас.% Ni и незначительные количества Cu и Co.

Сульфидные обособления в основной массе (Рис. 1в, г) ийолитов имеют округло-овальную форму и размеры до 300 мкм. Большинство зерен разбито трещинами и по краям замещено вторичными гидроксидами и оксидами Fe. Они представлены пирротином с примесями Ni, Co и Cu (до 1.9, 0.6 и 0.3 мас.% соответственно). В реакционной кайме вокруг оливина присутствует Ni-пирротин или MSS с незначительными количествами Co и Cu и варьирующим содержанием Ni (5.3-9.1 мас.%). Иногда Ni-пирротин имеет джерфишеритовую каемку.

Расплавные включения в минералах изученных ийолитов показывают, что при кристаллизации породы имела место жидкостная несмесимость между силикатным, натрокарбонатитовым и сульфидным расплавами. Малые размеры и небольшое количество сульфидных глобул в расплавных включениях, захваченных породообразующими минералами, свидетельствуют о том, что отделяющийся сульфидный расплав имел подчиненный характер. Овальная форма включений в оливине и вкрапленность в основной массе ийолитов указывают на то, что отделение сульфидной жидкости происходило на ранней стадии кристаллизации породы. Экспериментальные данные в системе Fe-Ni-S показывают, что переход сульфидного расплава состава FeS в твердую фазу FeS происходит при 1190°C, а присутствие Ni в

расплаве понижает температуру солидуса [1]. Таким образом, кристаллизация сульфидного расплава в ийолитах Ленгаи имела место при температурах ниже этой величины.

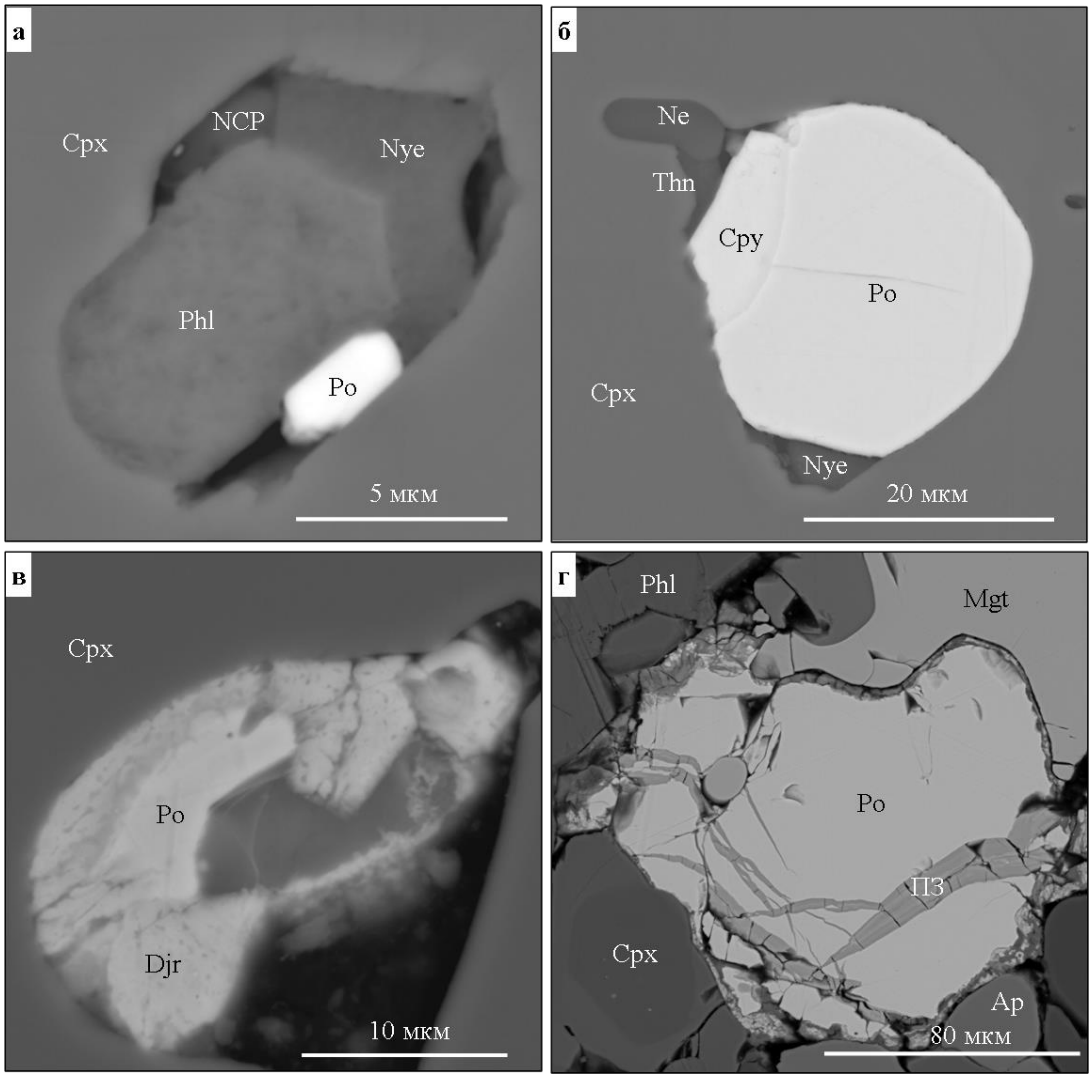


Рис. 1. Сульфидные ассоциации в ийолитах: а) сульфидная глобула в карбонатно-солевом включении в клинопироксене; б) сульфидное включение к фенокристе клинопироксена; в) пирротин с каймой джерфишерита в реакционной кайме вокруг оливина; г) обособление в основной массе.

Обозначения: Ap – фторапатит, Cpx – клинопироксен, Cpy – халькопирит, Djr – джерфишерит, Mgt – титаномагнетит, NCP – Na-Ca-фосфат, Nye – ньеререит, Phl – флогопит, Po – пирротин, ПЗ – продукты замещения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00391).

[1] Косяков В.И., Краева А.Г., Федорова Ж.Н., Синякова Е.Ф. Топологический анализ фазовых равновесий в системе Fe—Ni—S в области $X_S \leq 0.5$ при понижении температуры // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 7-17.

МОРФОЛОГИЯ, РЕНТГЕНОГРАФИЯ И СПЕКТРЫ КР ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ

Угапьева С.С.

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, sargylana-ugapeva@yandex.ru

Для решения проблемы генезиса алмаза в условиях мантии Земли большое значение имеет знание химического и фазового состава материнских сред, которые раскрываются сингенетическими включениями в природных алмазах. Важную роль играет также определение P-T параметров образования алмазов, которые могут быть оценены на основе парагенетического анализа включений в алмазах. К сингенетическим включениям в алмазах относят те минералы-узники, которые образовались одновременно с кристаллом-хозяином. Известен целый ряд минеральных включений по ряду признаков отнесенных к сингенетическим минералам-узникам в алмазах (оливины, гранаты, хромиты и т.д.). Однако в настоящее время ведутся споры относительно сингенетичности большинства минеральных включений в алмазе и критериях сингенезиса [1, 2]. Исследования, направленные на уточнение критериев сингенезиса минеральных включений с алмазом, помогут познать генезис самого алмаза.

Для исследования отобраны алмазы с включениями минералов из разных месторождений Якутии (тр. Мир, Удачная, Айхал, россыпи р. Эбелях) коллекции ИГАБМ СО РАН. Образцы представлены октаэдрическими и округлыми кристаллами с единичными или группой включений. Среди включений преобладают оливины и гранаты. Особенности морфологии алмаза и включений в них изучались методами оптической микроскопии. Рентгенографические исследования проводились в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН на рентгеновской установке УРС – 0,3. Спектры комбинационного рассеяния света алмаза и включений в нем получены в нанолаборатории ИНТЕГРА Спектра Арктического инновационного центра СВФУ. Выбор неразрушающих методов исследования основан на сохранении уникальных образцов алмаза.

Включения граната и оливина идентифицированы на основе анализа спектров КР и по параметрам элементарной ячейки. Экперементальные спектры КР идентифицированы при помощи программы CrystalSleuth проекта RRUFF. Включения граната относятся к пироп-альмандиновой группе, оливины – форстериту.

По данным изучения и анализа литературных данных по морфологии включений в алмазах выявлены случаи преобладания минералов-узников с отрицательной алмазной огранкой [3-6]. Установлено, что в зависимости от расположения минерала-узника в объеме алмаза определяющим направлением для дальнейшего роста является наиболее близкое главное направление алмаза-хозяина. При нахождении включения вблизи ребра октаэдра алмаза, включение удлиняется по длине ребра кристалла-хозяина. Общим элементом симметрии является L_2 алмаза. Если включение расположено близко к центру или вершине октаэдра алмаза, то минерал-узник имеет изометричную или октаэдрическую форму. В данном случае общий элемент симметрии – ось симметрии 4-го порядка (рис. 1).

Для изученных нами включений граната и оливина октаэдрическая форма не характерна для таковых в кимберлитах. Согласно многим исследователям [1, 3-7] и принципу симметрии П. Кюри [8]: нетипичная форма включений минералов в алмазах объясняется наложением элементов симметрии кристалла-хозяина и свидетельствует

об их сингенетичности. Совпадение элементов симметрии минерала-узника и кристалла-хозяина определено методами рентгеноструктурного анализа (методы Лауэ, качания).

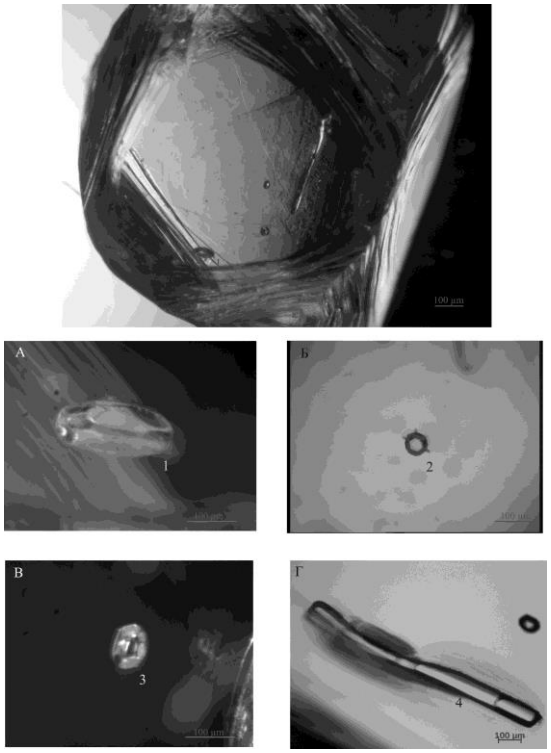


Рис. 1. Алмаз с группой включений оливина из тр. Айхал:
А – удлиненное включение переходной формы;
Б, В – оливины изометричной формы, расположенные близко оси L_4 алмаза;
Г – сильно удлиненное включение оливина вдоль сноповидной штриховки кристалла-хозяина.

[1] Lawrence A. Taylor, Mahesh Anand, Prinya Promprated, Christine Floss, and N.V. Sobolev. The significance of mineral inclusions in large diamonds from Yakutia, Russia // American mineralogist. 2003. V. 88. P. 912-920.

[2] Возняк Д.К., Квасница В.Н. О критериях сингенезиса минеральных включений в алмазе // http: //www. minsoc.ru/ 2009-1-6-0.

[3] Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., В.С. Соболев. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. №1. С. 192–195.

[4] Митюхин С.И., Специус З.В. Включения в алмазах из кимберлитовой трубки Ботуобинская. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1246 – 1258.

[5] Квасница В.Н., Захарченко О.Д., Вишневский А.А., Мельников В.С. Морфология минеральных включений в алмазах Беломорья // Минералогический журнал. 1993. 15. № 4. С. 38–46.

[6] Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 12–22.

[7] Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Об эпитаксической природе некоторых включений в алмазах // Рентгенография минерального сырья. 1964. № 4. С. 97–107.

[8] Кузьминов Ю.С. Принцип симметрии Кюри и рост монокристаллов. // Кристаллография. 2007. 52. №5. С. 937-944.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СУЛЬФИДНЫХ РУД МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Шаповалова М.О.[1,2]

[1]Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, shipchiki@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Были подробно изучены сульфиды и минералы элементов платиновой группы (ЭПГ) из 12 проб сульфидных руд Мончегорского плутона на Кольском полуострове. Исследуемые пробы содержат минералы из различных типов руд: малосульфидных, вкрапленных и массивных в норитах и анартозитах из разных рудопроявлений (330 горизонта, Ниттис НКТ, из медной жилы г. Травяная и карьера Нюд-2).

Основными сульфидами являются пирротин, халькопирит, пентландит и пирит. Пирротин является одним из распространенных минералов в исследуемых рудах, его состав изменяется от троилита в рассеянной вкрапленности в безоливиновых норитах ($Fe_{0.97}S$) до моноклинного пирротина в густовкрапленных рудах 330 горизонта ($Fe_{0.85}S$). Концентрация Ni в пирротине достигает 0,79 мас.% (в массивных руд Ниттис НКТ).

Пентландит в виде пламеневидных вростков в пирротине образует структуры распада. Соотношение Ni/(Fe+Ni) в пентландите варьирует от 0,51 в норитах до 0,56 в массивных рудах. Наибольшие вариации изменения состава пентландита отмечаются в рудах 330 горизонта (Рис. 1). Самый железистый пентландит обнаружен в халькопирритовых рудах, а более никелистый - в норитах. Концентрация Co является переменной, максимальна она в пентландите из рассеянной вкрапленности в оливиновых норитах (до 2,71мас.%) и в массивных рудах Ниттис НКТ (2,59 мас.%).

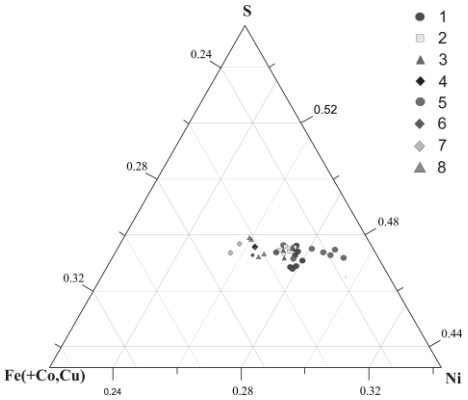


Рис. 1. Диаграмма состава пентландита в различных пробах: 1. Рассеянная вкрапленность в безоливиновых и оливиновых норитах; 2. густовкрапленные руды в норитах; 3. малосульфидный горизонт в анартозитах; 4. медная жила г. Травяная; 5. нориты, горизонт 330; 6. малосульфидный горизонт на контакте с пегматитами; 7. халькопирритовые руды 330 горизонта; 8. массивные руды Ниттис НКТ.

Состав халькопирита близок к стехиометрическому. Максимальная концентрация Co в нем обнаружена в рассеянной вкрапленности в оливиновых норитах и халькопирритовых рудах 330 горизонта (0,05 мас.%). Концентрация Ni в пирите варьируют от 0 до 1,97 мас.%. В оливиновых норитах встречается также кобальтин с примесями Fe до 4,34 мас.% и Ni до 9,30 мас.% состава $(Co_{0.61}Ni_{0.26}Fe_{0.13})_{1.00}As_{1.01}S_{0.99}$.

Значительная часть выявленных минералов ЭПГ относятся к соединениям Pt и Pd с Bi и Te и имеют общую формулу $(Pt,Pd)(Bi,Te)_2$. К ним относится масловит (PtBiTe), твердые растворы инсизвоита($PtBi_2$) и мончеиита($PtTe_2$), майченерит (PdBiTe), твердые растворы фрудита ($PdBi_2$) и меренскита ($PdTe_2$). В ассоциации с Pd минералами постоянно находится сперрилит ($PtAs_2$) и гёссит (Ag_2Te). Платиновые минералы с примесью Pd до 4,53 мас.% характерны для халькопиритовых руд 330 горизонта, тогда как палладиевые минералы относятся к обогащенным медью рудам (халькопирритовым

рудам 330 горизонта и к медной жиле г. Травяная), где во фрудите в первом случае концентрация примеси Pt достигает 18,86 мас.%, а во втором 9,09 мас.%. Большинство из этих минералов были ранее описаны в работах [1,2]. Но в халькопиритовых рудах 330 горизонта нами впервые обнаружен ранее не описанный масловит. Он содержит до 1 мас.% Pd и имеет недостаток Te по сравнению со стехиометрической формулой $(Pt_{0,99}Pd_{0,05})_{1,04}Bi_{1,00}Te_{0,96}$ (Рис. 2а). Твердые растворы мончеита и инсизвоита $Pt(Te,Bi)_2$ были найдены в различных типах руд. Состав мончеита изменяется от $(Pt_{0.92}Pd_{0.08})_{1.00}(Te_{1.09}Bi_{0.91})_{2,00}$ до $(Pt_{1.01}Pd_{0.06})_{1.04}(Te_{1.18}Bi_{0.74})_{,96}$ (Рис. 2а), он содержит примесь Pd (до 1,60 мас.%) и Fe (до 0,28 мас.%). В инсизвоите отмечается примесь Sn 0,17 мас.%.

Майченерит содержит Pt до 0,28 мас.% в массивных рудах Нитис НКТ и до 4,23 мас.% в медной жиле г. Травяная. В майченерите присутствуют также примеси Cu (до1,30 мас.%) и Fe (до 1,7 мас.%). Фрудит, содержащий значительную долю меренскитового компонента, имеет формулу $(Pd_{0.22}Pt_{0.85})_{1.07}(Bi_{1,08}Te_{0,85})_{1,93}$ в медной жиле г. Травяная и $(Pd_{0.47},Pt_{0.59})_{1.06}(Bi_{1.21}Te_{0.73})_{1.94}$ в халькопирритовых рудах 330 горизонта (Рис. 2б). Примесь Pt в нем достигает 18,86 мас.%.

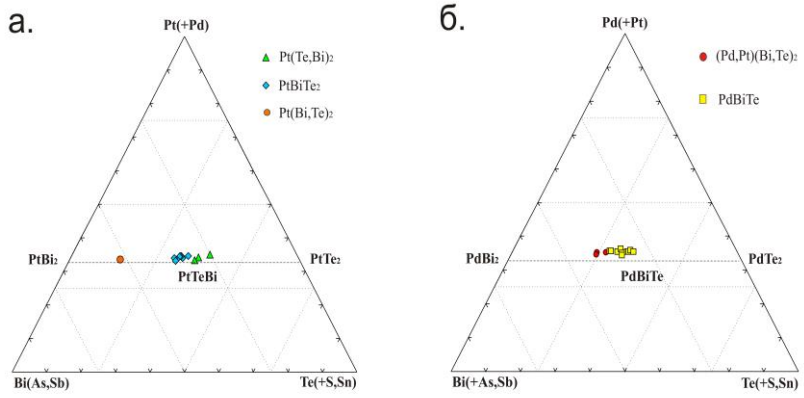


Рис. 2. Диаграммы системы Pt-Pd-Bi-Te: а. Платиновые члены системы: масловит (PtBiTe), инсизвоит ($PtBi_2$) и мончеит ($PtTe_2$); б. Паладиевые члены системы: майченерит (PdBiTe), фрудит ($PdBi_2$) и меренскит ($PdTe_2$).

Палладиевые минералы чаще встречаются в богатых Cu рудах (халькопиритовых 330 горизонта, медной жиле г. Травяная). По соотношению Ni/(Ni+Fe) в пентландите можно проследить изменение летучести S [3]. В Мончегорском плутоне, аналогично Йоко-Довыренскому массиву, наблюдается увеличение соотношения Ni/(Ni+Fe) в пентландите от норитов к анартозитам, что доказывает возрастание летучести серы по мере развития рудно-магматической системы. В этом же направлении состав пирротина изменяется от троилита к моноклинному пирротину. Co/Ni отношения в пентландите (от 0,01 до 0,07) увеличиваются от рассеянной вкрапленности в норитах до малосульфидного горизонта и массивных медных руд, что свидетельствует о понижении температуры кристаллизации пентландита до 300˚C [4].

[1] Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциация и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 520–539.

[2] Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримрва О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.

[3] Колонин Г.Р., Орсоев Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести сери при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива //Доклады академии наук. 2000. Т. 370. № 1. С. 87-91.

[4] Kaneda H.,Takenouchi S. and Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // Mineral. 1986. v. 21. P. 169-180.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КСЕНОЛИТОВ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (ЯКУТИЯ): ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, igor.sharygin@gmail.com

Акцессорные минералы мантийных ксенолитов из щелочных базальтоидов и кимберлитов являются уникальным источником петрогенетической информации о процессах преобразования вещества пород *in situ* в мантии и во время их транспортировки к поверхности. Помимо этого, изучение акцессорных минералов позволяет реконструировать составы мантийных флюидов и расплавов, в том числе и выносящих ксенолиты. Ксенолиты деформированных перидотитов являются одними из наиболее глубинных образцов вещества субкратонной литосферной мантии Земли (СКЛМ), выносимых кимберлитовой магмой. Подавляющее большинство опубликованных работ по мантийным ксенолитам из кимберлитов в целом и деформированным перидотитам в частности посвящено определению валовых петрохимических, геохимических, изотопных характеристик нодулей и изучению породообразующих минералов, в то время как акцессорные минералы остаются слабо исследованными. В докладе будут представлены результаты детального изучения акцессорных минералов ксенолитов деформированных перидотитов из уникальных неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия).

Первичный парагенезис ксенолитов деформированных перидотитов представлен породообразующими силикатами (оливином (Fo_{86-91}), ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом) и акцессорными Fe-Ni-Cu-сульфидами (пирротином, пентландитом и халькопиритом). *P-T* параметры последнего равновесия ассоциаций породообразующих минералов перидотитов, оцененные с использованием общепринятых термобарометров, составляют 1150-1400 °C и 6-7.5 ГПа, что соответствует глубинам 180-230 км.

В породообразующем оливине ксенолитов присутствуют раскристаллизованные вторичные расплавные включения, располагающиеся вдоль залеченных трещин. Включения состоят из пузырька усадки, тонкораскристаллизованного агрегата и кристаллических фаз. Кристаллические фазы представлены карбонатами – ньеререитом $Na_2Ca(CO_3)_2$, шортитом $Na_2Ca_2(CO_3)_3$, нортупитом $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$, эйтелитом $Na_2Mg(CO_3)_2$, доломитом, Ba-карбонатом, кальцитом и арагонитом; сульфатами – афтиталитом $K_3Na(SO_4)_2$, беркеитом $Na_6CO_3(SO_4)_2$ и тихитом $Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$; фосфатами – апатитом; хлоридами – галитом, сильвином и хлоромагнезитом; силикатами – тетраферрифлогопитом, флогопитом, оливином (Fo_{93-97}), монтичеллитом, диопсидом, содалитом и хризотилом; оксидами – перовскитом, хромитом, магнетитом, ильменитом и рутилом; сульфидами – пирротином, пентландитом, джерфишеритом $K_6(Na,Cu)(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$ и расвумитом KFe_3S_4. Минеральный состав раскристаллизованных вторичных расплавных включений идентичен минералогии основной массы вмещающих кимберлитов, что свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и магмой, формировавшей трубку Удачная-Восточная. Присутствие арагонита – высокобарической полиморфной модификации карбоната кальция, совместно с щелочными карбонатами, сульфатами,

сульфидами и хлоридами во включениях свидетельствует об обогащении кимберлитовых расплавов щелочами и хлором на мантийных глубинах (> 50 км).

В межзерновом пространстве породообразующих минералов ксенолитов можно выделить несколько типов наложенных акцессорных минералов: 1) минералы интерстиционных обособлений и микрожил, представленные пирротином, пентландитом, джерфишеритом, перовскитом, хромитом, магнетитом, апатитом, тетраферрифлогопитом, флогопитом, монтичеллитом, форстеритом (Fo_{93-94}), содалитом, диопсидом, гумитом, клиногумитом, кальцитом и арагонитом; 2) минералы реакционных кайм на породообразующих силикатах; 3) джерфишерит, окаймляющий крупные выделения первичных акцессорных Fe-Ni-Cu-сульфидов. Образование наложенных акцессорных минералов в межзерновом пространстве ксенолитов является результатом инфильтрации расплава, генетически связанного со среднепалеозойским кимберлитовым магматизмом. Наложенные акцессорные минералы являются продуктами как реакций этого расплава с первичными минералами ксенолитов, так и непосредственной раскристаллизации расплава, преобразованного в результате реакций.

Джерфишерит является довольно частым акцессорным минералом ксенолитов из различных кимберлитов мира, а также самих кимберлитов. Находки джерфишерита, помимо трубки Удачная-Восточная, известны в 15 трубках различного возраста на разных кратонах в России, Гренландии, Канаде, Финляндии и Южной Африке. В ксенолитах деформированных перидотитов образование джерфишерита является результатом взаимодействия нодулей с кимберлитовыми расплавами. По аналогии с изученными перидотитами, образование джерфишерита в других ксенолитах, вероятно, также связано с инфильтрацией кимберлитового расплава. Таким образом, присутствие джерфишерита как в кимберлитах, так и в мантийных нодулях указывает на то, что хлор и щелочи являлись важными компонентами значительной части кимберлитовых расплавов, а не только трубки Удачная-Восточная.

Главными концентраторами редких элементов в изученных ксенолитах являются наложенные акцессорные минералы, генетически связанные с кимберлитовым магматизмом, такие как перовскит (РЗЭ, Th, Nb, Ta, U, Pb, Y), апатит (РЗЭ), слюда (K, Rb, Ba, Pb), джерфишерит (K, Rb), арагонит и кальцит (Sr). Присутствие этих минералов оказывает существенное влияние на валовые содержания редких элементов в ксенолитах, увеличивая концентрации РЗЭ, Pb и Sr – в разы, а Rb, Ba, K, Th, U, Nb и Ta – на один-два порядка. Таким образом, при использовании валовых геохимических характеристик ксенолитов перидотитов для реконструкции процессов преобразования вещества СКЛМ необходимо учитывать высокую вероятность контаминации нодулей кимберлитовым расплавом.

Итак, в ксенолитах деформированных перидотитов из уникальных неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная помимо минералов первичного парагенезиса диагностировано значительное количество наложенных акцессорных минералов, представленных 34 минеральными видами, из которых 11 (расвумит, галит, сильвин, афтиталит, беркеит, тихит, ньеререит, шортит, нортупит, эйтелит и арагонит) впервые установлены в мантийных породах.

Подготовлено по материалам диссертации И.С. Шарыгина на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, доступной в интернете по адресу – http://www.igm.nsc.ru/images/diss/dis_sharygin.pdf. Работа финансово поддержана Российским фондом фундаментальных исследований – грант № 13-05-00439-а.

ВАРИАЦИИ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОРФИРОБЛАСТЕ КИАНИТА ИЗ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Щепетова О.В.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, calabria@ngs.ru

Кокчетавский массив находится в Северном Казахстане и представляет собой зону мегамеланжа протяженностью 80 км и шириной 17 км, которая простирается с северо-запада на юго-восток [1]. PT-условия Кокчетавских пород сверхвысоких давлений представлены давлениями как минимум 4.3 ГПа и температурой около 950-1000 С°. Возраст метаморфизма данных пород составляет 530 млн. лет [2,3,4]. Массив представлен серией блоков, субдуцированных на различные глубины и сформировавшихся в различных режимах температур и давлений. Породы неалмазоносного (восточного) Кулетского и алмазоносного (западного) Кумды-Кольского блока, отвечают ультравысокобарическим условиям [5].

Участок Барчинский является частью Кумды-Кольского блока и представлен следующими породами: эклогиты , гранат-пироксеновые и силикатно-карбонатные породы, мигматиты, слюдяные сланцы, гнейсы и амфиболиты. Нами были исследованы гнейсы с крупными порфиробластами кианита (до 2 см) и граната, а также с реликтами высокобарических фаз – алмазом и коэситом.

Для изучения был выбран один из порфиробластов кианита (размером около 6 мм). Метод КР-спектроскопии позволил идентифицировать в порфиробласте кианита *полиморфные модификации* SiO_2 – кварц и коэсит, C – алмаз и графит, а также акцессорные циркон, рутил, фенгит; и *флюидные включения* CO_2, N_2 и CH_4.

Для определения условий, при которых происходил метаморфизм были рассчитаны остаточные напряжения для включений кварца и реликтов коэсита. Величину остаточного напряжения можно рассчитать по формулам: *P(ГПа)=(n - 521)/2.9* и *P(ГПа)=(n - 464)/9,* где n – положение смещенной линии спектра, для коэсита и кварца соответственно [6]. Было рассмотрено 45 включений кварца, 9 из которых содержат реликты коэсита, окруженные каймой кварца. Все эти включения имеют положительное остаточное напряжение, указывающее на сжатие во всем порфиробласте кианита, однако значения этого напряжения колеблются в пределах от 0 до 0.8 ГПа. Так как зерна с разными остаточными напряжениями распространены незакономерно в порфиробласте кианита, то выявить определенные вариации давления от края к центру невозможно.

Метод КР-спектроскопии позволил определить степень разупорядоченности отдельных включений графита в порфиробласте кианита, что в свою очередь зависит от условий метаморфизма. [7]

Спектр графита содержит две основных полосы, D_1 и G, располагающиеся соответственно на 1352 $см^{-1}$ и 1583 $см^{-1}$ при длине волны лазера 514,5 нм. [8]. Определить упорядоченность/разупорядоченность графита можно по присутствию и интенсивности пика D, который характеризует наличие дефектов в кристаллической структуре кристалла графита [7]. Чем больше интенсивность данного пика, по сравнению с G полосой, тем более разупорядоченная структура у кристалла [7]. Соотношение этих полос в зерне кианита различно, и колеблется от 0 до 0.84. При этом, закономерностей по распространению упорядоченных и разупорядоченных зерен в одном порфиробласте не было установлено.

В ядре порфиробласта кианита были найдены мелкие вторичные флюидные включения, состав которых был идентифицирован методом КР-спектроскопии: CO_2, CH_4, N_2. Большинство включений имеет состав CO_2.

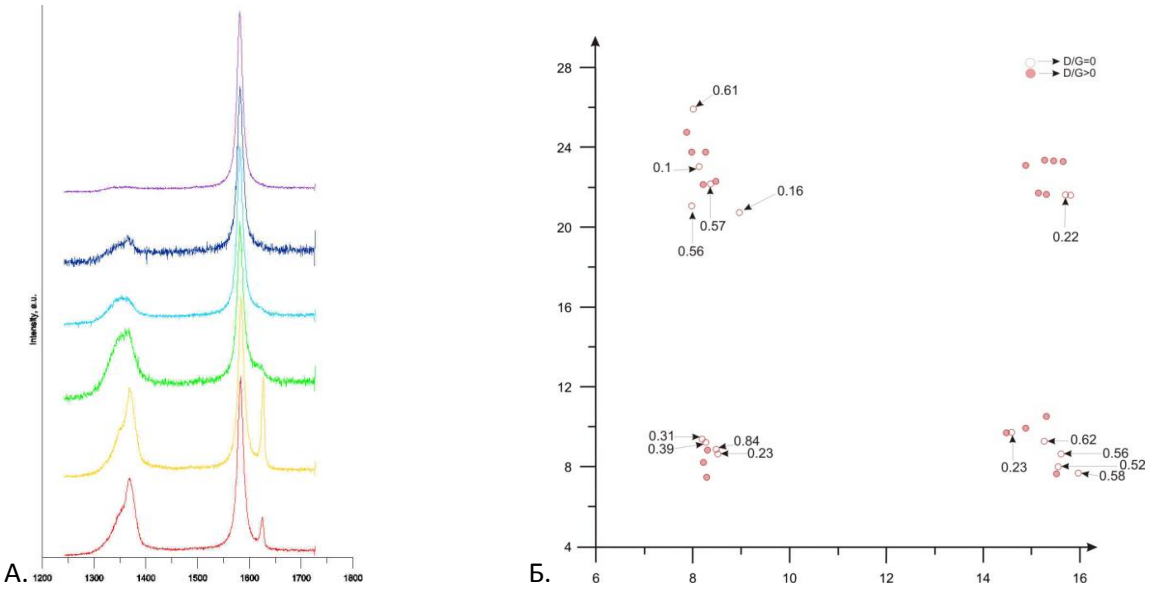


Рис. 1. А. Спектры включений графита в порфиробласте кианита (увеличение степени разупорядоченности сверху вниз) Б. Распределение упорядоченного и разупорядоченного графита в порфиробласте кианита.

В одном из подобных включений был обнаружен сросток кристаллов алмаза, определяемый по характерной для него линии спектра на 1332 $см^{-1}$. Осаждение полиморфных модификаций С из СОН флюидов – наиболее распространенная модель их возникновения [9]. Реакция проходит в CO_2-CH_4 включениях, с образованием графита:

$$CO_2+CH_4 \rightarrow 2H_2O+2C \quad (1)$$

Однако реакции формирования графита происходят не всегда, даже если его частицы уже присутствуют во включениях [10]. В образце присутствуют включения, в спектрах которых идентифицированы совместно присутствующие пики CO_2 и CH_4, а также спектры с алмазом, CO_2 и водой. Дальнейшие исследования позволят изучить связь данных флюидных включений с образованием алмаза.

Эта работа была поддержана грантами: Грант президента РФ МД-1260.2013.5, РФФИ 13-05-00367, 14-05-31465-мол-а.

[1] Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Travin, A.V., Zayachkovsky, A.A. Vendian–early Ordovician geodynamic evolution and model for exhumation of ultrahigh- and high-pressure rocks from Kokchetav subduction–collision zone (northern Kazakhstan) // Russian Geology and Geophysics. 2006. 47. P. 424–440.

[2] Shatsky, V.S., Jagoutz, E., Sobolev, N.V., Kozmenko, O.A., Parkhomenko, V.S., Troesch, M.. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. 137. P. 185–205.

[3] Claoue-Long, J., Sobolev, N., Shatsky, V., Sobolev, A. Zircon response to diamond pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology.1991. P. 710-713.

[4] Hermann, J., Green, D.H. nExperimental constraints on high pressure melting in subducted crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. 188. P. 149-186.

[5] Theunissen, K., Dobretsov, N.L., Shatsky, V.S., Smirnova, L., Korsakov, A.V. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure. Terra Nova 12. 2000. P. 181-187.

[6] R.J. Hemley, in: M.H. Manghnani, Y. Syono (Eds.), High – pressure Research in Mineral Physics, Tokyo – AGU, Washington, DC. 1987. P. 347.

[7] O. Beyssac et al. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments a new geothermometer // J.metamorphic Geol. 2002. 20. P. 859-871.

[8] Tuinstra, F.& Koenig, J.L., 1970. Raman spectrum of graphite // Journal of Chemical Physics. 53. P. 1126-1130.

[9] Dobrzhinetskaya, L.F., Green II, H.W., Bozhilov, K.N., Mitchel, T.E., Dickenson, R.M. Crystallization environment of Kazakhstan microdiamond: evidence from nanometric inclusions and mineral associations // Journal of Metamorphic Geology. 2003. 21. 437–525.

[10] Ernst A.J. Burke. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos. 2001. 5. 139-158.

МИКРОПРИМЕСНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ТЫВЫ

Юричев А.Н.

Томск, Томский государственный университет,
juratur@sibmail.com

Массивы ультрамафитов вызывают интерес геологов как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности. Они являются источником многих рудных и нерудных полезных ископаемых – Au, ЭПГ, Ni, Cu, Cr, асбеста, драгоценных и поделочных камней. В связи с острым дефицитом легирующих добавок для черной металлургии в России, в последнее десятилетие резко возрос интерес к изучению ультрамафитовых массивов как единственному источнику хрома.

Проявления хромитовых руд на территории республики Тыва известны в пределах Калнинского и Агардагского ультрамафитовых массивов [2, 5]. Первый из них расположен в Западно-Саянской структурно-фациальной зоне и является фрагментом нижней части Куртушибинского офиолитового пояса. Массив площадью ~ 35 км^2 представлен тектоническим блоком, окаймленным серпентинитовым меланжем.

Агардагский массив является одним из крупных в составе Южно-Тувинского пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны. Он представляет собой линзообразное тело площадью ~ 70 км^2, вытянутое в северо-восточном направлении согласно со складчатой структурой региона.

Оба массива сложены реститовыми породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, которые претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород. Выявленные рудопроявления хромшпинелидов в них (линзовидные, полосчатые и шлировидные тела) приурочены в большинстве случаев к дунитах, в связи с чем данные породы представляют наибольший металлогенический интерес.

Согласно классификации Н.В. Павлова [4] хромшпинелиды обоих объектов по химическому составу соответствуют преимущественно хромитам, в значительно меньшем количестве отмечаются – алюмохромиты, субферриалюмохромиты и субферрихромиты.

Оценка химического состава хромшпинелидов с использованием экспериментальных данных и оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри [3, 6] позволили определить степень частичного плавления мантийного субстрата и температурный интервал формировании ультрамафитов Калнинского и Агардагского массивов. Согласно расчетам и графическим построениям, породы первого объекта формировались при значительной вариации степени частичного плавления мантийного источника (28-41 %) в диапазоне температур от 844 до 746 ºС, а породы Агардагского массива – при 25-41 % и температурах от 825 до 646 ºС.

Содержание микропримесных элементов в хромитовых рудах было выполнено в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск) на квадрупольном ICP MS – спектрометре серии Agilent 7500. Для анализа предварительно подготавливались порошки, путем истирания сливных и густовкрапленных хромитов.

Полученные значения показывают, что по содержанию легкоплавких платиноидов (Pd и Pt) (табл. 1), исследованные массивы характеризуются противоположными друг другу специализациями: Калнинский массив – платиновой специализацией минералов ЭПГ (Pt – до 0,06 г/т, Pd – до 0,02 г/т), а Агардагский –

палладиевой (Pd – до 0,03 г/т, Pt – до 0,004 г/т). Данный вывод, в частности для Агардагского массива, хорошо согласуется с исследованиями Л.В. Агафонова с соавторами [1], которые отмечали крайне ограниченную встречаемость зерен платины (как самородной, так и в соединении) в составе последнего.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в рудных хромитах

Образец	V	Mn	Co	Ni	Cu	Ru	Rh	Ir	Pd	Pt
Калнинский массив										
k-7035	157,52	1137,32	155,63	957,23	60,44	0,016	н.о.	н.о.	0,010	0,026
k-c-36/190	62,34	625,43	73,12	2030,95	48,83	0,054	н.о.	н.о.	0,008	0,059
k-7045/3	79,91	368,97	30,07	895,22	55,14	0,057	н.о.	н.о.	0,009	0,043
k-7045/2	104,74	696,28	52,28	849,37	55,11	0,078	н.о.	н.о.	0,008	0,021
k-c-37/73.3	80,13	451,88	57,78	1653,81	16,31	0,021	н.о.	н.о.	0,019	0,054
Агардагский массив										
1	273,73	532,50	71,32	957,64	9,40	0,172	0,019	0,006	0,027	0,002
2	365,98	598,86	45,05	802,38	3,89	0,305	0,024	0,018	0,032	0,004
3	303,81	720,90	66,83	687,76	5,36	0,290	0,029	0,011	0,023	0,003
4	308,53	501,06	51,52	845,57	4,20	0,127	0,015	0,005	0,028	0,004
5	269,71	615,15	102,56	1568,47	5,37	0,156	0,010	0,008	0,024	0,001
6	259,39	605,66	92,30	1787,53	7,74	0,153	0,007	0,009	0,025	0,003

Примечание: н.о. – элемент не определялся.

При этом отмечается, что хромиты Калнинского массива, характеризующиеся платиновой специализацией ЭПГ, отличаются от хромитов Агардагского массива с палладиевой специализацией заметно большими значениями примеси меди при меньших значениях ванадия и рутения (табл. 1). Влияет ли наблюдаемая зависимость в содержании данных трех элементов (V, Cu, Ru) на соотношение примеси Pt и Pd, а, соответственно, и на тип специализации присутствующих среди хромитов легкоплавких платиноидов судить по двум массивам пока еще рано. Однако автор не исключают, что последующие исследования химизма хромитов из других реститовых ультрамафитовых массивов позволит использовать данную триаду в виде такого индикатора.

Примесь золота при пороге чувствительности прибора <0,0002 г/т как в хромитах Калнинского, так и в хромитах Агардагского массива не выявлена.

Учитывая в целом близкие параметры формирования исследованных ультрамафитовых массивов (степень частичного плавления мантийного субстрата, температурный интервал пластических метаморфических преобразований), очевидно, состав и специфика микропримесного набора элементов в хромитах каждого из этих объектов определяется генетическими особенностями их исходных мантийных субстратов.

[1] Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии. 2005. 224 с.

[2] Еханин Д.А. Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива // Разведка и охрана недр. 2010. № 9. С. 24–28.

[3] Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 660–664.

[4] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.

[5] Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.

[6] Fabries J. Spinel-olivine Geotermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. V. 69. № 4. P. 329–336.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕРЫ И КАРБИДА ЖЕЛЕЗА ПРИ Р-Т ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Баталева Ю.В.[1,2], Пальянов Ю.Н.[1,2], Борздов Ю.М.[1,2], Баюков О.А.[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, bataleva@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Красноярск, Институт физики им. В.Л. Киренского СО РАН

Экспериментальные исследования в системе Fe_3C-S_2, направленные на определение потенциальной роли серы в процессах экстракции углерода из карбида в условиях восстановленной литосферной мантии, выполнены на многопуансонном аппарате высокого давления «разрезная сфера» (БАРС), при давлении 6,3 ГПа, в интервале температур 900-1500°С и длительности 18-20 часов. Установлено, что в ходе взаимодействия сера-карбид при 900 и 1000 °С образуется ассоциация пирротин ($Fe_{0,99}S$) + графит, а также сохраняются единичные кристаллы исходного карбида (когенита). На контакте карбида и пирротина образуются реакционные каймы из графита. По данным Мёссбауэровской спектроскопии, полученный пирротин характеризуется большим числом хаотически распределенных катионных вакансий, и принадлежит к моноклинной (44 %) и гексагональной (56 %) сингониям. При более высоких температурах карбид полностью расходуется, и при Т≥1100 °С образование графита сопровождается генерацией сульфидного и металл-сульфидного расплавов. Методом Мессбауэровской спектроскопии установлено, что при закалке сульфидного расплава кристаллизуется пирротин (гексагональный, с упорядоченными катионными вакансиями), а при закалке металл-сульфидного расплава - агрегат микродендритов пирита и железа (рис.1а). Следует отметить, что при температурах 1400 и 1500 °С на затравочных кристаллах происходит рост алмаза. По данным микрозондового анализа, при Т ≥ 1300 °С образующийся сульфидный расплав имеет постоянный состав (не зависящий от температуры), который отвечает $Fe_{0,99}S$. Металл-сульфидный расплав характеризуется переменным составом, мольное соотношение Fe:S в котором снижается с 2,21 (1100 °С) до 1,8 (1500 °С) при повышении температуры.

В ходе реконструкции процессов взаимодействия карбид-сера установлено, что, уже начиная с 900 °С, реакция $\mathbf{2Fe_3C + 3S_2 \rightarrow 6FeS + 2C^0}$ проходит практически полностью. Исследование реакционных структур, сохранившихся вокруг единичных кристаллов карбида, позволяет определить механизм кристаллизации графита при относительно низких температурах. В частности, образование между карбидом и сульфидным матриксом реакционных зон из графита свидетельствует о том, что в результате экстракции железа из карбида при взаимодействии с расплавом серы реализуется образование пирротина, а высвободившийся (избыточный) углерод кристаллизуется в виде графита. При более высоких температурах (≥1100°С), когда происходит плавление новообразованного сульфида, кристаллизация графита, наиболее вероятно, осуществляется при взаимодействии когенита с первыми порциями сульфидного расплава. В результате часть сульфидного расплава обогащается железом, что приводит к образованию металл-сульфидного расплава. Следует отметить, что в результате прохождения углерод-продуцирующих реакций, в сульфидном или металл-сульфидном расплавах при относительно высоких температурах кристаллизуется не только графит, но и происходит рост алмаза. Таким образом, результаты экспериментальной реализации реакций образования элементарного углерода в системе

карбид-сера демонстрируют эффективность данного взаимодействия, как для кристаллизации графита, так и алмаза.

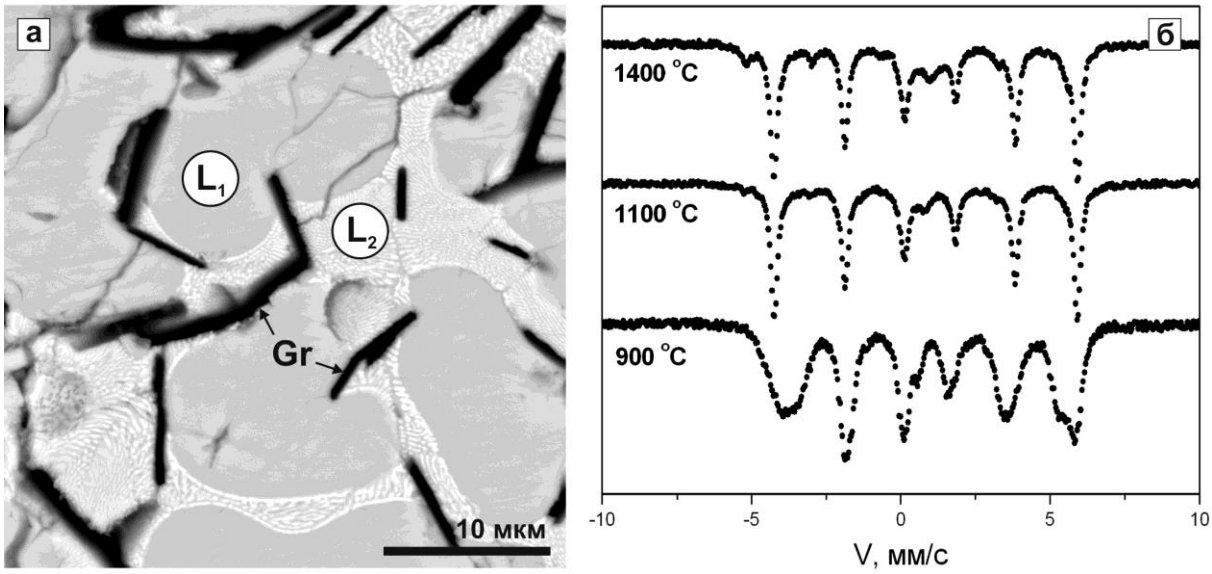


Рис. 1. РЭМ микрофотография, кристаллы графита в закалочных агрегатах сульфидного и металл-сульфидного расплавов, T=1300°C (а) и Мёссбауэровские спектры полученных образцов (б).
Gr - графит, L_1 - сульфидный расплав, L_2 - металл-сульфидный расплав.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-31061).

ПОДБОР РАСТВОРИТЕЛЯ ДЛЯ ВЫРАЩИВАНИЯ $Ca_5(BO_3)_3F$

Крагжда А.А., Кузнецов А.Б., Кох К.А.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Новосибирский государственный университет
kraghzda@gmail.com

Благодаря высокой фотонной энергии, излучение в ультрафиолетовом диапазоне применяется в фотолитографии, в процессах обработки материалов, спектрометрии, во многих областях науки и медицины. На данный момент широко используются газовые эксимерные лазеры, но на смену им приходят твердотельные лазеры, которые имеют более высокую когерентность излучения, а также более компактный размер, но генерируют свет только в ИК диапазоне. Поэтому получение УФ в твердотельном лазере возможно только путем преобразованию света на нелинейно оптическом кристалле. Одним из таких кристаллов является $Ca_5(BO_3)_3F$ (CBF)[1], который, помимо высоких нелинейно-оптических свойств, обладает высоким порогом устойчивости к лазерному излучению и не гигроскопичен.

Одной из трудностей в процессе роста является получение чистой шихты, так как входящие компоненты, такие как бор и фтор, обладают высокой летучестью, а сам синтез проходит при температуре около 1000°C. Вследствие инконгруэнтного плавления, рост CBF производится из высокотемпературного раствор-расплава. Например, в системе CBF-LiF[2], используемой зарубежными авторами. Но известно, что фторид лития подвержен процессам пирогидролиза на воздухе, что делает его не самым оптимальным растворителем.

В настоящей работе были подобраны новые условия твердофазного синтеза, которые позволяют получить CBF без примесей посторонних фаз.

Для этого была подготовлена серия образцов с различными исходными соотношениями компонентов в смеси. Реагентами выступали $CaCO_3$, HBO_2, CaF_2. После предварительного отжига при 500°C, порошки были повторно перемешаны и спрессованы в таблетки. После последующего высокотемпературного отжига, таблетки перетирались для РФА.

На основе расчетного метода был проведен анализ возможных растворителей для выращивания кристаллов CBF. Были теоретически и экспериментально протестированы эвтектические системы $LiBO_2$-LiF, NaF-CaF_2 и CaF_2+LiF.

[1] Kozhaya N., Ferriol M., Cochez M., Aillerie M., Maillard A. Growth and characterization of Ca5(BO3)3F fiber crystals, a new nonlinear optical material for UV light generation // Optical materials. 2011. V. 33. P. 1621-1625.

[2] Xu K., Loiseau P., Aka G., Lejay J. BaCaBO(3)F: A nonlinear optical crystal investigated for UV light generation. // Crystal Growth and Design. 2009. V.5. P.2235-2239.

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ СЛОЖНЫХ БОРАТОВ $Y_xM_ySc_z(BO_3)_4$, M=Pr,Nd

Кузнецов А.Б., Крагжда А.А., Кох К.А.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Новосибирский государственный университет
ku.artemy@gmail.ru

Соединения боратов изоструктурные малораспространённому минералу хантиту уже несколько десятилетий вызывают огромный интерес из-за их перспектив в нелинейной оптике. Один из таких боратов - $YAl_3(BO_3)_4$ (YAB). При замещении в нем части катионных позиций редкоземельными элементами, такими, как Nd, Er, Tb, можно реализовать в кристалле самоудвоение частоты – одновременную генерацию лазерного излучения и его нелинейно-оптическое преобразование. Однако кристаллы YAB очень сложно вырастить, максимальные размеры не превышают 1 см. На замену YAB был предложен целый ряд других соединений, таких как $LaSc_3(BO_3)_4$ [1] (LSB), $SmGa_3(BO_3)_4$ и др. Эти соединения достаточно легко выращиваются методом раствор – расплавной кристаллизации. Но и для этих соединений существует проблемы. Так, кристаллы LSB, по версии некоторых ученых, имеют 3 фазовых перехода, и структура хантита устойчива только в диапазоне температур 1200-1050°C [2]. Позднее, в нашей лаборатории было доказано, что LSB во всем диапазоне температур имеет одну структуру - C2/c [3]. Доказано, что если LSB допировать атомами Nd, Pr,Y, то он переходит в структуру хантита. Таким образом, для ряда соединений, таких как $Y_{0.57}La_{0.72}Sc_{2.71}(BO_3)_4$ [4] (далее YLSB), $Lu_{0.66}La_{0.95}Sc_{2.39}(BO_3)_4$ [5] (далее LLSB), и других, на тройной диаграмме $LaBO_3$-$3ScBO_3$-($LuBO_3$,YBO_3) [6] были выделены области существования составов со структурой хантита. Целью данной работы было получение кристаллов состава $Y_xPr_ySc_z(BO_3)_4$ (далее YPSB), $Y_xNd_ySc_z(BO_3)_4$, x+y+z=4 (далее YNSB) путем полной замены в соединении YLSB атомов La на атомы Nd или Pr. Так как кристаллы данного семейства плавятся инконгруэнтно, их выращивание требует использования растворителя. Кристаллы YAB выращивались с использованием растворителя KMo_2O_{10}[1], а для выращивания YLSB был предложен растворитель состава $Li_6B_4O_9$[7]. Эти растворители характеризуются высокой вязкостью и летучестью. В данной работе, в качестве растворителя был взят эвтектический состав системы $0,59LiBO_2 – 0,41LiF$[3], и рост осуществлялся методом TSSG.

Для приготовления шихты использовались Pr_2O_3, Nd_2O_3, Sc_2O_3, Y_2O_3, HBO_2, $Li_2(CO_3)$, LiF. Количество полезного компонента в растворителе для YNSB составляет 40 мас.%, а для YPSB – 25 мас.%. Итоговые мольные соотношения компонентов для YNSB - 0,25 Nd_2O_3: 0,25 Y_2O_3: 0,8 Sc_2O_3: 2.75 HBO_2: 0,177 $Li_2(CO_3)$: 0,246 LiF, а для YPSB - 0,125 Pr_2O_3: 0,125 Y_2O_3: 0,5 Sc_2O_3: 1,94 HBO_2: 0,221 $Li_2(CO_3)$: 0,205 LiF. Перемешанные компоненты ссыпались в платиновый тигель и прокаливались при 800 °C в течение 12 часов для удаления летучих. При дальнейшем нагреве смесь расплавлялась и выдерживалась 3 дня при 1000 °C для гомогенизации. Готовность плава проверялась путем касания дна тигля платиновым щупом. Прилипание щупа ко дну тигля означало, что на дне отсутствует нерастворенный осадок. Температура начала кристаллизации подбиралась путем анализа степени оплавления затравочного кристалла после контакта с расплавом. При отсутствии роста и оплавления затравки в течение 24 часов включалось снижение температуры печи со скоростью 0,05 °C/ч. Через 2 месяца кристалл поднимали над расплавом и остужали печь до комнатной температуры со скоростью 10-20 °C/ч.

В результате данной работы были получены монокристаллы YPSB и YNSB

массой до 30 г. С помощью СЭМ был оценен их химический состав и установлено его влияние на параметры элементарной ячейки.

[1] Wang G., He M., Chen W., Lin Z., Lu S., Wu Q. Structure of low temperature phase g-LaSc3(BO3)4 crystal // Mat. Res. Innovat. 1999. V.2. P.341–344

[2] He M., Wang G., Lin Z., Chen W., Lu S., Wu Q. Structure of medium temperature phase b-$LaSc_3(BO_3)_4$ crystal // Mat. Res. Innovat. 1999. V.2. P.345-348.

[3] Федорова М.В., Кононова Н.Г., Кох А.Е., Шевченко В.С. Выращивание кристаллов MBO3 (M – La, Y, Sc) и LaSc3(BO3)4 из раствор-расплавов системы LiBO2–LiF // Неорганические материалы. 2013. V.49. P. 505–509

[4] Yea N., Zhanga Y., Chena W., Keszlerb D.A., Akac G. Growth of nonlinear optical crystal Y0.57La0.72Sc2.71(BO3)4 // Journal of Crystal Growth. 2006. V.292. P.464–467

[5] Li W., Huang L., Zhang G., Ye N. Growth and characterization of nonlinear optical crystal Lu0.66La0.95Sc2.39(BO3)4 // Journal of Crystal Growth. 2007. V.307. P.405–409

[6] Ye N. Structure design and crystal growth of UV nonlinear borate materials // Struct. Bond. 2012. V.144. P.181–222

[7] Ye N., Stone-Sundberg J.L., Hruschka M. A., Aka G., Kong W., Keszler D.A. Nonlinear Optical Crystal YxLayScz(BO3)4 (x + y + z) 4) // Chem. Mater. 2005. V.17. P.2687-2692

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАБИЛЬНОСТИ МАГНЕЗИТА ПРИ ПОГРУЖЕНИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ В ПРОЦЕССЕ СУБДУКЦИИ В ПРИСУТСТВИИ ВОДЫ

Мартиросян Н.С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
martirosyanns@gmail.com

Исследование мантийных ксенолитов, карбонатитов и кимберлитов указывает на присутствие карбонатов в мантии Земли, основным источником которых является субдукция океанических осадков [1]. Согласно экспериментальным данным, карбонаты океанической коры могут погружаться вплоть до переходного слоя в P-T условиях холодной субдукции [2]. Однако их стабильность будет зависеть также и от окислительно-восстановительных условий в мантии. В глубинных частях мантии, фугитивность кислорода в которых определяется буфером железо – вюстит и где присутствует Fe^0 [3], вероятно, будет происходить восстановление карбонатов [4]. И поскольку образование океанических осадков происходит в условиях высокого парциального давления H_2O, и существенная часть воды сохраняется до больших глубин при холодной субдукции, оказывая значительное влияние на физико-химические процессы на границе плита-мантия, то целесообразно исследовать систему магнезит – вода - железо.

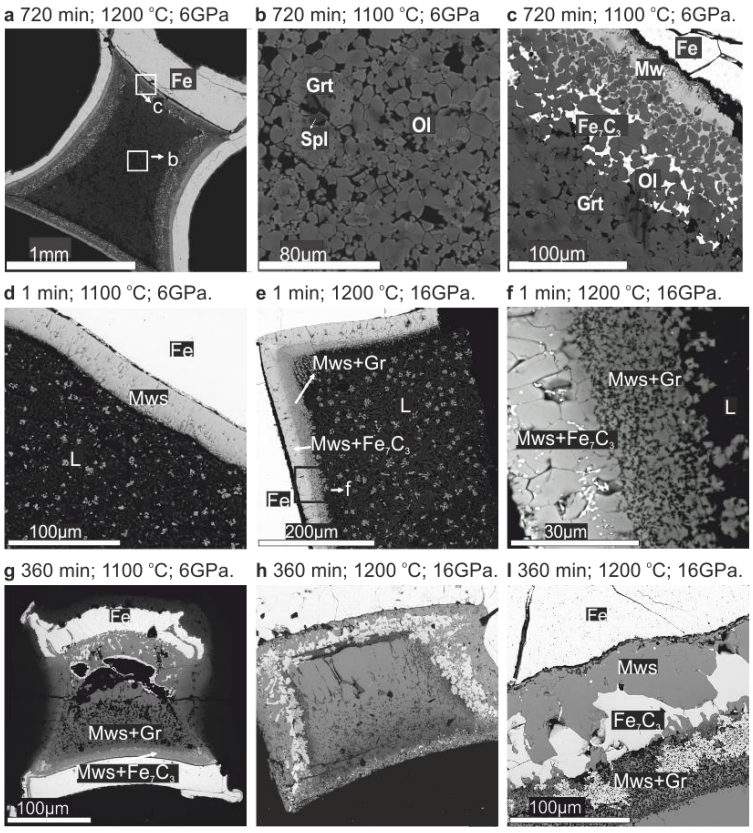


Рис 1. Изображение образцов в обратно-рассеянных электронах: a,b,c – системы перидотит- $MgCO_3$-Fe-H_2O, d-i - системы $MgCO_3$-Fe-H_2O. Параметры (длительность, температура, давление) экспериментов указаны над картинками.

Было рассмотрено две системы, которые позволяют судить о стабильности магнезита в восстановленных условиях, а именно, $MgCO_3$-Fe-H_2O, перидотит - $MgCO_3$ - Fe - H_2O. Основные продукты реакции были представлены карбидом Fe_7C_3 или Fe_3C и магнезиовюститом. Эксперименты в присутствии воды показывают, что ее влияние столь существенно, что затрагивает как кинетику, так и состав образующихся фаз, а также температуры плавления. Активный окислительно – восстановительный процесс сопровождается образованием восстановленного флюида, плавлением карбонатов при низких температурах, которые на сотни градусов ниже ликвидуса в безводной системе. Кинетические подсчёты показывают, что скорость реакции в случае взаимодействия $MgCO_3$ - Fe - H_2O составляет около 10^{-11} при 6 ГПа, 1100^0C и при 16 ГПа и 1200^oC (температуры соответствуют субдукционной геотерме [2]).

Будут ли карбонаты на самом деле сохраняться до глубин нижней мантии, а, возможно, и ядра? Ответ ясен в случае безводных систем, поскольку, как доказано ранее, магнезит ($MgCO_3$) стабилен до ~110 ГПа и температур 2000–3000 K [1]. Однако картина кардинально меняется, если в системе присутствует вода. Как показывают исследования системы карбонаты – вода – перидотит – железо, карбонаты полностью реагируют, при этом кальцит растворяется в структуре гранатов, а магнезит частично реагирует с железом, с образованием уже описанной ассоциации вюстита с карбидом, частично растворяющихся в структуре оливина.

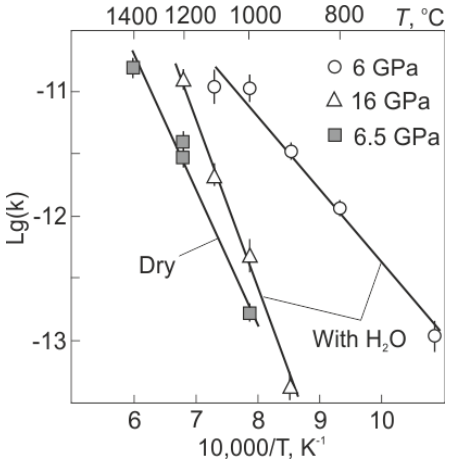


Рис 2. Кривые Аррениуса, построенные на основании экспериментальных данных для реакции $MgCO_3$ – Fe в безводной (dry) и водосодержащей системах при 4 – 6.5 ГПа.

Работа осуществлена при поддержке проекта No 14.B37.21.0457 Министерства образования и науки РФ, президентского гранта No MD-500.2013.5.

[1] Katsura T., Ito E. Melting and subsolidus phase relations in the $MgSiO_3$ single bond MgCO3 system at high pressures: implications to evolution of the Earth's atmosphere// Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 99. P. 110-117.

[2] Kerrick D.M., Connolly J.A.D. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 189. I. 1. P. 19-29.

[3] Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of Earth's mantle // Annu. Rev. Earth and Planetary Science. 2008. V. 36. P. 389-420.

[4] Rohrbach A., Schmidt M.W. Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon-iron redox coupling // Nature. 2011. V. 472. I. 7342. P. 209-212.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЧАРОИТА С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ МУРУНСКОГО МАССИВА

Марчук М.В., Медведев В.Я.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН,
marin@crust.irk.ru

На сегодняшний день известно единственное в мире месторождение чароита – «Сиреневый камень», открытое в 1960 г. Ю.А. Алексеевым, Ю.Г. Роговым и В.П. Роговой. Местонахождение приурочено к Мурунскому щелочному массиву, расположенному на границе Иркутский области и Республики Саха (Якутия) [1]. Несмотря на то, что изучение месторождения началось с момента его открытия, до настоящего времени нет единой, достаточно обоснованной точки зрения на структуру рудного поля, природу и возраст оруденения, генезис чароитовых пород. Существует несколько полярных мнений об условиях и механизме формирования чароититов – от магматического генезиса, метасоматического взаимодействия флюидизированных расплавов с вмещающими породами, до низкотемпературного гидротермального [2]. Проблема генезиса Мурунского щелочного массива распадается на ряд генетических вопросов: состав исходной магмы, механизмы ее кристаллизации и дифференциации, особенности генезиса отдельных типов пород – карбонатитов, чароититов, торголитов, каритов и других. Поставленные выше вопросы однозначно не решены и требуют применения других подходов, в первую очередь, экспериментальных.

За последние 20 лет систематических экспериментальных исследований по данной тематике практически не проводилось. Устойчивость чароита при отжиге исследовалась К.А. Лазебник [3] и Е. Матессанз [4]. Предварительное изучение расплавных и флюидных включений, выполненные А.А. Боровиковым (ИГМ СО РАН), свидетельствует в пользу кристаллизации минералов в чароитсодержащих породах из расплав-флюида при температурах около 800 °С. Экспериментальные исследования устойчивости чароита и условий его стабильности в зависимости от химического состава минералообразующей среды представлены в монографии «Чароит» [2]. В данной работе отмечается образование силикатного расплава в изотермо-изобарических условиях при температуре 550 °С и давлении 1000 атм, установлена устойчивость чароита только в щелочной среде при некотором избытке калия, однако состав силикатного расплава, образование которого отмечено во всех опытах данной работы, не диагностирован.

Для исследования устойчивости чароита при его взаимодействии с вмещающими породами и влияния флюидного режима на процесс взаимодействия проведены эксперименты в области температур 500–800 °С и давлений 1000 атм, длительностью до 100 ч. При проведении экспериментов в платиновую ампулу диаметром 9-10 мм и объемом 7-9 $см^3$ помещался истертый порошок чароита (р/ф анализ: чароит с примесью микроклина) с участка «Старый» месторождения «Сиреневый камень» массой 3 г. На контакте с чароитом помещался образец вогезита массой 0,3-0,5 г. В качестве флюидной составляющей в систему вводился 5 – 10% раствор H_2O + $NaHCO_3$ + KOH объемом до 2 $см^3$. Соотношение K/Na выбиралось, исходя из соотношения данных элементов в чароите.

После проведения экспериментов при T = 500-800 °С (градиент ~ 50 °С), P = 1000 атм, длительности 72-100 ч состав флюидной фазы изменялся от чистой H_2O до 5 и 10 % раствора ($NaHCO_3$ + KOH).

После вскрытия ампул газовый хроматографический анализ показал следующий качественный состав флюида после экспериментов: для H_2O – присутствие H_2, CH_4, CO_2; для 5 % раствора ($NaHCO_3$ + KOH) – CO; для 10 % раствора ($NaHCO_3$ + KOH) – CH_4.

При повышении температуры до 800 °C (градиент ~ 50 °C на контакте чароитового порошка с вогезитом происходит перекристаллизация чароита с образованием новых фаз, основной из которых является волластонит $Ca_3(Si_3O_9)$, представленный прозрачными столбчатыми кристаллами длиной 0,4-1,5 мм, а также присутствует чароит со следами кальцита, амфибола, афвиллита $Ca_3(SiO_3 \cdot OH)_2 \cdot 2H_2O$. В верхней части ампулы без взаимодействия с вогезитом отмечается раскристаллизация чароита с образованием волластонита. Эксперименты показали образование реакционной полиминеральной зоны при взаимодействии чароита с вмещающими породами. Микрозондовый анализ реакционной зоны подтверждает ее сложное строение. Проведенные исследования не подтвердили образования силикатного расплава. Влияние флюидного режима на процесс взаимодействия чароита с различными породами требует дальнейшего экспериментального изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ - Байкал 14-45-04108.

[1] Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. 221с.

[2] Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2008. 140 с.

[3] Лазебник К.А., Заякина Н.В., Лазебник Ю.Д. и др. Новые данные о чароите из метасоматических пород района Мурунского массива // Минералы эндогенных образований Якутии. 1977. С. 123 – 153.

[4] Matesanz E, Garcia-Guinea J., Crespo-Feo E. et al. The high-temperature behavior of charoite // Canadian Mineralogist. 2008. V. 46. P. 1207-1213.

ТЕРМИЧЕСКОЕ УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ $NaMg_{0.5}Si_{2.5}O_6$ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СЖИМАЕМОСТИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Подбородников И.В.[1,2], *Дымшиц А.М.* [1,2], *Литасов К.Д.* [1,2], *Шарыгин И.С* [1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, podborodnikov_iv@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Фазовые превращения в минералах, сопровождающиеся изменением координации кремния с тетраэдрической на октаэдрическую, характеризуются значительным изменением таких физических характеристик как плотность (ρ), модуль объемного сжатия (K_T) и модуль сдвига (G). Подобные изменения, происходящие в минералах на уровне мантии Земли, могут приводить к значительным скачкам скоростей сейсмических волн.

В данной работе были изучены изменения структуры Na-пироксена, а именно прослежены изменения объема элементарной ячейки минерала посредством многопуансонного гидравлического пресса типа Каваи с помощью метода рентгеновской дифракции *in situ*, усиленной синхротронным излучением на станции BL04B1 ускорителя «SPring-8» (Япония). Для определения параметров элементарной ячейки Na-пироксена использовались 12-13 основных рефлексов в рамках пиков пространственной группы *P2/n*.

Для аппроксимации *P-V-T* данных для Na-пироксена использовали УС Бёрча-Мурнахана третьего порядка. При построении УС были получены шесть подгоночных параметров: V_0 - объем элементарной ячейки при 1 атм и 298 К, K_{T0} - изотермический модуль всестороннего сжатия, его производные по давлению $K_T'=\partial K_{T0}/\partial P$ и по температуре $\partial K_T/\partial T$, а также термическое расширение $\alpha=a_1+a_2T$. Расчетные изотермы для УС ВТБМ показывают хорошую сходимость с экспериментальными данными.

Сжимаемость пироксенов в рамках пространственной группы преимущественно коррелирует с объемом элементарной ячейки при стандартных условиях (рис. 1) [1]. Пироксены с пространственной группой *P2/n* обладают более низкими значениями K_{T0}, чем пироксены с пространственной группой *C2/c* (рис. 1). Различие между двумя группами можно объяснить с позиции особенностей полиэдра M2. В структуре пироксенов полиэдр M2 может иметь два типа связей, одна из которых, так называемая, "симпатическая" (на рис. 2 связь Na - O6), а вторая - "антипатическая" (на рис. 2 связь Na - O5). Разница между этими связями заключается в их различном влиянии на разворот Si-тетраэдров. Длина "симпатической" связи под давлением становится короче и либо способствует повороту Si-тетраэдра, либо не оказывает на него влияния, в то время как сокращение длины "антипатической" связи противодействует повороту этого тетраэдра, делая структуру менее сжимаемой [2]. Пироксены из нижнего тренда (рис. 1) обладают только "симпатической" связью в отличие от пироксенов из верхнего тренда, для которых характерного наличие "антипатической" связи. Таким образом, пироксены с пространственной группой *P2/n* менее устойчивы к стрессу и обладают более низкими значениями K_{T0} (рис. 1). Интересной особенностью изученного Na-пироксена является то, что он занимает промежуточное положение между двумя трендами, хотя относится к пространственной группе *P2/n*. Это объясняется тем, что в его структуре имеются оба типа связей (рис. 2). Появление антипатической связи может быть обусловлено заселением позиции M1 двумя различными катионами, Mg и Si, контролирующими объем элементарной ячейки Na-пироксена.

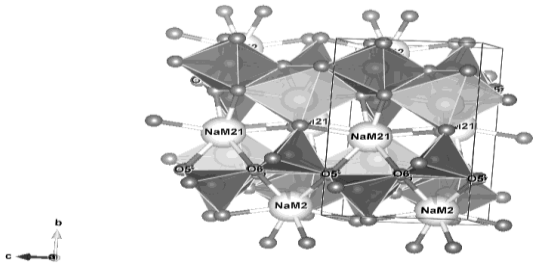


Рис. 1. Структура Na-пироксена в полиэдрах [3]. Тетраэдры и темные октаэдры заполнены Si, светлые октаэдры - Mg. Na заселяет 2 типа додекаэдров M2 и M21. Мелкие шары - атомы кислорода. Выделены связи Na с Si-тетраэдрами, O5 более длинная связь в полиэдрах (антипатическая), O6 - более короткая (симпатическая). Элементарная ячейка обозначена параллелепипедом.

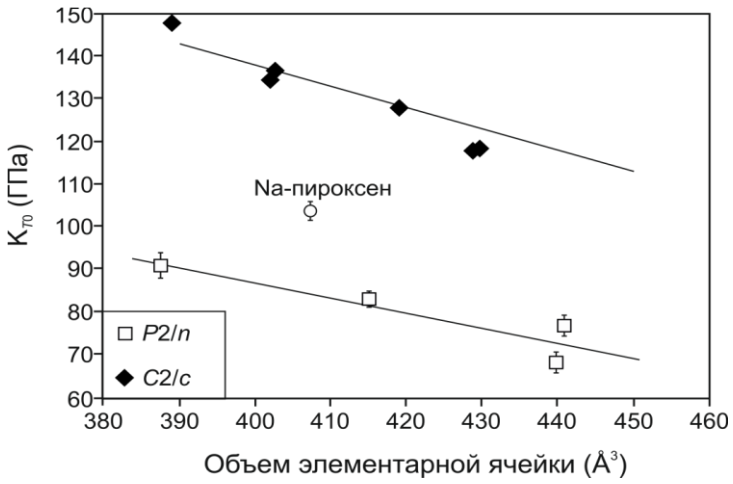


Рис. 2. Зависимость модуля сжатия от объема элементарной ячейки для пироксенов с пространственными группами *P2/n* и *C2/c* [2]. Все пироксены из верхнего тренда обладают антипатической связью M2-O3. Пироксены из нижнего тренда (рисками обозначены значения погрешностей) имеют симпатическую связь. Na-пироксен имеет одну антипатическую и одну симпатическую связь.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ, (проект № 14.B25.31.0032), гранта Президента Российской Федерации (МК-265.2014.5) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 14-05-00957 и 12-05-00250).

[1] Dymshits A.M., Litasov K.D., Shatskiy A., Sharygin I.S., Ohtani E., Suzuki A., Pokhilenko N.P., Funakoshi K. P-V-T equation of state of Na-majorite to 21 GPa and 1673 K // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2014. V. 227. P. 68-75.

[2] McCarthy A.C., Downs R.T., Thompson R.M. Compressibility trends of the clinopyroxenes, and in-situ high-pressure single-crystal X-ray diffraction study of jadeite // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 198-209.

[3] Momma K., Izumi F. VESTA 3 for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data // Journal of Applied Crystallography. 2011. V. 44. P. 1272-1276.

ИССЛЕДОВАНИЕ «10 Å ФАЗЫ» МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ *IN SITU*

Ращенко С.В.[1,2], Лихачёва А.Ю.[1], Горяйнов С.В.[1], Крылов А.С.[3], Литасов К.Д.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rashchenko@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Красноярск, Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН

«10 Å фаза», $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot xH_2O$, полученная экспериментально [1], а затем обнаруженная и в природных образцах [2], является одной из водосодержащих фаз, стабильных в мантийных условиях. Последнее, вероятно, позволяет 10 Å фазе играть важную роль в субдукционном транспорте H_2O в глубинные горизонты мантии (рис. 1). Предшествующие исследования 10 Å фазы, однако, проводились на закаленных образцах, возможно претерпевших структурные изменения в ходе закалки.

Проведённое нами исследование образования 10 Å фазы при 8 ГПа и 500°C *in situ* с использованием высокотемпературной ячейки с алмазными наковальнями и КР-спектроскопии показало существенное различие в расположении межслоевых молекул воды в синтезированной *in situ* и закалочной 10 Å фазе (рис. 2). Последнее может быть интерпретировано как свидетельство частичной дегидратации 10 Å фазы в ходе закалки, проливая свет на проблему содержания воды в 10 Å фазе, по которой до сих пор имеются значительные расхождения.

Наблюдавшееся перераспределение межслоевых молекул воды, вероятно, является обратимым, и частично дегидратированная (закалочная) 10 Å фаза может быть возвращена в полностью гидратированное состояние путём сжатия в водной среде. Напротив, при сжатии закалочной 10 Å фазы в безводных условиях оставшиеся молекулы H_2O не в состоянии стабилизировать структуру при высоких давлениях, в результате чего наблюдается фазовый переход в высокобарическую модификацию 10 Å фазы [3-4]. Такое объяснение согласуется с результатами расчётов, показавших, что высокогидратированная форма 10 Å фазы (x = 2) является стабильной только при высоком давлении и не может быть закалена [5].

Также на основе полученных данных были оценены кинетические параметры реакции «тальк + H_2O → 10 Å фаза».

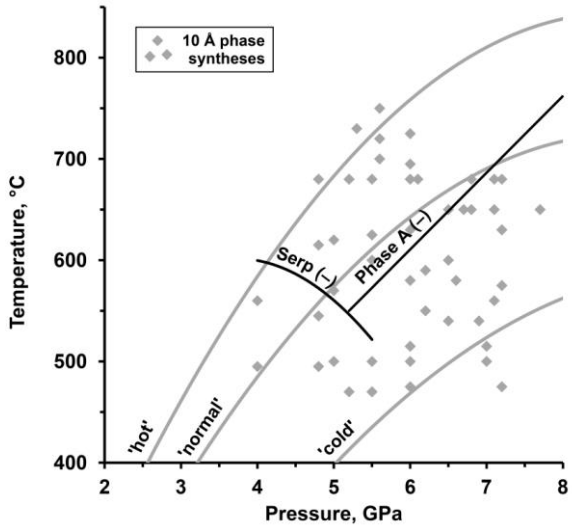


Рис. 1. Пересечение кривых дегидратации серпентина и фазы А [6]. Геотермы поверхности Мохоровичича для «горячей», «нормальной» и «холодной» субдукции

приведены по [7]. Точками показаны условия синтеза 10 Å фазы в соответствии с доступными источниками.

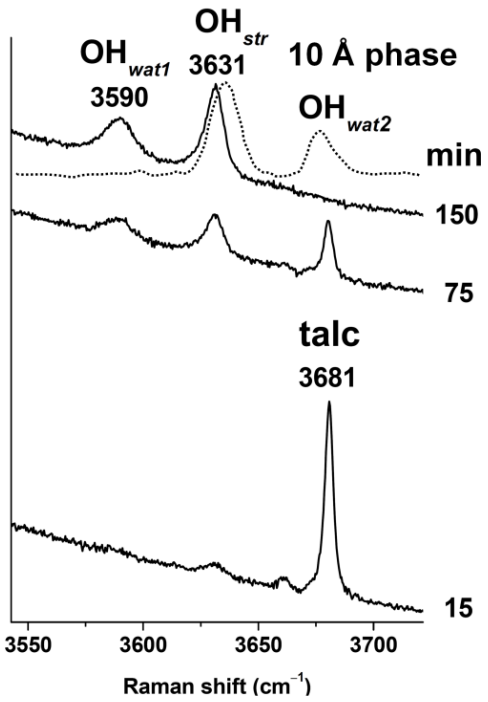


Рис. 2. КР-спектры, снятые в ходе реакции «тальк + H_2O → 10 Å фаза». Спектр закалочной 10 Å фазы в аналогичных условиях [4] показан пунктиром.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (грант №14.B25.31.0032), Российского фонда фундаментальных исследований (грант №13-05-00185) и Российского научного фонда (грант №14-13-00834).

[1] Sclar C.B., Carrison L.C. High-pressure reactions and shear strength of serpentinized dunite // Science. 1966. V. 153. P. 1285-1286.

[2] Khisina N.R., Wirth R. Nanoinclusions of high-pressure hydrous silicate, $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ (10 Å phase), in mantle olivine: Mechanisms of formation and transformation // Geochemistry International. 2008. V. 46. P. 319-327.

[3] Comodi P., Cera F., Dubrovinsky L., Nazzareni S. The high-pressure behaviour of the 10 Å phase: A spectroscopic and diffractometric study up to 42 GPa // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 246. P. 444-457.

[4] Comodi P., Cera F., Nazzareni S., Dubrovinsky L. Raman spectroscopy of the 10 Å phase at simultaneously H*P*-H*T* // European Journal of Mineralogy. 2007. V. 19. P. 623-629.

[5] Wang J.W., Kalinichev A.G., Kirkpatrick R.J. Molecular modeling of the 10 Å phase at subduction zone conditions // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 222. P. 517-527.

[6] Komabayashi T., Hirose K., Funakoshi K.-I., Takafuji N. Stability of phase A in antigorite (serpentine) composition determined by in situ X-ray pressure observations // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 151. P. 276-289.

[7] Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 183. P. 73-90.

СЖИМАЕМОСТЬ, ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ И АМОРФИЗАЦИЯ КОРОНЕНА ПРИ ДАВЛЕНИИ ДО 6 ГПА

Чанышев А.Д.[1,2], Лихачева А.Ю.[1], Гаврюшкин П.Н.[1,2], Литасов К.Д.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, chanyshev_90@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Коронен $C_{24}H_{12}$ – полициклический ароматический углеводород (ПАУ), состоящий из шести поликонденсированных бензольных колец. Исследование стабильности углеводородных соединений, в частности ПАУ, при высоких давлениях связано с их присутствием в природных объектах глубинного происхождения (включения в гранатах и оливинах из кимберлитов [1]) и необходимостью моделирования состава восстановленного C-O-H флюида, принципиального для процессов плавления мантийного вещества. При 298 К и атмосферном давлении коронен имеет пространственную группу $P2_1/a$ и параметры решетки a = 16,094(9) Å, b = 4,690(3) Å, c = 10,049(8) Å, β = 110,792(2)°, Z = 2 [2].

Известно два высокобарических фазовых перехода в коронене в области 0,7 и 11,8 ГПа, определенных методами рентгеновской дифрактометрии и ИК- и КР-спектроскопии [3]. Для фаз высокого давления предложены следующие пространственные группы: $P2_1/a$ для фазы I ($P \leq 0,7$ ГПа), P2/m для фазы II ($0,7 \leq P \leq 11,8$ ГПа) и Pmmm для фазы III ($P \geq 11,8$ ГПа) [4]. Скачкообразное изменение параметров решетки фазы II при ~ 6 ГПа свидетельствует об искажении или реорганизации структуры [4]. Для фазы II определен модуль объемного сжатия K_0 = 6,8(5) ГПа и его производная по давлению K_0' = 4 [4]. Аморфизация коронена определена при 17,1 ГПа по исчезновению дифракционных пиков, за исключением одного [4].

Данная работа посвящена исследованию сжимаемости коронена при давлении до 6 ГПа и комнатной температуре. Фаза высокого давления II коронена (P2/m) определена в наших экспериментах при 0,9 ГПа, параметры ее решетки рассчитаны при 2,9 ГПа: a = 16,627 (5) Å, b = 4,595 (2) Å, c = 8,999 (3) Å, β = 99,76°. Рассчитанные по полученным данным параметры сжимаемости фазы II коронена K_0 = 10,8(3) ГПа, K_0' = 7 хорошо коррелируют с параметрами сжимаемости нафталина [5] и антрацена [6] и плохо согласуются с ранними данными по сжимаемости коронена [4]. Частичная аморфизация коронена обнаружена при 5,9 ГПа.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (No 14.B25.31.0032), РФФИ (№12-05-00841) и исследовательского гранта "ВР" для молодых ученых.

[1] Кулакова И. И., Оглоблина А. И., Руденко А. П., Флоровская В. Н., Боткунов А. И., Скворцова В. Л. Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования // Доклады Академии Наук СССР. 1982. Т.267. № 6. С.1458-1461.

[2] Fawcett J., Trotter J. The crystal and molecular structure of coronene // Proceedings of the Royal Society of London Series A Mathematical and Physical Sciences. 1966. V. 289. № 1418. P. 366-376.

[3] Jennings E., Montgomery W., Lerch P. Stability of coronene at high temperature and pressure // The Journal of Physical Chemistry B. 2010. V. 114. № 48. P. 15753-15758.

[4] Zhao X-M., Zhang J., Berlie A., Qin Z-X., Huang Q-W., Jiang S., et al. Phase transformations and vibrational properties of coronene under pressure // The Journal of Chemical Physics. 2013. V. 139. №. 14. P. 144308.

[5] Likhacheva A.Y., Rashchenko S.V., Chanyshev A.D., Inerbaev T.M., Litasov K.D., Kilin D.S. Thermal equation of state of solid naphthalene to 13 GPa and 773 K: In situ X-ray diffraction study and first principles calculations // The Journal of Chemical Physics. 2014. V. 140. № 16. P. 164508.

[6] Oehzelt M., Heimel G., Resel R., Puschnig P., Hummer K., Ambrosch-Draxl C. High pressure x-ray study on anthracene // The Journal of Chemical Physics. 2003. V. 119. № 2. P. 1078-1084.

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Бадашкова Е.Е.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, evgenia@crust.irk.ru

Было проведено детальное петрогеохимическое изучение метаосадочных пород в северо-западной части Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона, которые в позднем архее испытали метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Исследованные метаосадочные породы представлены кордиерит-гранат-биотитовыми и биотит-гранатовыми (± ортопироксен) гнейсами. Установлено, что субстратом для обеих разновидностей гнейсов могли являться полимиктовые и граувакковые песчаники, и алевролиты, а для кордиеритсодержащих разностей также алевропелитовые и пелитовые аргиллиты. Кордиеритсодержащие гнейсы обнаруживают более высокие значения индекса химического изменения CIA по сравнению с биотит-гранатовыми гнейсами (57 – 72 против 53 – 57), что может свидетельствовать о том, что их протолиты были подвержены более высокой степени химического выветривания.

Исследованные парагнейсы обнаруживают существенно варьирующие значения отношения La_n/Yb_n = 2 – 48 и содержаний Yb = 0.74 – 8.39 г/т, что позволило разделить их на три группы. В первую группу входят биотит-гранатовые и кордиеритсодержащие гнейсы, обладающие низкими значениями отношения La_n/Yb_n = 2 – 6 и повышенными содержаниями Yb = 4.1 – 8.4 г/т. Во вторую группу отнесены гнейсы обоих типов, главным образом характеризующиеся фракционированными спектрами распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 9 – 16) и умеренными содержаниями Yb = 1.3 – 3.9 г/т. К третьей группе относятся биотит-гранатовые гнейсы с сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ (La/Yb)n = 17 – 48) и низкими содержаниями Yb (0.74 – 0.83 г/т). Отличия в отмеченных характеристиках связаны с различным содержанием в породах граната, концентрирующего Yb, и с разными соотношениями РЗЭ в источниках сноса.

Все проанализированные архейские метаосадочные породы Иркутного блока обнаруживают слабовыраженные отрицательные или положительные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.7 – 2.2), что указывает на то, что калиевые гранитоиды не могли служить источником обломочного материала для исследованных пород. На основании отношений редких и редкоземельных элементов в метаосадочных породах, а именно Ti/Zr, Th/Sc, La/Sc, Co/Th, Cr/Th, были сделаны выводы о том, что для протолитов кордиеритсодержащих гнейсов источником вещества могли служить магматические породы основного/среднего состава с примесью кислого материала, а преобладающим источником сноса для протолитов биотит-гранатовых гнейсов являлись магматические породы кислого состава. С учетом отношения Eu/Eu* в парагнейсах был сделан вывод о том, что источником кислого материала могли являться архейские породы ТТГ серии Онотского или Булунского блоков Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирского кратона [1, 2].

Проанализированные образцы парагнейсов характеризуются отрицательными первичными значениями $\varepsilon_{Nd}t$ = -2.4…-6.3, при этом кордиеритсодержащие гнейсы обнаруживают более радиогенный изотопный состав Nd по сравнению с биотит-гранатовым гнейсом, что подтверждает большую долю магматического материала основного состава с ювенильными изотопными характеристиками в источниках сноса обломочного материала кордиеритсодержащих гнейсов.

Для сопоставления с изученными архейскими метаосадочными породами были использованы опубликованные в работе О.М. Туркиной, Л.Н. Урманцевой [3] составы палеопротерозойских метаосадочных пород отобранных в юго-восточной части Иркутного блока, которые представлены гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми (кордиерит-гранат-биотитовыми) гнейсами.

Для палеопротерозойских пород степень химического выветривания (CIW) изменяется от 54 до 90 [3], что свидетельствует о более высокой степени химического выветривания пород в области источников сноса для части палеопротерозойских метаосадочных пород, по отношению к архейским породам (CIW = 59 – 80). Палеопротерозойские породы в отличие от вышерассмотренных архейских пород характеризуются низкими отношениями $(La/Yb)n$ = 3.6 – 14.5 и характеризуются наличием отчетливого отрицательного европиевого минимума (Eu/Eu^* = 0.4 – 0.8). Таким образом, в отличие от архейских пород для палеопротерозойских пород характерно присутствие в источниках сноса калиевых гранитоидов.

Палеопротерозойские метаосадочные породы по отношению к архейским породам характеризуются повышенными значениями фемического модуля ФМ (0.10 – 0.33 против 0.05 – 0.21) и железного модуля ЖМ (0.35 – 0.94 против 0.19 – 0.59). Отмеченные значения ФМ и ЖМ, а также сопоставление значений индикаторных геохимических отношений La/Sc, Th/Sc, Co/Th в метаосадочных породах архейского и палеопротерозойского возраста могут указывать на существенный вклад мафического материала в формирование протолитов большинства палеопротерозойских пород.

Набор пород в палеопротерозойских и архейских метаосадочных ассоциациях Иркутного блока, а именно присутствие мраморов и зрелых пелитов в первых [3] и их отсутствие во вторых ассоциациях, а также геохимические характеристики пород, позволяют предположить, что накопление архейских и палеопротерозойских осадочных толщ Иркутного блока происходило в отличающихся друг от друга геодинамических обстановках. Архейские породы первоначально осадочного генезиса могли быть сформированы в обстановках континентальных дуг или активных континентальных окраин, в то время как более молодые, палеопротерозойские, осадочные толщи могли формироваться в тектонически стабильной окраинно-континентальной обстановке [3].

[1] Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фургзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347–352.

[2] Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н, Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеопротерозойский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): Результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.

[3] Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутного гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49–64.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ГОРНОГО АЛТАЯ

Ветров Е.В.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
Vetrovggdnsu@yandex.ru

Рельеф Горного Алтая формировался в мезозое-кайнозое в результате нескольких фаз горообразования, которые сопровождались интенсивной денудацией [1, 2, 3]. Юго-восточная часть Горного Алтая является показательным регионом, где наиболее ярко представлена смена тектонических режимов [6, 7], которые датируются методом трековой термохоронологии.

Трековая термохронология является одним из методов радиометрического датирования, который позволяет установить термальную историю горных пород. Подобно другим термохронологическим методам трековый анализ представляет собой методику геологического датирования, в котором результаты радиоактивного распада чувствительны к высоким температурам. Наблюдение за степенью, в которой трековая система остается закрытой по отношению к сохранению дочерних продуктов, позволяет количественно оценить историю экспозиции до высоких температур в геологических условиях [4, 8].

Метод трекового датирования апатита из кристаллических пород фундамента с последующим моделированием позволяет установить изменение термо-тектонических параметров в пространстве с течением времени. Породы в нескольких верхних километрах континентальной коры содержат запись термальных и тектонических процессов более чем за сто миллионов лет. Трековая термохронология по апатиту это один из хорошо изученных и наиболее чувствительных методов, который позволяет извлечь эту информацию в пределах 3-5 км верхней коры.

Региональное распределение трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин) в региональном масштабе показывают соответствующие тенденции. Для Юго-восточного Горного Алтая трековые возрасты варьируют от 60 до 150 млн. лет с концентрацией относительно более молодых возрастов, главным образом, в горном обрамлении Чуйско-Курайской впадины. В термо-тектонической интерпретации эта, так называемая, аномальная зона означает более позднее пересечение коровой изотермы 100^0C относительно прилегающих территорий и, следовательно, более позднее вертикальное поднятие. На карте распределения трековых длин аномальная зона с низкими значениями (12 мкм) означает задержку массивов в зоне частичного отжига, со средними значениями (12.5-14 мкм) – относительно быстрый вывод пород на поверхность. Аномалия в северо-западной части, возможно, вызвана более высоким тепловым потоком, связанным, вероятно, с формированием Телецкого грабена.

Результаты моделирования термальных историй, которые отображают изменение температуры пород поверхности фундамента, могут быть пространственно интерполированы с определенным временным интервалом. Полученная серия изображений визуализирует региональную историю охлаждения современных пород поверхности во время их транспортировки через верхнюю кору [8]. Термальная история Юго-восточного Горного Алтая неоднородна, однако выявляются общие закономерности. Наиболее быстрое охлаждение произошло во временном интервале с

95 до 75 млн. лет и за последние 5 млн. лет. Относительно стабильное положение палеоизотерм отмечается в интервале от 55 до 25 млн. лет.

При условии, что денудация в активно развивающихся горных областях контролируется реактивацией разломных зон [5], смена областей с максимальной денудацией указывает на этапы активности различных зон разломов. Таким образом, на территории Юго-восточного Горного Алтая выделено пять этапов с различными показателями объемов (скоростей) денудации за последние 95 млн. лет. Во время первого этапа (75-95 млн. лет) западная-северо-западная часть территории была подвержена мощной денудации, которая контролировалась активизацией Улаганской и Чулышманской разломных зон. Показатели денудации на восточном-юго-восточном участке на этом временном интервале незначительны. Для второго этапа (55-75 млн. лет) характерна высокая денудация в горном обрамление Курайско-Чуйской впадины, которая свидетельствует об активности в этот период Курайской и Чарыш-Теректинской зон разломов. Активность Улаганской разломной зоны отмечается в меньшей мере, в то время как Чулышмано-Шапшальская зона характеризуется низкой денудацией. Во время третьего этапа (25-55 млн. лет) вся территория прибывала в стабильном тектоническом состоянии с минимальными объемами денудации. Четвертый этап в денудационной хронологии (15-25) млн. лет отличается от третьего по незначительно повышенным объемам денудации Чулышманской зоны на фоне общей тектонической стабильности. Последние 15 млн. лет (пятый этап) – реактивация разломных зон с максимальными объемами денудации по обрамлению Курайско-Чуйской впадины.

[1] Буслов М. М., Зыкин В. С., Новиков, И. С. Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1720-1734.

[2] Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука. 1965. 244 с.

[3] Добрецов Н. Л., Берзин Н. А., Буслов М. М., Ермиков В. Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика.1995. № 10. С. 5-19.

[4] Gleadow A. J. W., Kohn B. P., Brown R. W., O'Sullivan P. B., Raza A. Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 5-21.

[5] Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544-545. P. 75-92.

[6] Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology// Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188-204.

[7] Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 2-9.

[8] Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., O'Sullivan P.B., Foster D.A. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes // Australian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 49. P. 697-717.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАК КЛЮЧ К ГЛОБАЛЬНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕКОНСТРУКЦИЯМ

Вишневская И.А.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vishia@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Изотопные методы исследования в последнее время плотно вошли в нашу жизнь. Их разнообразие настолько велико, что порой трудно сориентироваться в многообразии задач, решаемых при их помощи. В данном сообщении авторы постараются изложить возможности и ограничения использования изотопных методов для целей стратиграфии и глобальных геодинамических реконструкций.

Осадочные породы фиксируют всю историю развития нашей планеты: климат, эпохи растяжения и сжатия, воздымания континентов, трансгрессию моря и тому подобное. Отложения, формирующиеся на континентах, сохраняют информацию об интенсивности и направлении рек, высоте горных цепей, глубине озер и погодных условиях. В это же время идет накопление осадков в открытоморских бассейнах, где отлагаются как терригенные осадки, снесенные с континента, так и хемогенные. Такого рода породы фиксируют как климатические изменения, так и изменения в физико-химических условиях среды седиментации, вызванные сменой тектонического режима.

При накоплении хемогенного осадка в кристаллическую решетку карбонатов в позицию катиона помимо кальция и магния легко входит стронций. При этом фиксируется изотопный состав Sr среды седиментации. Изотопный состав Sr (или отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$) Мирового океана формируется благодаря смешению различных по изотопному составу потоков стронция: континентального потока, в котором преобладает радиогенный изотоп ^{87}Sr. Изотопно-легкий ^{86}Sr поступает при разрушении базальтов и из гидротермальных ячеек срединно-океанических хребтов. Также значительный вклад вносит стронций, выделяющийся при разрушении и перекристаллизации осадочных карбонатов. В связи с тем, что время пребывания стронция в морской воде на 3 порядка выше времени полного перемешивания вод океана, изотопный состав стронция успевает полностью усредняться до момента фиксирования его в осадке. Это показано многими исследователями на примере современных карбонатов на берегах всех океанов и окраинных морей, а также морей, связанных с мировым океаном. Аналогичным образом происходило на протяжении всей геологической истории Земли. Карбонаты, накапливаясь, сохраняли в своем составе изотопный состав стронция среды седиментации. Таким образом, изучая древние осадочные комплексы, имеющие геохронологическую привязку, можно восстановить вариации изотопного состава стронция во времени. На сегодняшний день существует достаточно обширная база данных по этому вопросу и, действительно, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменялось по кривой. Эта имеет минимумы, сопоставимые с глобальными эпохами растяжения и плюмовой активностью, максимумы, в свою очередь, отражают периоды высокого стояния континентов, когда происходит усиление эрозии и увеличения доли корового материала в бассейнах седиментации.

Существуют древние осадочные комплексы, не имеющие четкой стратиграфической привязки. Исследование изотопных характеристик наименее измененных карбонатов в их составе и сопоставление с разрезами, имеющими геохронологическую привязку, позволяет более точно оценить время формирования этих пород.

Поскольку мощные осадочные карбонатные разрезы формируются только на шельфах континентов при пассивном тектоническом режиме, следовательно, появление в разрезе этих пород говорит о периоде спокойного стояния той геологической структуры, где они накапливаются.

При закрытии Палеоазиатского океана в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы был образован коллизионный коллаж террейнов. При этом время этого события остается неопределенным. Одни авторы [1] утверждают, что 600-540 млн лет назад к Сибирской платформе в процессе аккреции были причленены террейны, составляющие Байкало-Муйский пояс, и к 540 млн. лет все присоединенные террейны были перекрыты общим карбонатным чехлом. По данным других авторов [2], на этот период времени в южном обрамлении Сибирской платформы еще не начинались аккреционные события и, соответственно, накопление карбонатных отложений происходило в открытоморской обстановке.

Отложения янгудской свиты Северо-Муйской глыбы представляют заключительный этап осадконакопления, вскрытый на территории Байкало-Муйского пояса, и свидетельствуют о пассивном платформенном режиме развития. Изучив изотопно-геохимические характеристики этих отложений, было установлено, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в трех удаленных разрезах изменяется в интервале от 0.7081 до 0.7088. Значение $\delta^{13}C$ варьирует в интервале от -2 до 2‰, без значительных экскурсов в положительную или отрицательную область. Такие изотопные характеристики имеют нижнекембрийские карбонаты, накапливавшиеся 530-510 млн лет назад.

Для проверки модели довендской аккреции блоков мы сопоставили разрезы янгудской свиты и венд-кембрийских отложений Сибирской платформы. Из этой модели следует, что они накапливались в едином бассейне и, соответственно, имели схожие характеристики. Однако осадконакопление усольской, усатовской, нахтуйской и верхоленской свит имеет преимущественно терригенную седиментацию, на фоне которой возникают периоды эвапоритизации, указывающие на накопление в изолированных или полузамкнутых водоемах (лагунные, прибрежно-сэбхово-лагунные обстановки) континента, а не открытого шельфе. Ввиду различий в обстановках осадконакопления возрастных аналогов карбонатным отложениям янгудской свиты в пределах шельфа Сибирской платформы не выявлено. Для того же периода времени на территории Батеневского, Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов происходило активное карбонатное осадконакопление в пределах открытого океана. Изотопные и возрастные характеристики этих отложений сопоставимы с карбонатными отложениями янгудской свиты Северо-Муйской глыбы. Это свидетельствуют о накоплении карбонатных отложений янгудской свиты в пределах локального Северо-Муйского террейна в палеоокеане до его коллизии с Сибирской платформой.

Совокупность геологических, геохимических и изотопных данных для осадочных пород позволяет узнать не только время и условия формирования, но и проводить глобальные геодинамические реконструкции.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-33076 и 12-05-00569.

[1] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №7. с.883-899.

[2] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lul S., Natapovm L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precam. Res. 2008. V. 160. P. 179-210.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА САДОНСКИХ ГРАНИТОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖИМИ, СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ, РОССИЯ)

Волкова М.М[1]., Борисов М.В[2]., Бычков Д.А[2], Костицын Ю.А[1].

[1]Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского ГЕОХИ РАН,
masha_wolk@indox.ru
[2] Москва, Геологический факультет МГУ

Несмотря на довольно длительную историю исследования месторождений Садонского рудного пояса, ещё остаются открытыми вопросы о времени формирования пород, которые вмещают оруденение, а также вопрос об источниках вещества.

В строении месторождений Садоно-Унальского рудного поля принимают участие различные комплексы пород. Рудовмещающими для большинства месторождений служат граниты Белореченского и Уллукамского комплексов или садонские граниты, которые, как предполагается [1], образовались за счет гранитизации кристаллического основания. Данные о времени формирования гранитов, в основном получены в результате полевых наблюдений и сопоставления с аналогичными породами региона. Многочисленные K-Ar определения возраста, сделанные в 50х годах прошлого века [2,3], вызывают сомнение. Предположительный возраст садонских гранитов оценивают как верхний палеозой.

В настоящей работе перед нами стояло две задачи: установить время формирования садонских гранитов и определить, какие породы могли послужить источником для их образования.

Для решения первой задачи были проведены Rb-Sr изотопные исследования гранитов по породам в целом. Были проанализированы пять проб и построена Rb-Sr диаграмма. Точки всех 5 образцов пород в целом в изохронных координатах дают линию, наклон которой отвечает возрасту 281±7 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7933±62, СКВО=2. Полученная зависимость является изохроной. Результаты Rb-Sr датирования отражают нижнепермский возраст позднеорогенного комплекса садонских гранитов (полифазная гранитная формация, Белореченский и Уллукамский комплексы), что не противоречит геологическим наблюдениям, согласно которым возраст гранитов оценивался как PZ_3.

Установив время формирования гранитов, мы смогли подойти к решению второй задачи. Для этого был изучен изотопный состав стронция садонских гранитов и метаморфитов буронской свиты.

На рис. 1 показаны начальные изотопные отношения стронция в садонских гранитах и изотопные отношения стронция в кристаллических и слюдяных сланцах буронской свиты, рассчитанные на время образования гранитов – 281 млн. лет. Начальные изотопные отношения стронция в гранитах лежат в интервале 0.7074 – 0.7119, поэтому можно предполагать, что источником вещества гранитов послужила зрелая континентальная кора. Широкий диапазон вариаций начального изотопного состава свидетельствует о гетерогенности источника, что также характерно для коровых пород. Изотопное отношение стронция в кристаллических и слюдяных сланцах буронской свиты, рассчитанное на время формирования гранитов, составило 0.7069 и 0.7353 соответственно.

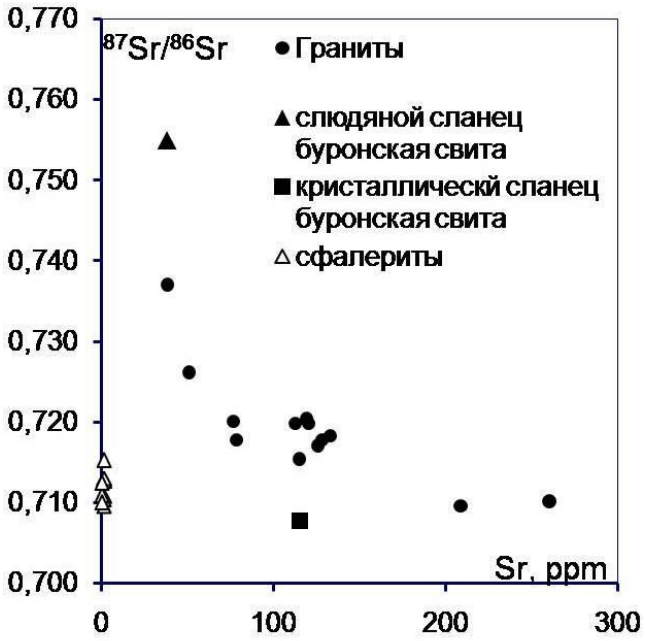


Рис. 1. Зависимость начальных изотопных отношений стронция от концентрации стронция для проб гранитов садонского типа и метаморфитов буронской свиты.

По результатам силикатного анализа для кристаллических и слюдяных сланцев и трёх проб гранитов были рассчитаны коэффициенты глинозёмистости – ASI - $(Al/(K+Na+Ca))_{mol}$. Значения ASI гранитов высокие и лежат в узком диапазоне от 1.20 до 1.35, следовательно, субстратом, послужившим для формирования гранитов, было метаосадочное вещество, прошедшее стадию выветривания. Полученные значения ASI позволяют отнести садонские граниты к S-типу [4]. Значение ASI для образца кристаллического кварц-хлорит-эпидотового сланца составило – 0.94, а для слюдяного сланца – 1.4.

Таким образом, основным источником вещества гранитов, вмещающих большинство месторождений Садонского рудного поля, послужило зрелое вещество континентальной коры. Породы, аналогичные буронской свите, могли послужить исходным субстратом для формирования гранитов, что не противоречит данным, полученным при исследовании изотопного состава свинца [1].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-31373,14-05-00062, 12-05-31246.

[1] Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово изотопного метода исследования для решения вопросов о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. №8. С. 1156-1163.

[2] Давыдов К.В., Давыдова Э.И., Лясковский С.Б. Отчет за 1986-1988 гг. Орджоникидзе. 1988.

[3] Лебедько Г.И., Усик В.И. Геохронология Северного Кавказа. Издательство Ростовского университета. 1985. 148 с.

[4] Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173-174.

ПРОЦЕССЫ ДИАГЕНЕЗА С УЧАСТИЕМ U И Mn В ОЗЕРАХ С КАРБОНАТНЫМ ТИПОМ ОСАДКА (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Восель Ю. С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, vosel@yandex.ru

Процессы диагенеза играют существенную роль в перераспределении микроэлементов в океанических осадках. Так, увеличение содержаний U и уменьшение содержаний Mn вниз по их разрезу объясняется окислительно-восстановительными процессами с участием микроорганизмов [1]. Предполагается, что Mn оксидных фаз, восстановленный в нижних слоях, мигрирует по поровым водам вверх по разрезу, где он окисляется и выпадает в осадок. Уран, находящийся в поровых водах в виде уранил-иона мигрирует вниз, где он восстанавливается и выпадает в виде восстановленных оксидов. Однако, последнее объяснение остается гипотезой, поскольку напрямую зафиксировать фазу UO_{2+x} в осадке обычными методами анализа невозможно из-за ее весьма малого количества. Естественно предположить, что аналогичные процессы должны иметь место также и в озерах [2]. Наша работа посвящена экспериментальному исследованию процессов диагенеза с участием U и Mn в отложениях озер с основной целью, получить прямые обоснования образования восстановленных оксидов U.

Изучались пресное озеро Аляты (53°12′51.65″N, 102°11′43.66″E) и соленое - Цаган-Тырм (52°51′59.52″ N–106°35′33.47″ E). Первое проточное озеро, состав вод: HCO_3^--Ca^{2+}-Mg^{2+}, общая минерализация 280 мг/л. Второе – замкнутое, питающиеся глубокими подземными водами, находится в переделах грабеновой структуры (“пулл-апарт” разрыв) [3]. Состав вод: Cl^--SO_4^{2-}-Na^+-Mg^{2+}, общая минерализация 19000 мг/л. Оба озера имеют карбонатный тип осадка.

Основным методом исследования был метод ступенчатого выщелачивания на основе методики Тесье [4]. Метод позволяет отделить литогенные фазы от хемогенных, разделить хемогенные фазы на составляющие и измерить их количества, измерить содержание изотопов U во всех фазах. В неизмененных породах, которые составляют литогенные фазы, изотопное отношение (активностей) $^{234}U/^{238}U=1$. В континентальных водах это отношение, как правило, намного больше [5, 6]. Поэтому высокое $^{234}U/^{238}U$ отношение удобно использовать как прямое доказательство, что минерал образовался из раствора. Схема удобна тем, что используемые реагенты не могут взаимодействовать с восстановленными оксидами U и они должны оставаться в нерастворимых остатках (Н.О.). Восстановленные оксиды (уранинит и настуран) весьма инертны и растворяются только в концентрированных азотной или серной кислотах, причем настуран растворяется только при нагревании [7]. Поэтому для их обнаружения проводилась дополнительная стадия выщелачивания азотной кислотой в течение 2 часов и затем, измерялось изотопное отношение в полученном растворе и в не растворившейся части Н.О. Содержание изотопов ^{234}U и ^{238}U в воде и растворах измерялось методом α-спектрометрии. Для измерения концентраций Ca, Sr, Mn и др. в воде, донных осадках, в растворах и Н.О., получаемых после выщелачивания осадков, использовался метод атомной адсорбции (АА). Концентрация примесных ионов Mn^{2+} в карбонатах измерялась методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Количество Mn в оксидных фазах получалось как разность измерений методами АА и ЭПР.

Поведение Mn в осадке озера Аляты оказалось полностью аналогичным его поведению в океанических осадках. Количество Mn в оксидных фазах в верхних горизонтах осадка, в слое 0-30 см, резко растёт по направлению к границе осадок-вода,

что легко объясняется протеканием активных диагенетических процессов, аналогичных океаническим. Поэтому можно было ожидать, что поведение U тоже будет аналогичным, то есть на глубинах больше 30 см будут образовываться его восстановленные оксиды. Основное количество U в донных осадках обоих озер представлено хемогенным U. По всему разрезу осадков озера Аляты изотопное отношение в хемогенных фракциях составляет примерно 1.9±0.3 и близко к таковому в воде озера (1.66±0.27). В верхней половине разреза 0-42 см в Н.О. $^{234}U/^{238}U$=1.0±0.15, как и должно быть для терригенной составляющей, т.е. восстановленные оксиды отсутствуют. В то же время на большой глубине (93см), как и ожидалось, в Н.О. $^{234}U/^{238}U$=1.5±0.29. Это прямо показывает, что помимо U терригенной составляющей в Н.О. должен присутствовать хемогенный U, предположительно уранинит и настуран. Для их обнаружения сначала было проведено выщелачивание азотной кислотой Н.О. достаточно глубокого горизонта (63–66см). Было обнаружено, что в кислоте действительно появляется небольшое количество U с высоким $^{234}U/^{238}U$, однако, основная часть U, вероятно настуран, осталось в этом остатке, поскольку в нем даже после выщелачивания $^{234}U/^{238}U$=1.5. Поэтому в дальнейшем выщелачивание проводилось с нагреванием до 80^0C. Эксперимент показал, что при выщелачивании Н.О. глубоких горизонтов 81-84 и 87-90 см в кислоте опять появляется U с высоким $^{234}U/^{238}U$, причём хемогенный U выщелачивается практически полностью, поскольку в остатке $^{234}U/^{238}U$=1.

Во всех хемогенных фракциях осадка озера Цаган-Тырм $^{234}U/^{238}U$=2.7±0.15 и вполне соответствует водному (2.36±0.13). Осадки этого озера представляют особенный интерес. Оно очень мелкое, с высокой минерализацией воды. Зимой происходит практически полное его промерзание, что приводит к резкому увеличению концентрации сульфат иона в воде. Это дает толчок к развитию сульфат редуцирующих бактерий и появлению резко восстановительных условий (сильный запах H_2S) на границе осадок-вода. Соответственно наиболее благоприятные условия для образования восстановленных оксидов U должны быть в верхних горизонтах осадка этого озера. Измерения, без дополнительной стадии с HNO_3, проведенные как для горизонтов 0-3, 6-9 так и 33-35 см, показывают, что в их Н.О. $^{234}U/^{238}U > 2$, и соответственно во всех этих Н.О. есть хемогенный U, т.е. могут быть восстановленные оксиды. Выщелачивание Н.О. кислотой было проведено для четырех горизонтов: 3-6, 15-18, 24-27 и 30-33 см. Измерения показали, что для всех четырёх горизонтов изотопное отношение U, перешедшего в кислоту после выщелачивания ею Н.О., намного больше единицы и так же близко к водному. Важно также отметить, что особенно большое количество восстановленных оксидов U обнаружено в горизонте 3-6 см; в то же время, показано, что в верхних слоях полностью отсутствуют оксидные фазы Mn, они появляются только на глубине 12 см и ниже. Такое поведение U и Mn вполне объясняются резко восстановительной средой в верхних горизонтах осадка озера Цаган-Тырм.

Итак, проведенное исследование полностью подтверждает гипотезу об образовании восстановленных оксидов U в осадках.

Работа выполнена при поддержке НИР, РФФИ гр. №13-05-00341_а, 14-05-00139_а

[1] Klinkhammer G. P., Palmer M. R. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 55. P. 1799-1806.

[2] Chappaz A., Gobeil C., Tessier A. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 7. P. 203-214.

[3] Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С. // Геология и Геофизика. 2002. № 8. С. 732-745.

[4] Tessier A., Canbell P.G.G.C., Bission M. //Anal. Chem. 1979. V. 51. P. 884-851.

[5] Rosholt J.N., Shields W.R., Garner E.L. // Science. 1963. V. 139. P. 224-226.

[6] Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим. 1975. 236 с.

[7] Лидин Р.А., Молочко В.А., Андреева Л.Л. Химические свойства неорганических веществ. М.: КолосС, 2003. 480 с.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ПРОФИЛЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА

Гайфутдинова А.М., Таловина И.В., Никифорова В.С.

Санкт-Петербург, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», gayfutdinovaam@yandex.ru

Светлоборский и Нижнетагильский концентрически-зональные дунит-клинопироксенитовые массивы являются источниками крупнейших в мире россыпных платиновых месторождений, разрабатываемых с 1824 г. в старейшей платинометалльной провинции Урала. Несмотря на их хорошую изученность [3, 4], данных по распределению и поведению в них элементов-примесей практически нет. В связи с этим авторы рассмотрели некоторые геологические аспекты кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов и особенности распределения и миграции редкоземельных элементов (РЗЭ) в зоне гипергенеза.

Коры выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов носят прерывистый характер, карманообразно залегают на серпентинизированных дунитах, наблюдаются в бортах логов, отдельные интервалы вскрыты расчистками. Мощность не превышает 10 м, в среднем составляет не более 4 м. В пределах серпентинитовой зоны выделяются 2 подзоны: дезинтегрированных и выщелоченных серпентинитов, представленных лизардит-хризотиловыми и преимущественно лизардитовыми серпентинитами, соответственно. Выше по разрезу коры выветривания Светлоборского массива сложены неравномерно обохренными сапонитовыми глинами, перекрытыми элювиально-делювиальными отложениями.

Содержания РЗЭ (25 анализов) в горных породах профиля выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов определялись в лабораториях ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург и ИГМ СО РАН, г. Новосибирск методом ICP MS. По этим данным построены графики нормированных отношений по всем типам пород к мантийному гарцбургиту [7].

Преобладающую роль на Светлоборском и Нижнетагильском массивах играют легкие РЗЭ: 73.4-81% и 60.9-83.8% от общей массы лантаноидов соответственно.

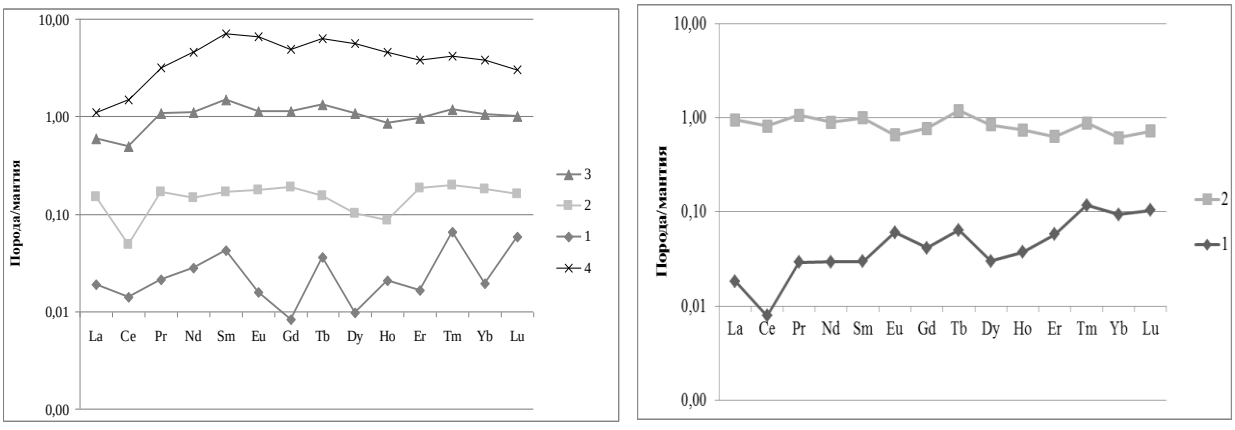


Рис. 1. Распределение РЗЭ в горных породах кор выветривания Светлоборского (А) и Нижнетагильского (Б) массивов, нормированное к мантийному гарцбургиту [7]. 1 – лизардит-хризотиловые серпентиниты с реликтами серпентинизированных дунитов и карбонатными прожилками; 2 – трещиноватые, плитчатые преимущественно лизардитовые серпентиниты, рыхлые в верхней части разреза; 3 – неравномерно

обохреные сапонитовые глины; 4 – горблендиты [2]

Все РЗЭ Светлоборского и Нижнетагильского массивов демонстрируют характер распределения, близкий мантийному (рис.1). Отчетливо наблюдается увеличение содержаний РЗЭ по профилю выветривания, что подтверждается и коэффициентами накопления: РЗЭ накапливаются лишь в нонтронитовой зоне Светлоборского массива ($К_н$ – 1.05-1.5), истощаясь в серпентинитах ($К_н$ – 0.05-0.1), особенно в карбонатизированных лизардит-хризотиловых разностях ($К_н$ – 0.01-0.07). Аналогичная ситуация наблюдается и в серпентинитовой коре выветривания Нижнетагильского массива ($К_н$ – 0.01-0.12 в лизардит-хризотиловых серпентинитах и $К_н$ – 0.7-1.2 в обохренных преимущественно лизардитовых серпентинитах).

Высокий уровень РЗЭ в породах Светлоборского массива относительно Нижнетагильского, тесная корреляция с щелочными литофильными элементами, а также мантийный характер распределения приводят к мысли, что в процессе вторичных изменений лантаноиды вели себя как довольно подвижные компоненты. Другими словами, микроэлементы в профиле выветривания Светлоборского массива подвергались перераспределению в ходе наложенных процессов (внедрения пироксенитовых, горблендитовых и иситовых даек) [6]. Этот вывод подтверждается и данными И.А. Готтман и Е.В. Пушкарева [2], у которых приведены повышенные почти на порядок относительно примитивной мантии содержания и аналогичный характер распределения РЗЭ в горблендитах Светлоборского массива (рис.1 А).

В заключение стоит подчеркнуть, что коры выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов характеризуются мантийным характером распределения, выносом РЗЭ из серпентинитовой зоны и их дальнейшим накоплением в глинистой части разреза. К подобным выводам приходили Ю.А. Балашов [1] и И.В. Таловина [5] и др. Повышенные концентрации РЗЭ на Светлоборском массиве относительно Нижнетагильского позволяют предполагать, что процессы внедрения гидротермальных даек горблендитового, пироксенитового, иситового состава в значительной мере повлияли на накопление РЗЭ.

[1] Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука. 1976. 267 с.

[2] Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Геологические данные о магматической природе горблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера. 2009. №2. С. 78-86.

[3] Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.

[4] Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ульраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра. 1992. 217 с.

[5] Таловина И.В. Геохимия уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений. СПб.: Горный университет. 2012. 270 с.

[6] Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург. 2009. Т. 2. С. 212-215.

[7] McDonough W.F. Constrains of the composition of continental lithospheric mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 101. № 1. P. 1-18.

ЭМАНАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫВЕТРЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Жданов Т.К., Мельгунов М.С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
tzhdv@mail.ru

На данный момент все большую актуальность приобретает проблема распространения радона в окружающей среде. Даже при фоновых его содержаниях, он и его продукты распада свободно попадая в среду обитания человека ответственны за 80% годовой эффективной эквивалентной дозе облучения населения от всех земных источников. При наличии больших концентраций его в окружающей среде, он может создавать значительную угрозу здоровью человека.

В данной работе производились измерения объемной активности радона (ОАР) нескольких образцов сажистых углей Канско-Ачинского угольного бассейна с последующим определением коэффициента эманации (КЭ). Данное месторождение находится в непосредственной близости к населенным пунктам, следовательно, радон может попадать в среду обитания человека. Знание эманационных характеристик данных углей представляет интерес с точки зрения радиоэкологии.

Для измерения ОАР в ходе проводимых экспериментов использовался комплекс оборудования, включающий в себя радиометр радона РРА-01М-03 и пробоотборное устройство ПОУ-4, производства НТМ «Защита», Москва. [1]

Главной целью эксперимента было наблюдение зависимости уровня ОАР образцов от времени накопления радона в камере. Для этого использовалась методика измерения активности в атмосферном воздухе. Исследуемый образец взвешивался и помещался в порошкообразном виде в камеру объемом 2 литра. После чего камера герметизировалась, и происходило накопление радона (Rn) вместе с его продуктов распада. Для перекачки (время перекачки составило 5 минут) накопленного газа из камеры с образцом в измерительную камеру радиометра радона, были установлены штуцеры с резиновыми заглушками в крышке и стенках накопительной камеры. Отбор газа осуществлялся пробоотборным устройством (ПОУ) со встроенной воздуходувкой. Для минимизации погрешности радиометра производилось подряд 4-5 замеров. Время одного замера 20 минут. После каждого цикла измерений камера с образцом и измерительный прибор прочищался от радона и его продуктов распада. Погрешность измерений составила приблизительно 30%.

Данные методики основаны на уже существующих сертифицированных методиках отбора пробы воздуха из атмосферы, почвы и воды [2]. Разработанная методика больше приспособлена для измерения ОАР и его изотопов непосредственно в образцах. Так как методика не предусматривает использование пробоотборников, проба воздуха сразу перекачивается непосредственно в измерительную камеру. Еще одной не мало важной особенностью является возможность использование камеры, в которой происходит накопление радона, любых размеров. В стандартной методики, на основе которой разработана используемая в данной работе, применяется камера объемом 1 литр. Соответственно все расчеты делаются с учетом, того, что камера имеет фиксированный размер. В методике, представленной в данной работе, учитывается разный объем камеры.

Образцы сажистых углей Канско-Ачинского бассейна [3] непосредственно использовались для апробации предложенной методики определения эманационных

свойств применительно к образцам с повышенными содержаниями естественных урана-238 и радия-226, характеризуемым высокой степенью выветривания.

Первый образец, представляет собой радиоактивные угли естественного выхода у д. Глинка. Установлены следующие содержания естественных радиоактивных элементов: 3365 Бк/кг (уран-238), 4223 Бк/кг (радий-226) и 2880 Бк/кг (свинец-210). Второй образец представляет сажистые угли Березовского разреза. Установлены следующие содержания естественных радиоактивных элементов: 433 Бк/кг (уран-238), 2004 Бк/кг (радий-226) и 2050 Бк/кг (свинец-210). Третий образец представлен сажистыми углями Итатского разреза. Установлены следующие содержания естественных радиоактивных элементов: 1063 Бк/кг (уран-238), 1083 Бк/кг (радий-226) и 1131 Бк/кг (свинец-210). Содержания тория для образцов не значительны.

Для первого образца производились замеры только в сухом состоянии. В результате расчетов, получился КЭ 0.29, и скорость эманации 127 Бк. Максимальное измеренное значение ОАР составило величину 32657 Бк/м^3. Так же для локации, где был отобран данной образец, были произведены в полевых условиях (2005г.) следующих величин: 1) объемная активность радона почвенного воздуха 205000 Бк/м^3, фоновое излучение 2000 Бк/м^3; 2) значение потока 1600 мБк/м^{2}с, фоновое излучение 62 мБк/м^{2}с. Данные показание подтверждают получившийся коэффициент эманации

Чтобы зафиксировать, как зависит количество эманирующего радона из породы от влажности, для второго образца производились замеры, как в сухом, так и во влажном состоянии. Максимальное зафиксированное значение ОАР: 1) для сухого образца 2130 Бк/м^3; 2) для влажного образца 4356 Бк/м^3. В сухом состоянии КЭ равен 0.22, а во влажном 0.41. Скорость увеличилась с 4 Бк до 8 Бк. Подобные результаты подтверждаются работами других авторов [4-6].

Так же как и в предыдущем случае, измерения третьего образца производились как для сухого состояния, так и для влажного. Максимальное значение ОАР в накопительной камере составляет: 1) для сухого образца 1673 Бк/м^3 2) для влажного образца 3239 Бк/м^3. Получившиеся КЭ для сухого и влажного образца равны 0.15 и 0.30 соответственно, скорости эманации составили 3 Бк и 6 Бк соответственно. Данные результаты достаточно хорошо согласуются с показаниями для образца КА05-13/3.

Рассмотренные образцы являются типичными представителями Канско-Ачинского угольного бассейна, и, не смотря на то, что они различаются по содержанию урана, можно отнести полученные значения КЭ на все месторождение.

[1] Руководство по эксплуатации. Радиометр радона РРА-01М-03. МГФК 412124.003 РЭ, Москва, 2004г.

[2] Рекомендация. Методика экспрессного измерения плотности потока радона-222 в воздухе, в воде, с поверхности земли и в почвенном воздухе с помощью радиометра радона типа РРА.

[3] Gavshin V.M., Melgunov M.S., Bobrov V.A., Sukhorukov F.V. Assessment of environmental risk for the use of radioactively contaminated industrial tailings. Report of the second year activities of the United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy team in INTAILRISK framework, 2005.

[4] Кургуз С.А. Эманирование горных пород. Классификация по отношению к влажности. http://conf.sfu-kras.ru/sites/mn2012/thesis/s010/s010-005.pdf.

[5] Микляев П. С. Влияние влажности на эманирование песчано-глинистых пород / Микляев П. С, Петрова Т. Б. //АНРИ. №1. 2009. с.53-57.

[6] Пруткина М. И, Шашкин В. Л. Эманирование радона из урановых руд и минералов в жидкости. Атомная энергия. 1967. Т.22. Вып. 2.С.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РТУТИ В ДОННЫХ ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ

Иванов М.В.

Владивосток, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, kirov-max@email.ru, ivanov_m@poi.dvo.ru

Наиболее информативной частью водных систем с позицией оценки степени их устойчивого загрязнения являются донные осадки, связанные со всеми другими компонентами и способные аккумулировать вклады различных источников. Типичные содержания ртути в донных осадках на 3-4 порядка выше, чем в воде. Это снимает многие аналитические трудности и делает, как правило, оценку картины загрязнения бассейна по донным осадкам существенно более надежной, чем по воде.

Для сравнений исследований были выбраны три морских полигона разнотипных по характеру поступления и накопления ртути. Один в Арктической части России и США (Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана), два – в Дальневосточной части России (Охотское море, котловина Дерюгина; Японское море, Амурский залив). Чукотское и Охотское моря являются в определенной мере эталонными объектами для изучения процессов поступления и накопления ртути в донных осадках практически без влияния техногенной составляющей. Так, в водосборных бассейнах рек, впадающих в Чукотское море, нет средних и крупных промышленных предприятий. Котловина Дерюгина специфична также современными газо-гидротермальными проявлениями, из которых ртуть и другие химические элементы поступают в морскую воду и осадки. Амурский залив выступает объектом, который находится в зоне атмосферного разноса антропогенной ртути из стран юго-восточной Азии. Но более всего он примечателен поступлением в течение многих десятилетий неочищенных сточных вод “Большого Владивостока”.

В работе использованы пробы донных осадков, отобранные в экспедициях на НИС «Малахит», НИС «Импульс» в 2004-2010 гг., НИС «Профессор Хромов» в 2002, 2004, 2009 гг., ГИСУ «Север» в 2006 г., МБ «Шуя» в 2006 г., НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 1996, 2002, 2008-2010 гг., а так же из коллекции лаборатории морского рудообразования ТОИ ДВО РАН. Пробы отбирались дночерпателями, бокс-кореромы, гравитационными и гидростатическими трубками. На содержание Hg проанализировано около 2200 проб донных осадков. Использовался анализатор ртути РА-915+ с приставками РП-91С, ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0.5 нг/г. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1, 2, 3. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург).

Статистические параметры распределения были рассчитаны с помощью программы GeoStat (версия 7.06). Статистические параметры распределения содержаний ртути и химических элементов в поверхностных донных осадках рассматриваемых районов приведены в табл. 1, 2. Сопоставление с кларком для осадочных пород показывает, что в целом средние значения для всех элементов близки, за исключением Pb, Se и Sn для которых зафиксированы более низкие значения, и для Mn, характеризующегося более высокими значениями (табл. 2).

Получены фоновые и средние концентрации основных химических элементов. Полученные данные могут быть использованы в качестве фоновых концентраций и служить репером для постановки последующего мониторинга. Обработка геохимических данных в частности показала, что содержания ртути изменяются с

глубиной локализации осадка. В Арктических и Охотском полигонах содержания Hg растут от мелководной зоны к более глубоководным участкам, а в Японском полигоне наблюдается обратная тенденция.

Таблица 1. Статистические параметры распределения концентраций ртути в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	N	S_{Hg}	Фон	Размах	Аномально высокие содержания
Арктический полигон	263	36	26	7-92	146
Охотский полигон	51	61	29	6-197	371
Японский полигон	119	50	13	12-198	550

Примечание. N – количество проб, S – среднее значения. При расчете аномальные и ураганные значения не принимались во внимание.

Таблица 2. Среднее содержание химических элементов и $C_{орг}$ в донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Элемент	S Чукотское море N=57	S Охотское море N=94	S Японское море N=28	Ед. изм.
Hg (45)	36	61	50	нг/г
Al (10,45)	6.3	6.9	7.9	%
Ca (2,53)	1.6	-	1.32	%
Fe (3,33)	4	3.73	3.62	%
Mg (1,34)	1.4	-	0.83	%
Si (23,8)	29.3	27.8	27.8	%
As (6,6)	3.02	-	0.9	10^{-4}%
Ba (0,08)	0.07	0.07	-	%
Co (0,002)	0.003	0.002	0.0008	%
Cu (0,0057)	0.026	0.004	0.002	%
Mn (0,067)	0.19	0.29	0.024	%
Ni (0,0095)	0.004	0.006	0.003	%
Se (60)	0.238	-	0.231	10^{-4}%
Sn (0,001)	2.57	-	0.72	%
Pb (0,002)	0.0009	0.002	0.002	%
Ti (0,45)	0.39	0.37	0.35	%
Zn (0,008)	0.01	0.01	0.01	%
$C_{орг}$	1.12	2.41	2.14	%

Примечание. В скобках показан кларк для осадочных пород по А.П. Виноградову (1962).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТАХ ТР. УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)

Ильина О.В., Тычков Н.С., Агашев А.М

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
olgailyina88@igm.nsc.ru

Кимберлитовая трубка Удачная является одним из крупнейших коренных месторождений алмазов в мире и располагается в северо-восточной части Сибирской платформы. Уникальность трубки состоит в том, что в ней заключены слабо измененные ксенолиты деформированных перидотитов. По существующим представлениям, деформированные лерцолиты (ДЛ) образуются в результате вторичного обогащения при взаимодействии ультрадеплетированных пород низов литосферной мантии (гарцбургитов, дунитов) с расплавами астеносферного происхождения [1]. Перидотиты подвергались многостадийному воздействию метасоматических агентов в различное время. Поэтому актуальны исследования распределения в них ЭПГ и Re-Os системы и их изменения в процессе вторичного обогащения пород литосферной мантии.

Содержание ЭПГ было изучено в девяти высокотемпературных деформированных лерцолитах тр. Удачная. Используемые методы: изотопное растворение (для определения ЭПГ в породе), рентгено-флюоресцентный анализ (для определения общего состава породы), микрозондовый анализ (для определения химического состава минеральных фаз).

По степени обогащенности ($CaO+Al_2O_3$) было выделено две группы ДЛ:

1) Слабообогащенные деформированные лерцолиты, близкие по составу к гарцбургит-дунитам (3 образца).
2) Обогащенные в разной степени ДЛ до составов, близких к составу примитивной мантии (6 образцов).

Слабообогащенные породы, которые практически соответствуют исходным гарцбургит-дунитам, в целом содержат больше концентраций Os, Ir и Ru по сравнению с обогащенными деформированными лерцолитами. Обратная ситуация наблюдается по Pt и Pd: в обогащенных образцах содержание этих элементов больше, чем в деплетированных разностях. Четкой корреляции ЭПГ с главными элементами нет, но, если брать крайние значения тренда обогащения, то зависимость наблюдается.

В настоящем исследовании проведено сравнение значений ЭПГ в деформированных лерцолитах со средними значениями ЭПГ перидотитов из различных тектонических обстановок по литературным данным. По содержанию совместимых ЭПГ (Os, Ir, Ru) деформированные лерцолиты отличаются небольшим диапазоном значений и в целом соответствуют кратонным перидотитам, таким как из Лесото и Танзании (близко к хондритовым значениям) (рис. 1). Наименее измененные силикатным вторичным обогащением деформированные лерцолиты содержат Pt и Pd в минимальных количествах, схожих со средним содержанием в лерцолитах Лесото и, вероятно, в гарцбургит-дунитах. Более обогащенные силикатной составляющей деформированные лерцолиты превышают эти значения, достигая уровня средних значений этих элементов в орогенных лерцолитах (5-7 мг/т, рис. 1).

Корреляции между содержанием несовместимых ЭПГ (Pt и Pd) и составом по петрогенным компонентам в деформированных лерцолитах практически не наблюдается. Остается предположить, что увеличение содержания Pt и Pd вероятно контролируется количеством и составом интерстиционных сульфидных и самородных включений. По

литературным данным, содержание несовместимых ЭПГ в различных типах литосферной мантии увеличивается в последовательности от центральных частей континентов к океану. Деформированные лерцолиты в данной последовательности занимают место между перидотитами из периферических частей древних платформ и кратонными перидотитами.

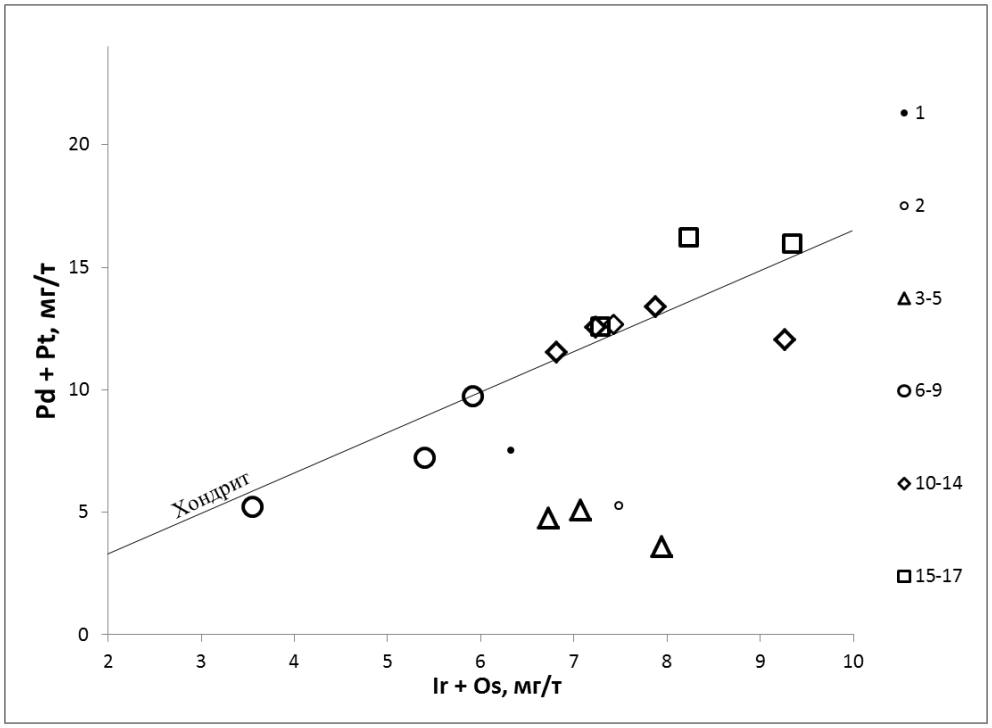


Рис. 1 Диаграмма сопряженного изменения средних значений Pt с Ir (в мг/т) в мантийных породах из различных источников по литературным данным. 1-деформированные лерцолиты (обогащенная группа) тр. Удачная; 2- деформированные лерцолиты (слабообогащенная группа) тр. Удачная; 3-5 - перидотиты из кимберлитовых трубок [2, 3, 4]; 6-9 - перидотиты из щелочных базальтов [2, 7]; 10-14- перидотиты из орогенов [2, 4, 6]; 15-17 - перидотиты из офиолитов [5, 8].

[1] Burgess S.R, Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // Journal of petrology. 2004. V. 45. P. 609-634.

[2] Pearson D.G, Irvine G.J. et al. Re-Os isotope systematic and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // Chemical Geology. 2004. V. 208. P. 29-59.

[3] Irvine G.J., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A. et al. A Re–Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons // Lithos. 2003. V. 71. P. 461– 488.

[4] Becker H., Horan M.F., Walker R.J. et al. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths// Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 4528–4550.

[5] Chen G., .Xia B. Platinum-group elemental geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Xigaze ophiolite, southern Tibet // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 32. P. 406–422.

[6] Fischer-Gödde M., Becker H. et al. Gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths // Chemical Geology. 2011. V. 208. P. 365-383.

[7] Lee C-T.A. Platinum-group element geochemistry of peridotite xenoliths from the Sierra Nevada and the Basin and Range, California // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. №. 22. P. 3987–4005.

[8] Uysal I. et al. Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major–trace–REE–PGE), and Re–Os isotope systematics // Lithos. 2012. 132-133. P. 50–69.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАРЫНСКОИЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНЫЙ САНГИЛЕН)

Каныгина Н.А.[1,2]

[1]Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, kanygina.nadia@gmail.com
[2]Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Уже давно подтверждено, что Сибирская платформа по периферии окаймляется карбонатными отложениями, сформировавшимися в позднем докембрии-кембрии. Наиболее полно они представлены по южной и юго-западной окраинам платформы – в Восточном Саяне, Восточной Туве, Западной Бурятии, Северной Монголии. О строении, возрасте и литолого-фациальных особенностях карбонатных отложений Сангиленско-Хубсугульского района ведутся споры до сих пор.

Западная часть Сангиленского синклинория представлена мраморами и карбонатно-силикатными породами балыктыгхемской и чартысской свит, лишенных органических остатков. Восточная часть, в районе прииска Нарын, состоит из черных и серых известняков нарынской и чартысской свит. В первой обнаружены онколиты вендского комплекса, во второй помимо вендских, обнаружены еще и верхнерифейские формы. Для пород чартысской свиты известны несколько определений абсолютного возраста – 710-740 млн. лет. На юго-востоке Сангилена отложения представляют собой монотонную яснослоистую толщу, состоящую из известняков и в меньшей степени – доломитов мощностью не менее 3000 м. Изредка встречаются тонкие горизонты кремней (кварцитов). На востоке, уже на территории Монголии разрез сменяется черными известняками муренской свиты, обнажаемых в истоках р. Мурен. Далее на восток, сменяется отложениями Хубсугульского фосфоритоносного бассейна.

В современной практике для уточнения возраста накопления морских карбонатных отложений используется метод изотопной стратиграфии, который основывается на изменении изотопного состава стронция в воде океана со временем. Комплексный подход к изучению петрографии, химического и изотопного состава карбонатов позволяет выявить образцы пород, сохранившиеся наилучшим образом. Тщательный полевой пробоотбор позволяет уже на начальных этапах отобрать макроскопически неизменные образцы, в которых нет следов гидротермальной проработки и метаморфических преобразований. В ходе петрографического исследования устанавливаются текстурные особенности и наличие микропрожилков, доломитизации, вторичных минералов, гидроксидов железа и марганца, которые свидетельствуют об изменении породы вторичными флюидами. Доказано [1, 3, 4], что под влиянием постседиментационных флюидов в породах повышается содержание Fe, Mn и понижается количество Sr, Mg. Следовательно, изучая взаимные корреляции содержаний этих элементов можно провести отбор «наилучших» образцов, в наименьшей степени подвергшихся вторичным изменениям. Такой выбор основан на закономерностях перераспределения малых элементов (Mn, Fe и Sr) в ходе взаимодействия карбонатов с элизионными, подземными и метеорными водами и анализе корреляционных связей между значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ и содержанием упомянутых элементов в карбонатных породах.

У. Асмер с соавторами предложили использовать следующие критерии для отбора наименее измененных образцов: Mn/Sr <1.5 и Rb/Sr <0.004. В свою очередь Л.А. Дерри и коллеги [2] опубликовали свои, более жесткие, предельные значения для соотношений малых и основных элементов: Mn/Sr <1, Rb/Sr <0.002, и Ca/Sr <1000. В

1993 году команда под руководством А.Дж. Кауфмана представила нечто среднее между двумя вышеупомянутыми работами: Mn/Sr <1.5 и Rb/Sr <0.0005. Сначала набор геохимических критериев был выявлен только для известняков (Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2, Fe/Sr ≤ 5.0) в аспекте Sr-изотопной хемостратиграфии. Для С-изотопных исследований В.Н. Подковыров с соавторами предложили следующий набор геохимических критериев: доломиты – Mn/Sr ≤ 6, Fe/Sr ≤ 15, известняки – Mn/Sr ≤ 4, Fe/Sr ≤ 10. Для доломитов поиск лимитирующих значений был затруднен недостаточной изученностью поведения малых элементов в ходе преобразования пород. После кропотливых работ с литологически однородными свитами, сопоставлением этих данных со смешанными по составу последовательностями были предложены граничные значения геохимических критериев и для доломитов: Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr ≤ 1.2, Fe/Sr ≤ 3.0.

Нами были проведены геохимические исследования пилотной коллекции карбонатных отложений Сангиленского блока, которые позволили выявить породы с наименее нарушенной изотопной системой, отражающей изотопный состав стронция среды седиментации.

Исследование содержаний Mn, Fe, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Установлено, что карбонаты нарынской свиты представлены в основном известняками (Mg/Ca~0.024) с небольшим количеством терригенной примеси: 2-10%. Количество Mn в основном не высокое (20-60 ppm) и не превышает 310 ppm. В образцах с повышенной долей нерастворимого остатка содержание Mn достигает 2800 ppm. Количество Sr варьируют от 600 до 2800 ppm, при этом заметно увеличение содержания Sr с уменьшением отношения Mg/Ca, т.е. в чистых известняках стронция больше, чем в доломитистых разностях. Количество Fe меняется от 40 до 1230 ppm. Очевидной зависимости содержаний Mn от Fe не наблюдается. Большая часть образцов удовлетворяет критериям сохранности, используемым при Sr-изотопных исследованиях известняков: Mn/Sr ≤ 0.2, Fe/Sr≤ 5.0.

Изотопный состав углерода в отложениях нарынской свиты варьирует в пределах от -1.7 до 2.9, в среднем около нуля +/-1, меняется постепенно, без каких-либо резких скачков. Значение кислорода изменятся от 20.3 до 27.1 промилле, в среднем около 22-23 с постепенным ростом значений и небольшим падением в верхней части.

На основе полученных аналитических данных были построены ковариационные диаграммы соотношений исследуемых элементов и изотопов. Зависимостей между значениями содержаниями Mn, Fe, Sr, Mg и Ca с одной стороны и изотопного состава углерода и кислорода, с другой, не отмечается, так же как между значениями $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$. Это говорит о малой степени изменения карбонатных пород нарынской свиты и их пригодности для дальнейших хемостратиграфических построений.

Работа выполнена в рамках базового проекта НИР, при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12-05-00569 12-0533076).

[1] Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth-Science Reviews. 2004, 65, p. 141–194

[2] Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim.Acta 1992. V. 56. № 3. p. 1317-1329.

[3] Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // Precambrian Research. 2010. V. 176 (1-4). pp. 46–64

[4] Veiser J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate // Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. in Mineral. 1983. V. 11. № 2. P. 260-299

ФОРМИРОВАНИЕ ПИРОКСЕНИТОВ В УСЛОВИЯХ СУБДУКЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (МОНГОЛИЯ)

Каримов А.А.

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
mozies@yandex.ru

Эгийнгольский перидотитовый массив находится в Джидинской зоне палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы. Джидинская зона располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанской зоной осадочных комплексов. Бóльшая часть массива сложена перидотитами, выходы которых тяготеют к его периферии, там же наблюдаются выходы пироксенитовых даек.

Перидотиты распространены по всей площади гипербазитового массива. Представляют собой массивные, темные, темно-зеленые, зеленовато-серые зернистые породы, иногда с порфировидной структурой, которая хорошо проявляется на корках выветривания. Пироксениты в основном встречаются в виде даек и жил различной мощности, от первых сантиметров до 1.5-2 м в поперечнике. Представляют собой зернистые породы темно-серого, темно-коричневого цветов. Локализованы пироксениты в основном в северо-восточной части массива.

Для перидотитов характерны высокое содержание MgO до 49.5 % и магнезиальности (Mg# ~ 90-92) и низкие концентрации Al_2O_3 (0.3-1.31%), CaO (<1 %), FeO (7-8.1 %), что может отражать реститовую природу пород [1]. В пироксенитах, по сравнению с перидотитами, значительно выше содержания SiO_2 (52-57 %), CaO (1.5-13.5 %) и ниже – MgO (26-34 %). Все пироксениты Эгийнгольского массива, также как и перидотиты, характеризуются высокими значениями Mg# ~ 87-92.

Похожая геологическая обстановка наблюдается в породах мантийного разреза Войкар-Сыньинского массива (полярный Урал). Заключительные стадии формирования пород данного разреза происходили уже в надсубдукционной обстановке. Перидотиты, вовлеченные в магматическую активность над зоной субдукции, были сформированы при более древнем этапе плавления до 16%, перидотиты южного блока Эгийнгольского массива формировались при 15-20% плавления [2] и по составу близки к перидотитам, сформированным в условиях срединно-океанических хребтов [3].

Хромистость (Cr#) шпинели из перидотитов изменяется в широких пределах от 30 до 80. Cr# шпинели из пироксенитов варьирует от 56 до 92. Mg# изменяется в широких пределах как в перидотитах, так и в пироксенитах от 20 до 70. В гарцбургитах в основном локализуются тела (дайки, жилы) ортопироксенитов, а в дунитах – вебстеритов. Шпинели ортопироксенитов и вебстеритов имеют более высокую хромистость, чем шпинели гарцбургитов и дунитов, соответственно. Магнезиальность шпинелей пироксенитов варьирует от значений таких же, как в перидотитах до более низких. Шпинели из обогащенных оливином участков в ортопироксенитах имеют хромистость такую же, как во вмещающих ортопироксенитовые жилы перидотитах и более низкую магнезиальность, что говорит об их реликтовой природе.

С увеличением степени плавления при образовании реститовых перидотитов в шпинелях растет хромистость и уменьшается содержание TiO_2 [4], поэтому шпинели реститовых перидотитов (со степенями плавления >15%) характеризуются низкими концентрациями титана (TiO_2 <0.1 %). Наличие более высоких концентраций титана в шпинелях перидотитов реститового генезиса может быть обусловлено взаимодействием пород с просачивающимися расплавами в условиях мантии [4].

Кроме того, в паре ортопироксен – клинопироксен установлена положительная корреляция, с возрастанием величины магнезиальности в ортопироксене растет магнезиальность и в клинопироксене. Такая же зависимость между величинами магнезиальности у орто- и клинопироксенов наблюдается и у пироксенитов Войкар-Сыньинского офиолитового комплекса [3].

Подобное поведение может говорить о равновесном образовании клинопироксена и ортопироксена. Однако для пары оливин-клинопироксен подобной зависимости не наблюдается. Корреляция, в данном случае, между двумя минералами отрицательная. В перидотитах магнезиальность ортопироксенов и клинопироксенов составляет ~ 94-96. Поэтому, понижение магнезиальности пироксенов в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит, по-видимому, отражает процесс последовательного образования из перидотитов, сначала ортопироксенитов, затем вебстеритов за счет замещения оливина и ортопироксена, соответственно, под неоднократным воздействием просачивающихся расплавов, вероятно, меняющегося состава.

Исходя из вышеизложенного можно говорить, что составы минералов пироксенитов подтверждают возможность их образования по перидотитам в результате взаимодействия последних с просачивающимися расплавами (возможно бонинитоподобного состава): хромистость шпинелей такая же, как в шпинелях перидотитов и выше, содержание титана в шпинелях варьирует от значений, характерных для шпинелей перидотитов, до – характерных для шпинелей бонинитов, магнезиальность пироксенов падает в ряду перидотит – ортопироксенит – вебстерит.

[1] Гордиенко И.В. Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник, ГИН БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, 1994. Вып. 1. С. 8-10.

[2] Kelemen P.B., Hanghoi K., Green A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 593-659.

[3] Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Доклады Академии Наук, 2009. Т. 429. № 2. С. 238-243.

[4] Pearce J. A., Barker P.F., Edwards S.J. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineneral. Petrol. 2000. V. 139. P. 36-53.

ВОЗРАСТ МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА, ЧУКОТКА.

Комарова Я.С.[1,2], Костицын Ю.А.[1,2], Николаев Ю.Н.[1]

[1] Москва, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова
[2] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН
komarovochka1991@gmail.com

На западе Чукотки в Баимской рудной зоне (Баимская перспективная площадь) располагается самое крупное в России молибден-медно-порфировое месторождение Песчанка. Рудная медно-молибден-порфировая минерализация пространственно приурочена к ореолам кварц-серицитовых метасоматитов, развивающимся по породам Егдегкычского габбро-сиенит-монцонитового массива. Но связан ли процесс формирования оруденения с внедрением Егдегкычского плутона или оторван от него – этот вопрос до сих пор является дискуссионным.

Все описания магматических, метасоматических пород и руд, геологическая информация и индексы возраста приведены из геологических карт масштаба 1:200000 листов Q-58-XV, XVI [2] и из фондовых отчетов компании ООО «ГЕОХИМПОИСКИ СЕВЕРО-ВОСТОК».

В геологическом строении Баимской площади принимают участие стратифицированные вулканогенно-терригенные и терригенные отложения верхней юры и нижнего мела, современные четвертичные образования, а также интрузивные и субвулканические породы различного возраста и состава. До начала проведения геохронологических работ выделялось четыре магматических комплекса, внедрявшихся последовательно с позднеюрского до позднемелового периодов и имевших различный вещественный состав: позднеюрский габбро-диоритовый Баимский комплекс; позднеюрско-раннемеловой диоритовый Весеннинский комплекс; раннемеловой габбро-сиенит-монцонитовый Егдегкычский комплекс; позднемеловой Омчакский комплекс.

Габбро-монцонитовая формация, к которой принадлежит Егдегкычский комплекс, рассматривается как рудоносная. Размещение интрузивных тел Егдегкычского комплекса контролируется системой разрывных нарушений субмеридионального направления. Они образуют серии небольших изометричных в плане и штокообразных тел, крупных даек. Породы изменены до фации кварц-серицитовых и кварц-калишпатовых метасоматитов, к которым приурочено медно-порфировое оруденение. Рудные минералы представлены борнитом, халькопиритом, редкими блеклыми рудами и сфалеритом.

Для определения возраста методом минеральных Rb-Sr изохрон были отобраны наименее измененные монцодиориты второй фазы внедрения Егдегкычского комплекса (обр. 8572-7299) и кварц-серицитовые метасоматиты (обр. СП-285/353.0-353.1, обр. СП-287/314.0-314.4), полностью заместившие первично магматические породы и вмещающие молибден-медно-порфировое оруденение.

Изотопные исследования проводили на термоионизационном изотопном масс-спектрометре TRITON. Концентрации Rb и Sr определяли методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера. Для построения изохроны использовали образцы пород в целом и минеральные фракции (биотит, пироксен, роговая обманка, плагиоклаз (из монцодиорита), калиевый полевой шпат и серицит (из метасоматитов)), выделенные в тяжелых жидкостях и с помощью бинокуляра. Растертые образцы разлагали трое суток нагреванием до ~100°C в смеси азотной и

плавиковой кислот в соотношении 1:5 соответственно. Затем растворы выпаривали досуха и полученную соль трижды обрабатывали концентрированной соляной кислотой для полного удаления фторидов. Выделение Rb и Sr производили на хроматографических колонках с ионно-обменной смолой Dowex 50X8. Изотопный анализ рубидия проводили в двухленточном режиме, стронция – в одноленточном с добавлением танталового эмиттера на рениевых и рений-вольфрамовых лентах. Оптимальное количество образца для нанесения на ленту определено экспериментально и составляет ~20 нг для Rb и ~300 нг для Sr. Для оценки систематической погрешности вместе с каждой серией образцов проводилось измерение стандарта стронция SRM-987.

Возраст монцодиоритов Егдегкычского комплекса с участка Западная Песчанка (141.1±2.7 млн.лет), полученный методом Rb-Sr минеральных изохрон (рис. 1) согласуется с данными предшественников по цирконам в U-Pb системе (139.6±0.3 млн.лет) для образцов с участков Находка, Прямой, III Весенний и Весенний [1].

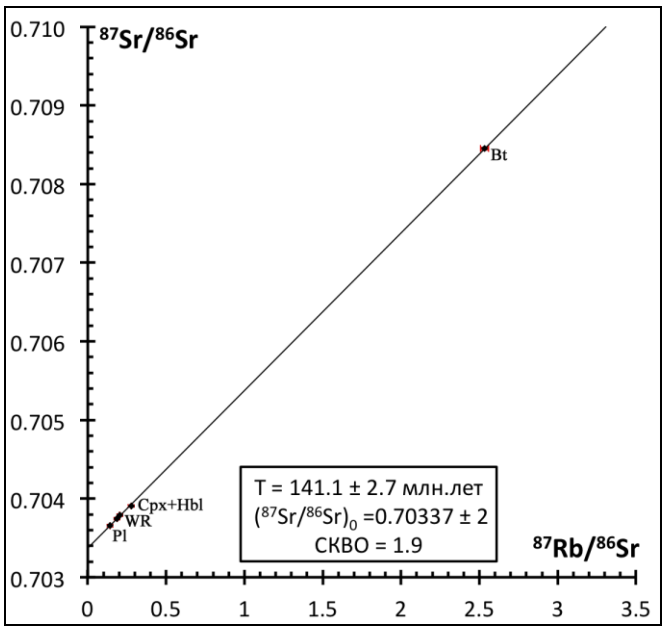


Рис.1. Изохрона и график остатков для монцодиоритов второй фазы внедрения Егдегкычского комплекса

Получено два согласующихся между собой значения возраста для двух образцов кварц-серицитовых метасоматитов: 137.1±1.4 млн.лет и 139.4±3.7 млн.лет, которые мы принимаем за возраст продуктивной рудной молибден-медно-порфировой ассоциации на месторождении Песчанка. Две изохроны по метасоматитам слегка различаются в средних значениях, но их доверительные интервалы перекрываются, а значит, мы не можем однозначно относить их к разным метасоматическим событиям. Для полноценных рассуждений о значимости кажущегося различия в значениях возраста монцодиоритов и метасоматитов необходимо более детально проводить геохронологические исследования, включающие работу в поле с целенаправленным отбором проб, отвечающим требованиям изотопного датирования.

[1] Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Калько И.А. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. V Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва. 2012. С. 181-184.

[2] Фурман О. А. Информационный отчет о незавершенных работах по объектам "Проведение геологического доизучения масштаба 1:200000 листов Q-58-XV, XVI" и "Проведение прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Бургахчанской площади на листах Q-58-53-54; Q-58-65-68" за 2000-2002 годы (Бургахчанская партия) // Билибино. 2004. 146 с.

ТЕРМОГЕННЫЕ ТРАВЕРТИНЫ МИНЕРАЛИЗОВАННОГО ИСТОЧНИКА БОЛЬШОЙ ТАРХАН (КЕРЧЕНСКИЙ П-ОВ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕНЕЗИС

Кох С.Н., Новикова С.А., Семенова Д.В.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, s.n.kokh@gmail.com

Термин травертин объединяет широкий спектр карбонатных пород, образующихся на земной поверхности или вблизи нее из минерализованных гидрокарбонатных вод. Травертины принято подразделять по изотопно-геохимическим характеристикам CO_2 на изотопно-легкие метеогенные ($\delta^{13}C$ = –20 ÷ +2 ‰ VPDB) и изотопно-тяжелые термогенные ($\delta^{13}C$ = –1 ÷ +10 ‰ VPDB). В образовании первых задействован изотопно-легкий биогенный и атмосферный CO_2. Термогенные травертины образуются за счет изотопно-тяжелого CO_2, главными источниками которого являются процессы эмиссии мантийного CO_2, отделения CO_2 от магматических расплавов, а также процессы регионального и контактового метаморфизма, вызывающие декарбонатизацию осадков [1]. Однако существует еще один глобальный процесс генерации изотопно-тяжелого CO_2 ($\delta^{13}C$ = +5 ÷ +24 ‰ VPDB), задействованного затем в карбонатообразовании – процесс метаногенеза [2]. Эмиссия такого CO_2 на земную поверхность осуществляется через аппараты грязевых вулканов и связанные с ними минерализованные газирующие источники, одним из которых и является источник Большой Тархан. Он располагается в северо-восточной части Булганакского грязевулканического очага (Керченский п-ов) (45º26'30"N, 36º26'15"E). Воды изливаются на поверхность из чокракских известняков (N_1^2). Район сложен мощными (до 3-4 км) толщами морских глинистых осадков с прослоями мелких песков (майкопская серия (P_3+N_1^1) [3]. На смежных территориях эти толщи обладают колоссальными ресурсами углеводородов и характеризуются мощным проявлением грязевого вулканизма [4]. Холодные (18-23ºС) воды источников Большого Тархана относятся к нейтральным-щелочным (pH=7.73-7.95) солоноватым растворам Cl-HCO_3 - Na-Ca типа (в мг/л): $(HCO_3)^-$–4030-6400; Cl^-–4270-6700; Na–4260-4500; Ca–93-221; Mg–41-57; B–288-430. Сопоставление гидрохимических характеристик воды, полученных в 1962 г. [5] и в 2012 г. показало, что общая минерализация вод современных источников, концентрации Na^+, Ca^+, Sr^{2+}, и HCO_3^-, а также величины pH возросли. В составе спонтанных газов, выделяющихся вместе с минерализованными водами наряду с (об.%): CH_4 – 67.8; CO_2 – 32.0 были также обнаружены и тяжелые углеводороды – 0.16 [5]. Изотопный состав кислорода воды отличается значительным обогащением тяжелым изотопом ^{18}O ($\delta^{18}O$ = +8.0 ÷ +13.0 ‰, VPDB). Гидрокарбонат характеризуется тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}C$ = +12.5 ÷ +19.8 ‰ VPDB).

Из 8 источников только в 4 происходит активное карбонатообразование, вокруг остальных в настоящее время отлагается ил и соляные корки. Нами были изучены как новообразованные, так и старые травертины. Новообразованные разности слагают коническую постройку 0.8 м высотой с диаметром основания 5 м, на вершине которой расположена чаша активного минерализованного источника. Поверхность новообразованных травертинов часто покрыта корочками высолов, водорослями и микробиальными пленками. Старые травертины, как правило, пропитаны гидроксидами железа и образуют тонкие корки и цементируют фрагменты брекчированных чокракских известняков.

Травертины Большого Тархана преимущественно состоят из кальцита. Также зафиксированы: сидерит, галит, тинкалконит, трона, гейлюссит, нортупит и аморфные

гидроксиды железа; арагонит не зафиксирован. Кальцит образует микритовые и спаритовые агрегаты, реже слоистые и сферолитовые. Были обнаружены отпечатки диатомовых водорослей и замещенные кальцитом растительные остатки. Кальцит содержит примеси (в мас.%): MgO (0.26-2.16), FeO (<0.87), SrO (0.15-0.73), BaO (0.28-0.98), MnO (<0.43). Примесь Na_2O (0.09-0.60 мас.%) в кальците новообразованных травертинов обусловлена присутствием в микропористых агрегатах водорастворимых Na солей, а не изоморфным вхождением Na в структуру кальцита. Это подтверждается крайне низким содержанием Na_2O (≤0.09 мас.%) в кальцитах старых травертинов, длительно промывавшихся атмосферными осадками.

В сравнении с чокракскими известняками (породами регионального водоносного коллектора) современные травертины значимо обеднены РЗЭ (ΣРЗЭ = 2.6-4.8 ppm), тогда как в старых травертинах суммарное содержание РЗЭ на порядок выше (ΣРЗЭ = 50.5 ppm). Повышенные концентрации РЗЭ в старых травертинах, вероятнее всего, обусловлены их сорбцией на гидроксидах железа. Все PAAS-нормализованные спектры распределения РЗЭ+Y кальцитов из новообразованных травертинов подобны и близки к таковым PAAS. На диаграмме La-Th-Sc [6] точки их составов располагаются непосредственно в поле PAAS. Кальциты керченских травертинов характеризуются тяжелым изотопным составом как углерода ($\delta^{13}C$ = +8.1 ÷ +12.5 ‰ VPDB), так и кислорода ($\delta^{18}O$ = +10.1 ÷ +12.9 ‰ VPDB). По сравнению с ними образец чокракского известняка характеризуется слегка облегченным изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ = –12.4‰ VPDB) и кислорода ($\delta^{18}O$ = + 2.2 ‰ VPDB).

Для кальцитов из современных травертиновых покровов источника Большой Тархан были получены оценки температур флюидогенерации по Mg-Li термометру [7], составляющие 68-78ºС. Эти температуры, с учетом регионального геотермического градиента, соответствуют глубинам 2.5-3 км и отвечают уровню залегания майкопских глинистых отложений (P_3+N_1^1). Полученные нами гидрогеохимические данные свидетельствуют также, что через Булганакский грязевулканический очаг и его травертиновые источники идет разгрузка Cl-HCO_3–Na-Ca- вод высокой минерализации, обогащенных I, Br и B. Геохимические характеристики этих вод позволяют отнести их к водоносному комплексу майкопских глин (P_3+N_1^1) [8].

Таким образом, комплекс изотопно-геохимических данных совокупно свидетельствуют о том, что воды минерального источника Большой Тархан возникли в процессе диагенеза глинистых осадков, вероятно, майкопского возраста. Травертины минерального источника Большой Тархан представляют собой отдельный тип термогенных травертинов, связанный с процессом метаногенеза.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта НАН Украины и СО РАН №1 (2013).

[1] Pentecost A. Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 2005. 445 p.

[2] Campbell K. A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2006.V. 232. P. 362-407.

[3] Шнюков Е. Ф., Шереметьев В. М., Маслаков Н. А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа. 2005. 176 с.

[4] Лаврушин В. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.:ГЕОС. 2012. 348 с.

[5] Куришко В. А., Месяц И. А., Тердовидов А. С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геологический журнал. 1968. Т. 28. № 1. С. 49-59.

[6] Abanda P., Hannigan R. Effect of diagenesis on trace element partioning in shales // Chemical Geology. 2006. V. 230. P. 42-59.

[7] Kharaka Y., Marner R. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories, New York: Springer. 1989. P. 99–117.

[8] Альбов С. В. Гидрогеология Крыма. Киев: Изд-во АН УССР. 1956. 179 с.

ФЛОГОПИТЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И RB-SR ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В.

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), namil@mail.ru

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба на сегодняшний день является крупнейшим месторождением Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Ситуация с геохронологической изученностью ААП в худшую сторону отличает её от кимберлитовых полей Канады, США, Якутии, для которых выполнены системные исследования по изотопному датированию кимберлитов. Результаты геохронологических исследований кимберлитов имеют не только научное, но и важное практическое значение для прогнозных и поисковых работ. Например, в пределах кимберлитового поля Лак де Гра (Канада) установлены кимберлиты от позднемелового (74 млн. лет) до среднеэоценового (45 млн. лет) возраста, однако промышленно алмазоносными являются только кимберлиты с возрастами 51-53 и 55-56 млн. лет [1]. В ААП ведется активная добыча алмазов, но большинство разрабатываемых трубок до сих пор не имеют изотопных датировок.

На сегодняшний день в литературе цитируются две работы по датированию кимберлитов трубки В. Гриба. В работе [2] авторы указывают время формирования кимберлитов 373±5 млн. лет, но не приводят первичные данные и не уточняют, по каким минералам и/или породам были проведены изотопные исследования. В работе [3] было проведено Rb-Sr изотопное датирование по 5 валовым пробам кимберлитов, отобранными из разных скважин с разных глубин. Авторы приводят «изохронное построение» с хорошими статистическими параметрами: 372±8 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7045±3, СКВО=0.278. Используя приведенные в работе данные, мы рассчитали параметры полученной изохроны в программе Isoplot 3.00. Расчеты с погрешностями определения изотопного состава Sr, приведенными в таблице данных, дают величину СКВО = 133. Таким образом, опубликованные в работе [3] изотопные геохронологические данные имеют не только значительную погрешность определения возраста, но и не удовлетворяют статистическим условиям получения изохронной зависимости, а значит, могут служить только оценкой времени формирования кимберлитов трубки им. В. Гриба.

Цель настоящей работы заключалась в определении возраста кимберлитов трубки им. В. Гриба Rb-Sr изотопным методом по флогопиту на основе выявления типов и разновидностей флогопита из кимберлитов.

В ходе работы было выполнено 77 анализов химического состава слюд из образцов автолитовой кимберлитовой брекчии. Все изученные слюды являются флогопитами, однако имеются определенные различия в их составах. По результатам петрографического и петрохимического изучения флогопита были выделены две преобладающие группы: 1. крупные вкрапленники (зерна флогопита размером больше 200 мкм), самые крупные из которых достигают 4 см, 2. мелкочешуйчатая слюда из основной массы пород.

Вкрапленники по составу также были разделены на два типа: I. низкотитанистые (0.57-0.92 масс.%) низкохромистые (0.48-0.76 масс.%) и II. более высокотитанистые (1.89-2.28 масс.%)) и хромистые (0.99-1.34 масс.%). Они различаются по своей форме, размеру и распространенности в породе: преобладают вкрапленники I типа.

На основании проведенных петрографических и петрохимических исследований для Rb-Sr изотопного анализа были отобраны низкохромистые и низкотитанистые флогопиты (преобладающие вкрапленники I типа). Всего было изучено 9 монофракций флогопитов из 5 образцов, отобранных с разной глубины (508-764 м). Все точки изученных флогопитов в изохронных координатах определяют изохрону с возрастом 374±1.3 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.709849±0.000019, СКВО=1.8. Хорошие статистические параметры полученной изохроны объясняются широкими вариациями отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ от 0.307 до 79.9. Низкие $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношения в одной из проб вызваны высокими для слюд концентрациями Sr (991 и 4500 ppm), что вероятно связано с присутствием микроскопических включений барита, с высоким содержанием Sr, и карбоната, наблюдаемых в некоторых зернах при изучении их на сканирующем электронном микроскопе. Если исключить из расчета изохронной зависимости точки «флогопитов с включениями», то определяемый наклон прямой будет соответствовать возрасту 376±3.3 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7088±0.0013, СКВО=2, что в пределах получаемой погрешности совпадает с возрастом, посчитанным по всем 9 точкам, но при этом неопределенность первичного изотопного состава Sr возрастает.

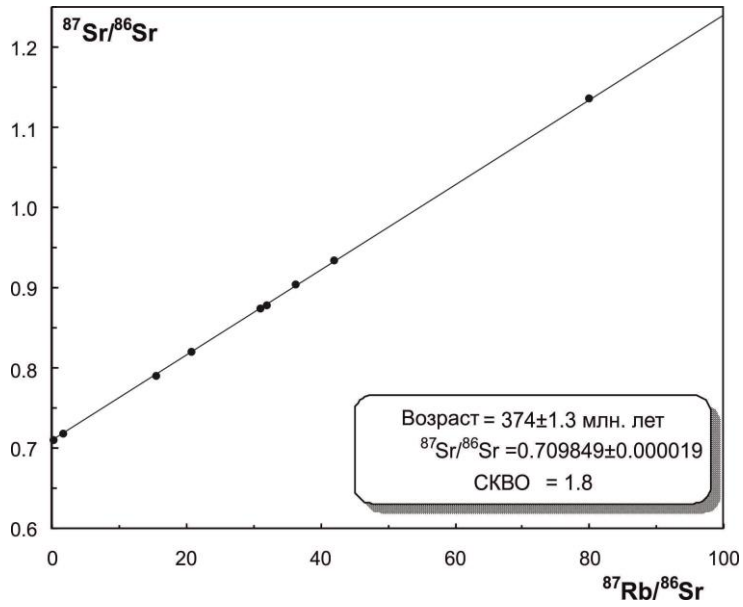


Рис.1 Rb-Sr изохрона для флогопитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба

Таким образом, на основании полученных результатов возраст флогопитов трубки им. В. Гриба составляет 374±1.3 млн. лет. Поскольку изученные флогопиты генетически связаны с кимберлитовым расплавом, то можно утверждать, что кимберлиты трубки также формировались 374 млн. лет назад. Эти данные являются первым изохронным(минеральная изохронна по флогопиту) определением возраста трубки им. В. Гриба и уточняют предыдущие определения возраста.

[1] Creaser R.A. et al. Macrocrystal phlogopite Rb-Sr dates for the Ekati property kimberlites, Slave Province, Canada: evidence for multiple intrusive episodes in the Paleocene and Eocen. 8th IKC selected papers // 2004.Vol.1. P. 399-414.

[2] Sablukov S.M. Sablukova L.L. Astenospheric effect on the mantle substrate and diversity of kimberlite rocks in Zimni Bereg (Archangelsk province) // Moscow. 9th IKC Extended Abstract .2008. No. 9IKC-A-00162

[3] Шевченко С.С., Петров О. В., Лохов К. И. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения.2004. №27. С.158-167

ТУРМАЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ ГРАФИТ-АЛМАЗНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДЫ-КОЛЬ

Левин А. В.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН
levin@crust.irk.ru

Граниты с повышенными концентрациями бора (до 200 г/т) изучены на ряде гранитных массивов [1,4,5] и получили название эльваны. Следует подчеркнуть, что верхняя граница содержаний бора в таких гранитах колеблется в достаточно широких пределах и отражает степень воздействия борсодержащих глубинных флюидов на гранитную матрицу. До сих пор породы данного типа были установлены в связи с гранитными массивами в виде дайковых комплексов обычно завершающих магматический процесс. Нами впервые установлены породы типа эльванов среди бластомилонитов графит-алмазного месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан). Месторождение Кумды-Коль приурочено к зоне глубинного Чаглинского разлома в протерозойских породах [2]. Само месторождение представлено бластомилонитами, которые подверглись воздействию глубинных высокоуглеродных флюидных систем, из которых в породах отлагались графит и в метастабильных условиях – тонкодисперсный алмаз. Судя по имеющимся данным это синтектонические или позднетектонические образования, поскольку в своем распределении и графит, и алмаз наследуют структуру бластомилонитов. После завершающего тектонического этапа, по сланцеватости бластомилонитов проникли бороносные глубинные флюиды, под воздействием которых происходило селективное плавление алюмосиликатных пород, представленных гнейсами и алюмосиликатными сланцами. Судя по геохронологическим данным процесс образования алмазоносных пород, лежит в интервале 529-507 млн. лет, а процесс образования турмалиновых гранитов находится в узком интервале 491.5±4.9 млн. лет [3]. Во внутриразломном пространстве, где локализована графит-алмазная минерализация, все породы рассланцованы и представлены тектонитами или метасоматитами, унаследовавшими структуру тектонических пород. В отличие от них турмалиновые граниты не рассланцованы и представлены массивными, кристаллическими породами с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой. Воздействие бороносного флюида на гранитную матрицу выражается в неравномерном проявлении гнезд крупнозернистого и пегматоидного облика. Кроме того флюиды воздействовали и на вмещающие породы, что выразилось в образовании турмалинсодержащих метасоматитов. Метасоматическая природа турмалина подтверждается и тонкими изотопными исследованиями [3].

Судя по силикатным анализам состав гранитов в значительной мере зависит от состава исходной алюмосиликатной матрицы, на которую воздействовали бороносные флюиды. Наиболее значимые колебания составов отмечены для SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO. Крайне неравномерно распределены K_2O и Na_2O. Только в одной пробе K_2O резко преобладает над Na_2O, во всех остальных случаях содержание Na_2O выше, чем у K_2O, либо они равны между собой. Содержание B_2O_3 варьирует в достаточно широких пределах 0,18-1,75%, что отражает крайне неравномерное распределение турмалина в гранитах.

Исходя из данных ISP-MS анализов, были вычислены соотношения типоморфных элементов, Cr/V колеблются в основном от 1.2 до 3.2 и в двух пробах 10.4 и 13.5, халькофильных Ni/Co колеблется от 2.1 до 5.3 и в одном случае 11.5. Иными словами и для сидерофильных и халькофильных элементов порядок соотношения типоморфных

элементов довольно близок. В равной мере это относится и к литофильным элементам: Rb/Sr отношение варьирует в сравнительно узких пределах от 0.5 до 5, Zr/Hf от 25.9 до 34.8, Ta/Nb отношение от 0.02 до 0.2. Ba/Sr отношение изменяется в более широких пределах от 0.42 до 10. Но в целом значительных расхождений в отношениях этих типоморфных элементов нет, что указывает на высокую степень преобразования исходной матрицы и формирования собственного гранитного расплава с характерными геохимическими показателями. В еще большей мере это проявляется при сопоставлении нормированных спектров REE в турмалиновых гранитах. Сопоставление полученных данных с таковыми для типичных эльванов однозначно указывает на то, что содержание редкоземельных элементов для эльванов на порядок выше. Если для эльванов связанных с гранитами характерен типичный европиевый минимум, то в нашем случае такая зависимость не выявляется, что еще раз подтверждает своеобразие условий, в которых формировались турмалиновые граниты это зона глубинного разлома.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 14-05-312/14).

[1] Владимиров А. Г., Выставной С. А., Титов А. В., Руднев С. Н., Дергачев В. Б., Анникова И. Ю., Тикунов Ю. В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 901-916.

[2] Летников Ф. А., Звонкова Н. Г., Сизых Н. В., Данилов Б. С. Акцессорные минералы из эклогитов и алмазоносных пород месторождения Кумдыкуль // Записки ВМО. 1999. №6. С. 16-27.

[3] Корсаков А. В., Травин А. В., Юдин Д. С., Маршал Х. Р. Турмалин, как $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Доклады Академии Наук. 2009. Т.484. № 4. С. 531-533.

[4] Антипин В. С., Холлс К., Митичкин М. А., Скотт П., Кузнецов А. Н. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 847-857.

[5] Halls C. Energy and mechanism in the magmato-hydrothermal evolution of the Cornubian batholith: A review / R. Stelman et al. (eds.) // Metallogeny of collisional orogens. Czech Geological Survey. Prague, 1994, P. 274-294.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ SR, ND, AR, HE В ПОРОДАХ ОКТЯБРЬСКОГО PT-CU-NI МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН).

Лохов Д.К.[1]

[1] Санкт-Петербург, ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», dlkhv@yandex.ru

В данной работе будут рассмотрены изотопные характеристики Sr, Nd, Ar и He пород Октябрьского Pt-Cu-Ni месторождения, расположенного в пределах Талнахского рудного узла. Фактический материал представлен пробами керна скважин из центральной и западной частей Октябрьского месторождения, отобранных в ходе полевых работ 2012-2013 гг. Исследуемые породы представлены метасоматитами из приконтактовых частей интрузий, габброидами, плагиоверлитами, а также сульфидными рудами. Аналитические работы производились ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2013-2014 гг.

Nd-Sr изотопная систематика пород показывает общность изотопного состава Nd и Sr для рудоносных и нерудоносных габброидов (габбродолеритов и лейкогаббро) западной и центральной частей месторождения. Для этих пород характерны значения величины εNd от 0.8 до 1.5.

Для рудоносных плагиоверлитов центральной части месторождения значение величины εNd составляет от 1.1 до 2.2, что частично коррелируется со значениями величины εNd в сульфидных рудах, где таковая располагается в пределах 1.8-2.2 [1].

Метасоматиты из приконтактовых частей интрузий характеризуются широким диапазоном значений εNd (от -1.4 до 6.3), что может свидетельствовать о различной степени ассимиляции вмещающих пород глубинными расплавами.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопное отношение для лейкогаббро и габбродолеритов составляет 0.707-0.709, для перидотитов – 0.7055-0.706. Значения этого изотопного отношения в сульфидных рудах (0.7055-0.709 [1]), коррелируются с таковыми в габброидах и перидотитах. Для метасоматитов характерен разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пределах 0.7085-0.710.

Как и в случае с Nd-Sr изотопной систематикой, изотопный состав Ar и He для различных типов пород западной части месторождения весьма сходен с таковым и в центральной его части.

Особенностью исследованных типов пород (за исключением приконтактовых метасоматитов) является значительное содержание доли атмосферного аргона. В пробах плагиоверлитов, габбродолеритов и лейкогаббро доля атмосферного аргона составляет около 85-90 %, в сульфидных рудах данная величина составляет 80-85%.

В пробах из приконтактовых метасоматитов, как и в случае с изотопным составом Sr и Nd, наблюдается широкая вариативность содержания атмосферного аргона – от 20 до 95 %.

При рассмотрении доли мантийного гелия в породах Октябрьского месторождения наблюдается следующая картина: в метасоматитах содержание мантийного He составляет 0.1-0.2 %, в габбродолеритах – около 0.5 %, в лейкогаббро – 0.5-1.0 %, в плагиоверлитах – 1.0-3.0 %, а в сульфидных рудах – от 0.7 до 1.5 %. При этом наблюдается четкий тренд уменьшения доли мантийного гелия при увеличении величины изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы:

- породы западной и центральной частей Октябрьского месторождения практически не различаются между собой по изотопным характеристикам;

- для сульфидных руд и рудоносных плагиоверлитов характерно повышенное, относительно габброидов, содержание мантийного гелия и несколько пониженное – атмосферного аргона;

- величина εNd от 0.8 до 1.5 свидетельствует о том, что источником глубинных расплавов мог являться необеднённый мантийный резервуар, а повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, высокая доля атмосферного аргона и крайне малая доля мантийного гелия отражают ассимиляцию корового вещества и постмагматические изменения при участии флюидов из вмещающих пород (доломитов и мергелей).

[1] Халенёв В.О. Изотопный состав гелия и аргона как критерий рудоносности интрузивов Норильского района. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПб. 2010.

ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Михеев Е.И.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, mikheev@igm.nsc.ru

Коллизионная система ранних каледонид Западного Прибайкалья, сформированная на окраине Сибирского кратона, на современном эрозионном срезе обнажена на территории Ольхонского региона (Приольхонье и о-в Ольхон) [1, 2]. В пределах всех тектонических единиц Ольхонского региона, отвечающих различным уровням метаморфизма и глубинности, присутствуют мигматиты, многочисленные жилы и тела синметаморфических и интрузивных гранитов. Краткий обзор объектов и их геохронологическая характеристика (U-Pb изотопный метод по циркону) приводятся в таблице.

n/n	Возраст, млн. лет	Геологический объект	Литературный источник, изотопный метод
1	496 ± 3	Гиперстеновые граниты Чернорудской зоны	[3], SHRIMP-II
2	490 – 480	Граниты покровного типа зоны Нутгей	[4], single grain
3	488.6 ± 8.0 (ядро) 464 ± 11 (кайма)	Субщелочной граносиенит массива Тутай, Приольхонье	[5], SHRIMP-II
4	505 – 488 (ядро) 487 – 482 (кайма 1) 456 – 453 (кайма 2)	K-Na граниты S-типа Шара-Нурского гранито-гнейсового купола, о-в Ольхон	[6], SHRIMP-II
5	474 ± 1.5	Парааутохтонные граниты в метаморфическом складчатом обрамлении реститовых гипербазитов п-ова Шида	[7], single grain, SHRIMP-II
6	467.6 ± 1.8	«Законсервированные» жилы в реститовых гипербазитах п-ова Шида	
7	468.6 ± 1.6	Граниты Айского массива	[8], SHRIMP-II
8	458 ± 2	Граниты Центральной купольной зоны, Приольхонье	[2], SHRIMP-II
9	455 ± 5	Инъекционная жила пегматоидных гранитов, мыс Шибетский, о-в Ольхон	[9], single grain

Обзор геохронологических данных, полученных для гранитоидов, позволяет выделить два этапа синметаморфического гранитного магматизма в геологической истории региона: ранний (500-480 млн. лет) и поздний (480-455 млн. лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3), проекта РФФИ № 14-05-00747.

[1] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). Irkutsk: Print. IEC SB RAS. 2005. P. 5-76.

[2] Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.

[3] Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Руднев С.Н., Хлестов В.В., Юдин Д.С. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований, Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2004. Т. 2. С. 141-145.

[4] Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б., Мазукабзов А.М., Травин А.В., Волкова Н.И., Хромых С.В., Хлестов В.В., Тишин П.А. Возраст синпокровных гранитов в аккреционно-коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Доклады академии наук. 2015. в печати.

[5] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543-1561.

[6] Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 41-55.

[7] Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562-1582.

[8] Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb-датирование и Sm-Nd-изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 651-655.

[9] Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В. U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст лейкогранитов шаранурского комплекса острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Материалы Российско-Казахстанского научного совещания (Усть-Каменогорск 13-20 июня 2012 г., Новосибирск 27-28 августа 2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2012. С.50-52.

МОДЕЛЬНЫЕ (SM/ND) ВОЗРАСТЫ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА КАК ИНДИКАТОР ИСТОЧНИКОВ СНОСА

Михеева Е.А., Фролов А.О., Демонтерова Е.И.

Иркутск, Институт Земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru

Иркутский угольный бассейн находится на юге Сибирской платформы и простирается вдоль Восточного Саяна – от оз. Байкал на юго-востоке до р. Уды в районе г. Нижнеудинска на северо-западе. В настоящее время действует региональная стратиграфическая шкала, принятая в 1981 году решением 3-го Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири, в которой выделены черемховская (плинсбах – начало тоара), присаянская (тоар-аален) и кудинская (условно аален) свиты [1]. Для юго-восточной части бассейна существуют свои подразделения – дабатская, тальцинская и котовская свиты, считающиеся аналогами Черемховской, присаянской и кудинской свит, соответственно [1]. Во время полевых работ в пределах дабатской свиты нами впервые обнаружены определимые растительные остатки: *Radicites* sp., *Coniopteris* cf. *maakiana* (Heer) Pryn. emend. Kiritch. et Trav., *C. myrrayana* (Brongn.) Brongn., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis williamsonii* Brongn., *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Raphaelia* sp., *Ginkgo* sp., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis irkutensis* Dolud. et Rasskaz., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityophyllum* sp., что позволяет скоррелировать ее с присаянской свитой.

В данной работе рассмотрены возможные источники сноса осадочного материала, слагающего Иркутский угольный бассейн на основании изотопно-геохимических данных, полученных по 5 пробам различных стратиграфических уровней. Пробы J-2014-22 и J-2014-21 соответствуют нижней и верхней пачкам дабатской свиты. Проба J-2012 – к верхам присаянской свиты. Пробы J-2014-2 и J-2014-9 – к нижней и средней пачкам кудинской свиты. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Таблица 1. Sm/Nd изотопные данные для юрских осадочных отложений Иркутского угольного бассейна.

Проба	Свита, пачка	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$E_{Nd}(0)$	$E_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$
J-2014-2	Кудинская, верхняя	0.1180	0.512440	-3.9	-2.1	1132
J-2014-9	Кудинская, нижняя	0.1047	0.512148	-9.6	-7.4	1400
J-2012	Присаянская	0.1061	0.511686	-18.6	-16.5	2068
J-2014-21	Дабатская, верхняя	0.0986	0.511705	-18.2	-16.0	1909
J-2014-22/1	Дабатская, нижняя	0.0958	0.511407	-24.0	-21.7	2245

Примечание. Возраст 180 млн. лет принимался исходя из палинологических данных. Для расчета одностадийного модельного возраста Nd относительно деплетированной мантии $T_{Nd}(DM)$ $^{147}Sm/^{144}Nd$ – 0.21365 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0.513151 [4]. $\varepsilon_{Nd}(T)$ рассчитан с учетом возраста пород по палинологическим данным и современным значениям $^{147}Sm/^{144}Nd$ – 0.1967 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0.512638 [5].

Выделение самария и неодима, а так же последующее измерение их изотопных отношений проведены в Институте земной коры СО РАН в рамках Байкальского центра коллективного пользования. Навеска 100 мг истертого образца в смеси с трассерным раствором ^{150}Sm–^{149}Nd разлагалась в смеси кислот HNO_3-HF-$HClO_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение суммы редкоземельных элементов проводилось на смоле TRU Spec (EIChroM Industries, II. USA). Последующее разделение Sm от Nd проводилось на колонках заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике [2]. Измерения изотопных отношений неодима и самария осуществлены на приборе Finnigan MAT262, используемого в рамках Байкальского центра коллективного пользования. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1. В период измерений значения изотопного стандарта JNd-1 $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512094 \pm 0.000002$ (2δ средневзвешенное значение по последним 20 измерениям).

Наиболее низкие (молодые) значения модельных возрастов характерны для кудинской свиты, причем разница между нижней (преимущественно песчаной) и верхней (конгломератовой) толщами довольно существенная. Для дабатской свиты также характерен разброс модельных возрастов для нижней и верхней толщ. Модельный возраст пробы присаянской свиты показал схожее значение с верхней пачкой дабатской свиты.

Следует отметить, что модельный Sm-Nd возраст не отвечает ни возрасту самих отложений, ни даже среднему возрасту пород в источнике сноса [3]. Этот параметр используется как геохимическая метка областей сноса. Так, рассмотренные области сноса условно можно разделить на три части: Северобайкальская (по западному побережью от о. Ольхон и до севера оз. Байкал), Южнобайкальская (по западному побережью Байкала в районе истока р. Ангара) и Забайкальская (восточный берег озера и Западное Забайкалье).

Одностадийный модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ верхней части кудинской свиты почти полностью (на 95-93%) соответствуют среднему модельному возрасту Забайкальской области сноса, а местный Южнобайкальский снос составляет от 5 до 7%. Для нижней пачки дабатской свиты все три области сноса дают примерно равный вклад (по 33%). Верхняя часть присаянской свиты показывает промежуточные значения модельных возрастов между нижней и верхней пачками дабатской свиты. Сходство присаянской и дабатской свит также подтверждается петро- и геохимическими анализами большего количества образцов.

Таким образом, вклад Забайкальского источника сноса заметно увеличивается от конца ранней юры (плинсбах – начало тоара) к началу средней (условно аален) юры. Это позволяет говорить о заметном росте гор в начале средней юры в Забайкалье и возросшем переносе вулканического вещества с окраины Монголо-Охотского океана. По-видимому, это событие маркирует окончательное закрытие океана, столкновение двух континентальных плит и формирование Забайкальского орогена.

[1] Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири: МСК СССР. Новосибирск. 1981. 91 с.

[2] Pin C., Zalduegui F. S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Analyt. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79-89.

[3] Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М: Мир, 1989. 590 с.

[4] Goldstein, S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249-265.

[5] Jacobsen, S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 137-150.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПАЛОВ МУТНОВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА, КАМЧАТКА

Мостовая Т.В., Топчиева О.М.

Петропавловск-Камчатский, ИВИС ДВО РАН,
chernozmejka@mail.ru

Район исследований расположен в 70 км южнее г. Петропавловска-Камчатского в пределах Восточной вулканической зоны полуострова (см. рис. 1). На территории сосредоточены проявления длительной и интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности.

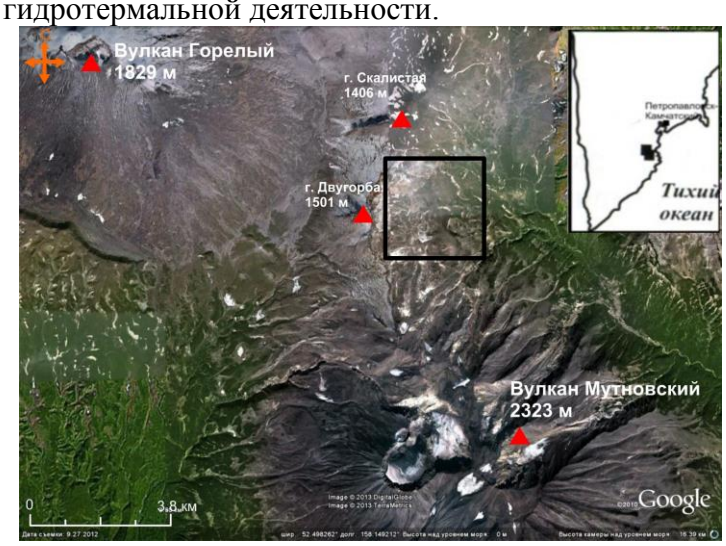


Рис. 1. Карта расположения вулканов Мутновский и Горелый; Мутновский геотермальный район (в том числе район исследований) отмечен прямоугольником.

Проявление опалов и опалитизированных пород к восточному и юго-восточному склонам горы Двугорбой Мутновского геотермального района. Здесь имеются кварц-халцедон-опаловые жилы с сульфидами мощностью до 20 см и зоны опализации мощностью в несколько метров. Развитие кварцевых жил прослеживается до вершины сопки Двугорбой по трещинным зонам северо-западного и северо-восточного простирания [3, 4].

Район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями от плиоценового до современного возраста. Отложения раннеплиоценового возраста обнажаются в глубоких эрозионных врезах речных долин. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфогенными конгломератами, псефитовыми, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами и толщей кислых эффузивов. Общая мощность комплекса не менее 1800-2000 м. Отложения верхнего плиоцена состоят из туфов и лав базальтового, андезибазальтового, андезитового и редко более кислого состава. Они слагают разрушенные вулканические постройки и перекрывают с угловым несогласием эродированную кровлю нижележащих толщ, смятых в отлогие складки. Отложения четвертичного возраста представлены исключительно вулканитами – лавами, туфами, игнимбритами, туфобрекчиями, пемзами. Переотложенные породы имеют ограниченное распространение – это кальдерно-озерные вулканические пески и валунно-галечниковый аллювий речных долин [1]. Авторами проведено изучение опалов Мутновского геотермального района и сравнение их с опалами Мексики и Бразилии по геохимическим показателям [5].

По генезису и геохимическим особенностям большинство ученых выделяет две разновидности месторождений опалов: а) экзогенные – это древние коры выветривания мелового – миоценового возраста, типичными представителями которых является

группа месторождений Большого Артезианского бассейна в Австралии, это самая изученная с точки зрения геологии группа; б) к эндогенным относятся месторождения, приуроченные к молодым складчатым областям и генетически связанные с вулканическими породами. Такие месторождения известны в Чехословакии, Карпатских горах, Центральной и Северной Америке и Австралии. Эти опалы образуются путем осаждения кремнезема из гидротермальных растворов при температурах от 50 до 200ºС. Но месторождения этой группы изучены мало и до сих пор точно не выяснен генезис и истинное значение параметров среды образования [2].

Содержание кремнезема в изучаемых опалах варьируется от 74.5% до 95.7%, опалах Мексики – от 76.8% до 79.5%, опалах Бразилии – от 75.7% до 96.3%. По количеству Ba опалы делятся на осадочные и вулканогенные. Для осадочных характерно среднее содержание более 110 г/т, для вулканогенных менее 110 г/т. Опалы Мутновского геотермального района (83 г/т), Мексики (79 г/т) и Бразилии (16,53 г/т) попадают в область вулканогенных месторождений. Среднее содержание Rb в опалах Мутновского геотермального района составляет 2 г/т, Мексики и Бразилии в десятки раз больше – 125 г/т и 77 г/т. Содержание Sr в изучаемых образцах достигает 56 г/т, тогда как в Бразильских и Мексиканских – 6 г/т и 6.25 г/т. Количество Zr в опалах Мутновского геотермального района варьируется от 31 до 71 г/т, Мексики – 506-1488 г/т, Бразилии – 332-1265 г/т. Средние содержания La, Ce и Y составляет 175 г/т, 19 г/т, 8 г/т. В опалах Мексики – 26 г/т, 41 г/т, 116 г/т, Бразилии – 31 г/т, 69 г/т, 66 г/т, соответственно. Количество Th и U в опалах Мутновского геотермального района составляет 5 г/т и 1 г/т, Мексики – 27 г/т и 6 г/т, Бразилии – 20 г/т и 5 г/т. Содержания V и Cr в изучаемых образцах составляет 298 г/т и 101 г/т, в Мексиканских – всего 0.08 г/т и 0.02 г/т, в Бразильских – 1.07 г/т и 0.46 г/т.

В результате сопоставления геохимических характеристик выявлено, что опалы Мутновского геотермального района, Мексики и Бразилии являются вулканогенными. Однако другие геохимические показатели изучаемых опалов отличаются на несколько порядков от опалов Мексики и Бразилии. Некоторые элементы (Rb, Zr, Y, Th, U) практические отсутствуют или имеют незначительные концентрации в сравнении с опалами Мексики и Бразилии. И, наоборот, присутствуют элементы (Sr, La, V, Cr), превышающие концентрации в опалах Бразилии и Мексики. Отличительной особенностью является молодой возраст вмещающих пород – тысячи лет, когда на многих других месторождениях это миллионы (в основном 20-60 млн. лет). Это говорит о том, что проявление опалов в Мутновском геотермальном районе сформировалось в иной геохимической обстановке.

Исследования проведены по программе научно-исследовательских работ, выполняемых в Камчатском государственном университете им. Витуса Беринга в рамках государственного заказа 2012 года (регистрационный номер НИР: 5.3799.2011).

[1] Вакин Е.А., Кирсанов И.Т. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 85-114.

[2] Денискина Н.Д., Калинин Д.В. и др. Благородные опалы (природные и синтетические). Н.: Наука. 1987. 183 с.

[3] Словцов И.Б. Отчет по теме минералого-петрографическое описание скважин Мутновского месторождения парогидротерм. ДО АНСССР. П.-К. 1988.

[4] Шарапов В.Н., Симбирев И.Б. и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной камчатки. Н.: Наука. 1979.

[5] Gaillou E. et al. The geochemistry of gem opal as evidence of their origin // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 113-126.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАНГУЛЕЖСКОЙ И ТАГУЛЬСКОЙ СВИТ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)

Мотова З.Л.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН
motova@crust.irk.ru

Неопротерозойские осадочные и осадочно-вулканогенные образования широко распространены вдоль южной окраины Сибирского кратона. В Присаянской зоне отложения этого возраста представлены терригенно-карбонатными толщами карагасской серии и перекрывающими их породами оселковой серии. В составе карагасской серии выделяют три свиты: шангулежскую, тагульскую и ипситскую [1]. В данной работе приведены результаты исследований терригенных отложений шангулежской и тагульской свит, которые были изучены в коренных обнажениях по левому и правому бортам бассейна среднего течения р. Бирюса.

В результате петрографических исследований отобранные из обеих свит образцы были разделены на три группы: олигомиктовые песчаники, аркозовые и алевритовые песчаники, карбонатные песчаники. В составе олигомиктовых песчаников преобладают кварц (80-90%) и полевой шпат (10%), вторичным минералом является мусковит, акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом, среди обломков пород присутствуют гранитоиды и кварциты. Главные минералы аркозовых и алевритовых песчаников – кварц (45-57%) и полевой шпат (20-30%), второстепенные – хлоритизированный биотит и мусковит, среди акцессорных минералов встречаются сфен, апатит, турмалин, циркон. Обломки пород представлены гранитоидами. В большинстве образцов этих двух групп обнаружен новообразованный микроклин, отмечающийся по поверхности обломочных зерен микроклина, а также в виде прожилков в микротрещинах по цементу породы. Такая особенность позволяет предположить наличие калишпатового метасоматоза. В составе карбонатных песчаников преобладают кальцит (75%) и кварц (10%), второстепенные минералы – мусковит, плагиоклаз, сидерит, акцессорный минерал представлен цирконом.

Олигомиктовые, аркозовые и алевритовые песчаники тагульской и шангулежской свит характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (75-97 мас.%). На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [2] точки составов исследуемых пород расположились в полях кварцевых и олигомиктовых псаммотолитов. На диаграмме нормативного минерального состава О.М. Розена и др. [3] фигуративные точки этих пород разместились в полях аркозов и кварцевых песчаников. По величине гидролизатного модуля (ГМ=$(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3)/SiO_2$) [4] равного 0.01-0.34 все изученные образцы относятся к силитам. По величине модуля нормированной щелочности (НКМ=$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), изменяющейся от 0.47 до 0.92, они относятся к повышенно- и высокощелочным образованиям [4]. Сумма щелочей в изученных породах изменяется от 0.86 до 8.71 мас.%, при этом отношение K_2O/Na_2O варьируется от 0.9 до 293. По классификации Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [4] образцы, сумма щелочей для которых изменяется от 8.07 до 8.71 мас.% могут рассматриваться как алкалиты.

По отношению K_2O/Na_2O исследуемые породы разделились на три группы. В первую группу попали олигомиктовые, аркозовые и алевритовые песчаники с содержаниями K_2O от 1.88 до 5.39 мас.% и значениями K_2O/Na_2O от 0.9 до 9.16. Ко второй группе относятся олигомиктовые песчаники с содержаниями K_2O от 0.88 до

2.93 мас.% и значениями K_2O/Na_2O от 31.33 до 293. В третью группу отнесены аркозовые и алевритовые песчаники, содержания K_2O в которых изменяется от 4.26 до 8.62 (мас.%), а значения K_2O/Na_2O варьируется от 38.6 до 93.75. Для пород первой группы отмечается хорошая положительная корреляция K_2O с Ba (r=0.98) и Rb (r=0.92), что указывает на первичные соотношения этих элементов в породах данной группы, не зависящие от метасоматических преобразований. Для песчаников первой группы отмечается хорошо выраженная положительная корреляция между Al_2O_3 и K_2O (r=0.89) и отсутствие таковой между Na_2O и K_2O, что может указывать на связь Al_2O_3, K_2O, а также Ba и Rb с глинистыми компонентами осадка. Отсутствие корреляции K_2O с Ba и Rb для пород второй и третьей групп указывает на значительную роль метасоматических преобразований в отношении этих элементов.

В то же время, отсутствие корреляции K_2O и отношений несовместимых элементов, таких как La/Sc, Zr/Sc, Zr/Th, Th/Sc для пород всех трех групп, указывает на независимость отношений этих элементов от процессов калишпатизации, следовательно они могут быть использованы при реконструкции источников сноса и геодинамической обстановки бассейна седиментации. Проведенные исследования по методикам K.C. Condie [5], S.M. McLennan et al. [6] и M.R. Bhatia et al. [7] позволяют сделать вывод о том, что терригенные породы шангулежской и тагульской свит формировались во внутриконтинентальных обстановках преимущественно за счет разрушения пород кислого состава [8].

Минералогические и геохимические особенности терригенных отложений шангулежской и тагульской свит указывают на присутствие в разрезах этих свит как не измененных пород, так и пород, подверженных калишпатовому метасоматозу. Следует отметить, что процессам калишпатизации были подвержены неметаморфизованные терригенные отложения. На метасоматическую природу калиевых аномалий в песчаниках шангулежской и тагульской свит указывают минералогические и геохимические особенности, их отчетливая приуроченность к тектоническим нарушениям, а также характер распределения калия без какой-либо связи с литологическими особенностями пород [4].

[1] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

[2] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

[3] Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431-444.

[4] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 497 с.

[5] Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chemical geology. 1993. V. 104. P. 1-37.

[6] McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geological Society of American. Special Paper. 1993. №248. P. 21-40.

[7] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. 1986. V.92. P. 181-193.

[8] Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений тагульской свиты карагасской серии (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014.

ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН ХОРБУСУОНСКОЙ СЕРИИ: ПРОБЛЕМЫ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СТРОНЦИЕВОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ

Писарева Н.И.[1,2], Вишневская И.А. [1,2], Назарова Д.П.[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
pisareva@igm.nsc.ru
[3] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН

В современной практике для датирования и корреляции палеонтологически немых докембрийских осадочных комплексов широко применяется метод изотопной стронциевой хемостратиграфии. Этот метод основан на изучении вариаций изотопного состава стронция в воде палеоокеанов, которые зависят от баланса двух главных потоков, поступающих в океан: континентального стока с высоким (0.711) и мантийного с низким (0.703) отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$. Получая новые кондиционные данные и заполняя пробелы на стандартной кривой вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в палеоокеане можно делать выводы об источниках поступления вещества в бассейны осадконакопления.

Проблема поступления вещества возникла у нас при интерпретации изотопного состава Sr в карбонатных отложения хорбусуонской серии Оленекского поднятия северо-востока Сибирской платформы. Породы этого стратиграфического подразделения расчленяются на маастахскую, хатыспытскую и туркутскую свиты общей мощностью порядка 500 м. Карбонаты маастахской и туркутской свит представлены биоламинитовыми, строматолитовыми и сфероагрегатными доломитами, а также массивными и обломочными доломитами. Хатыспытская свита сложена слоистыми и обломочными, часто битуминозными, иногда глинистыми известняками. Из палеонтологических данных наиболее важными являются находки поздневендской биоты эдиакарского и миаохенского типов и следов жизнедеятельности в хатыспытской свите, имеющих в разрезах Мира четкую приуроченность к возрастному интервалу – 550-560 млн. лет, а также мелкораковинных скелетных остатков в туркутской свите, характерных для немакит-далдынского горизонта венда [3,4]. U-Pb датирование детритовых цирконов из основания маастахской свиты и кровли туркутской свиты позволяют ограничивать интервал осадконакопления хорбусуонской серии от 611 до 542 млн. лет [2]. Именно для получения данных об изотопном составе Sr в четко установленный интервал времени нами были проведены геохимические и изотопные исследования этих отложений [1].

Материалом для исследования послужила коллекция, включающая более 150 образцов карбонатных пород маастахской, хатыспытской и туркутской свит хорбусуонской серии. Были определены содержания Mn, Fe, Sr, Mg и Ca атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometr (ИГМ СО РАН, Новосибирск). В результате проведенных геохимических исследований было установлено, что карбонатные породы хатыспытской свиты представлены известняками ($Mg/Ca < 0.024$) с низкими концентрациями Mn и Fe, в то время как туркутская и маастахская свиты сложены доломитами и известковистыми доломитами ($Mg/Ca \sim 0.57$). Они характеризуются повышенными по сравнению с известняками хатыспытской свиты содержаниями Fe и Mn, и удовлетворяют геохимическим критериям в меньшей степени.

Изотопный состав стронция известняков хорбусуонской серии характеризуется отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.70783 до 0.70826, при этом большая часть ложится в

интервале 0.70806. Значение $\delta^{18}O$ для всех образцов не ниже +22‰, высокие значения $\delta^{13}C$ (до +6.5‰) в основании свиты сменяются значениями, варьирующими около нуля. Такие характеристики типичны для вендских отложений и свидетельствуют о первичности изотопного состава изученных карбонатных пород.

Изучение изотопного состава Sr карбонатных отложений хатыспытской свиты позволило нам восполнить пробел в кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде палеоокеана 560-550 млн. лет назад, который составляет интервал от 0.70783 до 0.70806. Это достаточно низкие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для карбонатных пород венда. Существенное понижение этого значения могло произойти при значительном вкладе мантийного ювенильного материала с низким $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношением. В пределах Оленекского поднятия в венде широко проявлен высококалиевый вулканизм, в отложениях хатыспытской свиты отмечены прослои с примесью туфогенного материала. Поэтому столь низкие значения$^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в этой свите могли быть результатом локального вулканического события. Для решения этого вопроса нами были проведены изотопные (Sr, Sm-Nd) исследования высококалиевых трахиориолитов прорывающих хорбусуонскую серию. Для них характерно значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения выше (0.70868), чем карбонатных отложениях хатыспытской свиты (0.70783-0.70806). Модельный возраст вулканитов имеет T_{DM} (550) 2.2 млрд лет при ε_{Nd} -12.1. Таким образом, изученные вулканиты имеют коровые характеристики и образовались в результате плавление древней континентальной коры и не могут влиять на понижение изотопного состава Sr в хатыспытской свите. Исключив локальный привнос вещества при накопление этой свиты, мы рассматриваем наиболее вероятным источником с низкими мантийными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями магматические и вулканические породы вновь образующейся океанической коры при раскрытии океана Япетус на рубеже 570-560 млн. лет. Гомогенизация изотопного состава Sr в Мировом океане происходит менее чем за тысячу лет, поэтому с некоторым отставанием во времени произошло изменение изотопного состава Sr, обусловленного повышением потока мантийного вещества, связанного с раскрытием палеоокеана Япетус.

Таким образом, полученные Sr изотопные характеристики для карбонатных отложений хатыспытской свиты хорбусуонской серии Оленекского поднятия могут рассматриваться как эталонные, отражающие изотопное отношение Sr в мировом океане в интервале 550-560 млн. лет.

Авторы признательны группе д.г.-м.н. Д.В.Гражданкина за предоставление коллекции карбонатных пород и вулканита Оленекского поднятия и группе изотопных геологов под руководством д.г.-м.н. Ю.А.Костицина, где проводились исследования изотопного состава Sm и Nd, за помощь и доброе отношение при проведении изотопных исследований.

Работы выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00569 и 12-05-33076, ИП ОНЗ РАН №63 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №28.

[1] Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Киселева В.Ю., Писарева Н.И. Sr-изотопные характеристики хорбусуонской серии венда Оленекского поднятия (Северо-Восток Сибирской платформы) // ДАН. 2013. Т. 449. №. 3. С. 317-321.

[2] Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293-1298.

[3] Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E. et al. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in Arctic Siberia // Geology. 2008. V. 36. №. 10. P. 803-806.

[4] Rogov V.I., Marusin V.V., Bykova M.V. et al. The oldest evidence of bioturbation on earth // Geology. 2012. V. 40. P. 395-398.

АРГОН-АРГОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА МАЛОМЫР

Пономарчук А.В.[1], Пономарчук В.А.[1], Сорокин А.А.[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН,
antponomar@gmail.com
[2] Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН

Золото-сульфидное месторождение Маломыр расположено в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, в пределах Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны. В пределах этой зоны находится около 15 золоторудных месторождений и рудопроявлений[1-3 и др.]. Вмещающие Маломырское рудное поле толщи представлены комплексом континентально-осадочных метаморфизованных отложений, отнесенным к златоустовской свите среднего карбона. В ряде горизонтов отмечается присутствие углеродистого вещества. Все породы как осадочного, так и магматического происхождения метаморфизованы в условиях филлитовой и зеленосланцевой фаций и интенсивно окварцованы. Породы осадочной толщи дислоцированы, местами интенсивно перемяты и передроблены. Среди тектонических структур выделяется пересекающий месторождение разлом Диагональный, к которому тяготеют рудовмещающие структуры, особенно на участках Центральный и Ожидаемый [2]. Третий золоторудный участок на месторождении Маломыр – Кварцитовый расположен северо-западнее. К перечисленным факторам, характеризующих облик месторождения Маломыр, следует добавить выявленные на глубине пострудные дайки андезитов, дацитов и щелочных базальтов. Сочетание осадконакопления, метаморфических, магматических, тектонических процессов обычно рассматриваются в качестве важных предпосылок рудообразования. В связи с этим большое значение имеет установление последовательности процессов не только по геологическим, но и геохронологическим данным. Также стоит отметить элемент этапности в формировании рудных месторождений. Для крупных объектов подобного типа, таких как Сухой лог или Мурунтау, проведены подобные исследования, по более мелким объектам зачастую информации недостаточно.

Ранее полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные [2, 3] показали, что 1) возраст основной массы из пострудной дайки щелочного базальта участка Кварцитовый составляет 104+/-1 млн. лет; 2) возраст серицита из кварц-серицитового рудного метасоматита участка Кварцитовый составляет 133+/-2 млн. лет; 3) возраст серицита из кварц-серицитовых рудных метасоматита участка Маломыр составляет 132+/-2 млн. лет. Аналогичный возраст имеет адуляр из кварц-серицит-адулярового метасоматита. Следовательно, что возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию месторождения Маломыр (участки Кварцитовый и Маломыр) может быть оценен ~ 133-132 млн. лет. Выше отмечалась приуроченность двух участков месторождения Маломыр к Диагональному разлому, являющимся надвигом северо-восточного простирания с падением на северо-запад. В плане рудные тела, согласно [1], формируют структуру «конского хвоста» с постепенным затуханием оруденения с востока на запад (от Диагонального надвига). Эти обстоятельства подводят к предположению, что время образования Диаганального разлома и сопровождающих его структур второго порядка может быть оценено около 133-132 млн. лет.

Наряду с масштабными структурами на месторождении широко представлены интенсивно деформированные углеродсодержащие микрослоистые и листоватые сланцы. На поверхности углеродизированных слойков видны директивные бороздки и местами

проявляется блеск, напоминающий зеркало скольжения. Были проведены исследования образцов физическими методами для оценки возможности их датирования. Данные дифрактометрии показывают, что в минеральном составе образцов месторождения Маломыр присутствует слюда фенгитового типа, которая является традиционным минералом-геохронометром. ИК спектр этого же образца подтверждает присутствие мусковита, кварца, небольшого количества полевого шпата и анкерита.

Аргонограмма для мусковита из тектонически деформированного углеродсодержащего сланца участка Центральный представляет собой тип спектра «ступеньки вверх», на которых отчетливо проявлена ступень с возрастом около 98 млн. лет, ~ 128 млн. лет, а также группа ступеней с возрастами в интервале 144-150 млн. лет (рис. 1). Подобные спектры подробно обсуждались [4] и интерпретировались в терминах потерь радиогенного аргона в результате более позднего термического воздействия. В нашем случае разброс размеров лейст мусковита довольно широк (от долей до десятков микрон) и диффузионные потери радиогенного аргона под воздействием более поздних термических процессов существенны.

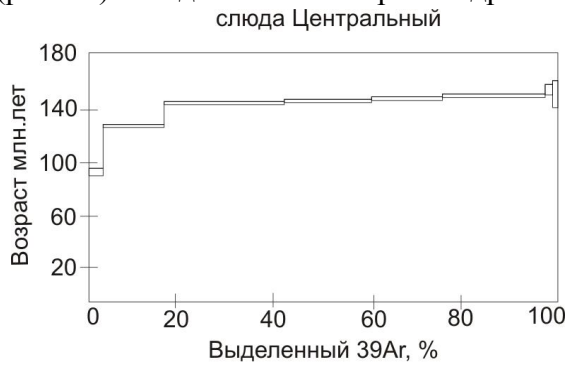


Рис. 1. $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектр углеродизированного слойка.

В соответствии с концепцией пороговых температур [5] импульсы теплового воздействия (~131, ~121 млн. лет), влияют, прежде всего, на мелкие лейсты, занижая их исходный возраст низкотемпературных ступенек. Судя по тренду от низко- к высокотемпературным ступенькам на $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектре, время образования слюды, распределенной вдоль плоскости скольжения, составляло около 150 млн. лет. Подобный $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектр демонстрирует также образец углеродизированного слойка, отобранного с участка Кварцитовый. На участке Центральный образцов с датировками около 100 млн. лет не обнаружено. Однако такие образцы присутствуют рядом, на участке Кварцитовый. По двум образцам риолита получены датировки 105.4+/-2 млн. лет и 104.4+/-2 млн. лет. По двум высокотемпературным ступеням возраст составляет 97.7 +/-2 млн. лет; по всем ступеням – 103.4+/-2 млн. лет. Сравнение приведенных выше групп датировок с участков Центральный и Кварцитовый показывает, что при общности деформационного процесса около 150 млн. лет, время проявления поздних процессов на участке Центральный существенно древнее. Примечательно, что проведенные исследования Rb-Sr-методом также выявили различие между этими участками по значениям первичного отношения изотопов стронция – $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$: соответственно 0.70787+/-10 и 0.70651+/-10. Повышенное значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ отношения указывает на более активное участие корового субстрата при формировании магматитов.

[1] Lazarev A.B., Volkov A.V., Sidorov A.A. Ore-Bearing Duplexes at the Malomyr Orogenic Gold Deposit, Amur Region // Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii. 2012. V. 54. № 6. P. 513-522.

[2] Бучко И.В., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст золоторудных метасоматитов месторождения Маломыр // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции, 27-30 сентября 2011 г. Якутск: [сб. докладов] ИПК СВФУ. 2011. Т. 2. С. 30-35.

[3] Степанов В.А., Кузнецова И.В., Макеева Т.Б. Геолого-структурные особенности и золотоносность Нижнеселемджинского узла Приамурской провинции // ДАН. 2011. Т. 440. № 5. С. 658-662.

[4] Merrihue C.M., Turner G. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons // J Geophys Res 1966. V.71. P. 2852-2857.

[5] Dodson M.H. Closure temperature in geochronological and petrological systems // Contrib Mineral Petrol. 1973, V.40. P 259-274.

СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Руднева Н.А.[1,2]

[1] Иркутск, Иркутский государственный университет,
rudneva@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

На Витимском плоскогорье под вулканическими породами погребены три крупные магистральные эрозионные палеодолины: Хойготская (Северная), Аталангинская (Центральная) и Джилиндинская (Южная). Нами исследовались вулканические породы из западной части вулканического поля, в верховьях Хойготской палеодолины, и из восточной, в районе соединения этой палеодолины с Джилиндинской. По результатам сравнительного анализа петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов Nd, Sr в представительных последовательностях вулканических и субвулканических пород этих территорий выявлен общий характер вариаций состава лав в интервале 13.0-9.5 млн. лет назад и существенные отличия ранних и поздних продуктов извержений. Выделенные последовательности петрогенетических групп рассмотрены в свете глубинной динамики, определившей соотношения в выплавках материала из литосферных и подлитосферных источников.

Лавы западной части поля относятся к джилиндинской свите, лавы восточной части – к джилиндинской свите, хойготской и береинской толще. В последовательности событий в восточная части плоскогорья выделено семь разновозрастных групп пород: 1) пикробазальты, Mg-базаниты (16-14 млн. лет); 2) базальты, андезибазальты (14-13 млн. лет); 3А) базаниты с повышенным An в фациях лав и силлов, 3Б) базаниты с пониженным *An* (13-12 млн. лет); 4А) базальты, трахибазальты; 4Б) силлы, подобные по составу лавам с трендом 4А (11.8-9.5 млн. лет); 5Б) базаниты в фации силлов (~9.2 млн. лет); 6) базальты (4-3 млн. лет); 7А) базаниты, 7Б) базаниты, фонотефриты, тефрифонолиты (1.1-0.6 млн. лет). В западной части пород, подобных группе 1, не обнаружено. Представлены группы: 2) щелочные оливиновые базальты (14-13 млн. лет); 3) базаниты с повышенным An в фациях лав и силлов (13-12 млн. лет); 4А) базальты, 4Б) силлы, подобные по составу лавам с трендом 4А (11.8-9.5 млн. лет); 5А) трахибазальты, базаниты, 5Б) базаниты, фонотефриты (~9.2 млн. лет). Группы 6-7 в западной части отсутствуют. Группа 5 (подгруппы А и Б) западной части территории не имеет аналогов в восточной.

Разновозрастные группы пород отчетливо разделяются между собой на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем и диаграмме нормативных минералов в системе CIPW: Ne–(Hy+Qz)–100×An/(An+Ab). Сопоставление трендов разновозрастных вулканических и субвулканических пород территорий свидетельствует о сходстве состава базанитовых извержений с повышенным нормативным анортитом 13-12 млн. лет назад с последующим переходом к извержениям ряда базальт – андезибазальт 11.8-9.5 млн. лет назад. По содержаниям микроэлементов (в том числе, по соотношениям легких и тяжелых редкоземельных) все вулканические и субвулканические породы являются обогащенными относительно хондрита. В то же время породы имеют $^{143}Nd/^{144}Nd$ выше значения 0.512638, принятого для состава недифференцированной мантии, и характеризуют мантийные источники обедненного типа [1].

На основе анализа временной смены источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья предлагается модель эволюции глубинных процессов, согласно которой:

1. Начальный вулканический эпизод восточной части плоскогорья 16-14 млн. лет назад явился результатом высокотемпературного плавления перидотитового источника, связанного с поднятием подлитосферного материала со слабо обедненной характеристикой $^{143}Nd/^{144}Nd$, и Mg-пироксенитового источника с более обедненной характеристикой этого изотопного отношения.

2. Во временном интервале 14-9 млн. лет назад вулканизм был обусловлен процессами «пассивного» рифтогенеза в западной части плоскогорья и «активного» – в восточной. «Пассивный» рифтогенез выражался в плавлении литосферного материала с примесью материала подстилающей астеносферы, «активный» – в начальном высокотемпературном плавлении глубинного материала и, как следствие, в вовлечении в плавление материала нижней части литосферы с ее термальным утонением.

3. Структурная перестройка, произошедшая в Байкальской рифтовой системе в последние 9 млн. лет, привела к прекращению рифтогенеза на Витимском плоскогорье. Вследствие релаксации и нивелирования утонения литосферы под восточной частью территории, во временном интервале 1.1-0.6 млн. лет назад излились выплавки с характеристиками $^{143}Nd/^{144}Nd$ умеренно обедненного источника, контаминированного глубинным слабо обедненным мантийным материалом.

Работа выполнена под руководством Чувашовой И.С.

[1] Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та. 2013. 308 с.

ДЕФОРМИРОВАННЫЕ ПЕРИДОТИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ: ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ND И SR

Сургутанова Е.А.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Surgutanova@ngs.ru

В работе представлены результаты изучения изотопных систем (Rb-Sr и Sm-Nd) коллекции образцов неизмененных ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Якутия). Петрографически, изучаемые перидотиты относятся к гранатовым лерцолитам и гранатовым гарцбургитам и являются уникальными представителями деформированных перидотитов без следов вторичного изменения. PT параметры образцов с помощью геотермобарометра Брея-Келлера [1] были оценены как: 1260-1400^{0}C, 56-70 кбар.

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd анализы были проведены в г. Иркутске, Институт Земной Коры. Данные для $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd(i)$ были рассчитаны на время внедрения кимберлитовой тр. Удачная, t=370 млн. лет. Измеренное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образце имеет радиогенный состав изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7075-0.7118), а начальное $^{87}Sr/^{86}Sr^t$ отношение показывает значения астеносферной мантии ($^{87}Sr/^{86}Sr(i)$: 0.7034-0.7055). По изотопной характеристике Nd видно, что современные ($^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.51267-0.51277) и начальные отношения ($^{143}Nd/^{144}Nd(i)$: 0.51235-0.51245) не имеют значимых различий между образцами, схожи с вмещающими их кимберлитами и близки по составу к современным значениям PM = 0.51264 [2].

На диаграмме в координатах (ξNd t)/($^{87}Sr/^{86}Sr$ t) изученные деформированные перидотиты попадают в поле PREMA (Рис.1). Данные по кимберлиту трубки Удачная попадают в эту же область. Стоит отметить, что современный радиогенный состав изотопов стронция – это результат взаимодействия с метасоматическим агентом, обогатившим систему изотопами Rb и Sr. Поскольку же начальное $^{87}Sr/^{86}Sr^t$ (t = 370 млн. лет) отношение показывает значения астеносферной мантии, то и метасоматический агент является расплавом астеносферного происхождения. Большой разброс значений изотопов Rb и Sr – это результат смешения астеносферного вещества и вещества древней континентальной литосферы [3].

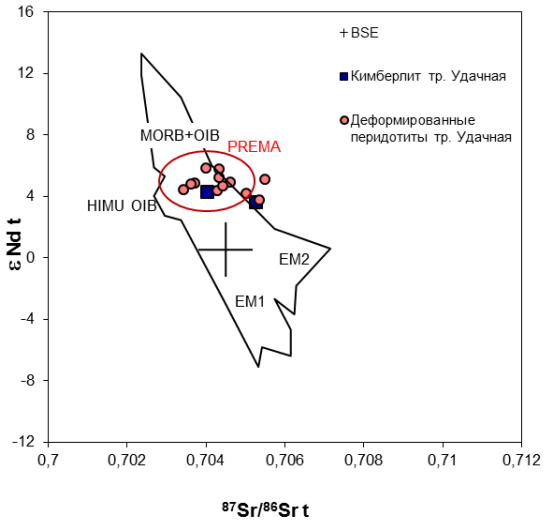


Рис. 1. Диаграмма (ξNd t)/($^{87}Sr/^{86}Sr$ t) с выделенными полями важнейших мантийных резервуаров.

$^{147}Sm/^{144}Nd$ система перидотитов после метасоматоза была закрыта. По составу в перидотитах изотопов Nd, который не успел значительно эволюционировать, сохраняя деплетированный характер до сегодняшнего времени, метасоматоз, привнесший элементы в систему, происходит незадолго до формирования кимберлитов.

[1] Brey G.P, Kohler T. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites I, II. Experimental Results from 10 to 60 kb // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 1313-1352.

[2] Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир. 1989. 590 с.

[3] Агашев А.М., Похиленко Н.П. Геохимическая эволюция пород основания литосферной мантии по результатам изучения ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная. ДАН. 2010. Т. 432. № 4. С. 510-513.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКТЯБРЬСКОЕ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН).

Титова И.В.[1,2]

[1] Санкт-Петербург, ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского»,
Irina_Titova@vsegei.ru
[2] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Работа посвящена изучению интрузивных образований Октябрьского месторождения (Талнахский рудный узел, Норильский рудный район). Исследуемые породы относятся к Норильскому интрузивному комплексу (Норильский и Круглогорский типы интрузий). По минеральному составу породы Норильского типа образуют широкий ряд ультрабазит-базитовых пород от верлитов до габбро и габбро-долеритов, тогда как Круглогорские породы представлены в основном лейкократовыми габброидами.

На диаграмме SiO_2 – (Na_2O + K_2O) точки составов пород интрузий Норильского типа преимущественно расположены в области ультраосновных пород нормальной и повышенной щелочности, тогда как породы, относящиеся к Круглогорскому типу интрузий, характеризуются повышенной щелочностью и большим содержанием кремнезема и попадают в область основных пород нормального и умеренно-щелочного ряда. Для пород Норильского типа характерно увеличение количества щелочей и уменьшение магнезиальности с ростом кремнекислотности. Точки составов пород Круглогорского типа лежат в узком диапазоне содержания SiO_2 и не образуют корреляционных зависимостей.

На тройной диаграмме AFM точки составов интрузивных пород расположены в поле известково-щелочной серии, при этом породы Норильского типа характеризуются повышенным содержанием Mg, а породы Круглогорского типа демонстрируют увеличение содержания щелочей. Сопоставление содержания и распределения петрогенных и редких элементов в интрузиях и в базальтах трапповой формации выявило возможную генетическую связь интрузий с породами мороновской свиты.

По характеру распределения элементов на редкоземельных и мультиэлементных нормированных спектрах можно отметить породы, сходные с базальтами трапповой формации, и породы, контаминированные коровым осадочным веществом (сходны со спектрами постархейских сланцев PAAS).

Основной особенностью пород Норильского комплекса является более радиогенный состав стронция, что позволяет предположить вклад ассимилированного вещества верхней коры. Такой состав стронция характерен для пород, демонстрирующих сходства со сланцами PAAS по редкоэлементным характеристикам. Изотопный состав неодима для пород как Норильского, так и Круглогорского типа попадает в узкий диапазон ($\varepsilon Nd(T)$=+0.8…+2.2) и практически не меняется при увеличении радиогенного стронция. На основании Sr-Nd изотопной системы можно предположить, что источником вещества для интрузий Норильского комплекса служил примитивный мантийный резервуар (PM) с существенным вкладом корового вещества (вероятно, осадочного). Это соответствует данным, полученным по петрохимическим параметрам интрузивных пород ранее.

Таким образом, часть интрузивных пород Норильского комплекса является комагматами мороновской свиты, представляя собой наименее дифференцированные

базит-ультрабазитовые расплавы мантийного генезиса, и относится к примитивному источнику, возможно, плюму. Принадлежность к мантийному плюму подтверждается четырьмя независимыми параметрами: принадлежность к известково-щелочной серии; поведение элементов на редкоземельных и мультиэлементных спектрах; принадлежность полю составов континентальных базальтов CFB согласно дискриминационной диаграмме Конди (La/Yb – Th/Ta); параметры Sm-Nd системы в породах ($\varepsilon Nd(T)$= +0.8..+2.2).

Для оценки возраста корового осадочного вещества были изучены захваченные цирконы в интрузивных породах. Изучение геохронологических и морфологических параметров цирконов из интрузивных пород позволило выделить типы цирконов, отвечающие разным этапам формирования интрузивного комплекса. К первому типу относятся цирконы призматического габитуса, темные со слабо выраженной зональностью или бесструктурные в катодолюминисцентных лучах (КЛ). Полученные датировки для этих цирконов соответствуют имеющимся оценкам возраста кристаллизации интрузий Норильского комплекса, а также времени образования пород тунгусской серии (250±5 млн. лет).

Второй тип цирконов представлен зернами призматического габитуса, с тонкой зональностью, не характерной для цирконов из основных и ультраосновных пород. Для них получены датировки от 326 до 2075 млн. лет. Такие возрастные параметры могут свидетельствовать об ассимиляции расплавами осадочных пород коры от раннепротерозойского до палеозойского возраста. Учитывая данные о геологическом строении постархейского чехла Сибирской платформы [1], можно предположить, что расплавы ассимилировали породы, сходные по составу с осадочным комплексом мезо- и неопротерозоя Енисейского кряжа, существенную часть которого составляют карбонатные породы и черносланцевые толщи.

На основании проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1) интрузивные породы норильского комплекса могут являться комагматами базальтов моронговской свиты;

2) часть силикатных пород контаминирована коровым веществом и содержит захваченные цирконы палеозойского и протерозойского возраста (от 278 до 2075 млн. лет), что свидетельствует об ассимиляции коровых пород, древнее, чем вмещающие породы тунгусской серии.

[1] Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173-1198.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕМЗ И ИГНИМБИТОВ МУТНОВСКО-ГОРЕЛОВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА

Топчиева О.М., Мостовая Т.В.

Петропавловск-Камчатский, ИВИС ДВО РАН,
topchieva2011@ mail.ru

Район пемзовых отложений и игнимбритов расположен в юго-восточной части полуострова Камчатка. Проявление пемз представлено покровами в районе гор Пемзовая и Тарбаганья, они приурочены к вулкану Мутновский. Общая площадь пемзовых отложений – около 8 км^2. Покровы игнимбритов, относящиеся к вулкану Горелый, прослеживаются на склонах г. Двугорбой и г. Скалистой (рис. 1).

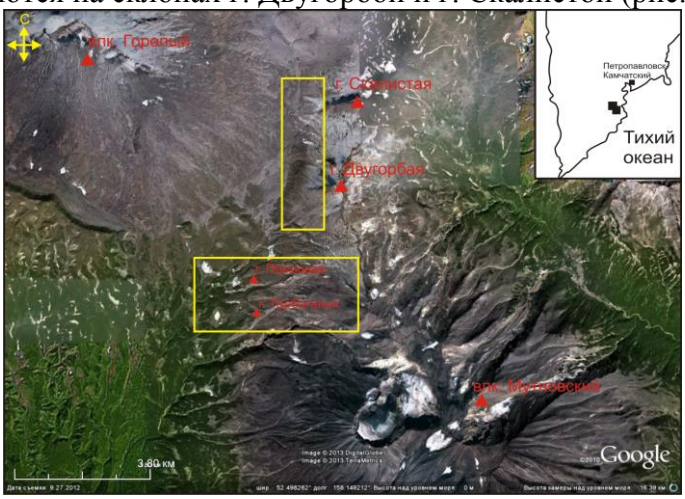


Рис. 1. Карта расположения вулканов Мутновский и Горелый; покровы игнимбритов и пемз отмечены прямоугольниками.

Предыдущие исследователи связывали пемзовые отложения с вулканом Мутновский. По Т.Ю. Марениной [1] образование пемзовых покровов рассматриваемого района связано с эксплозивной деятельностью Мутновского вулкана при образовании двойного кратера. Макроскопически пемзовые туфы представляют собой породы, сложенные преимущественно угловатыми, реже округло-угловатыми обломками, сцементированными небольшим количеством тонкоизмельченного материала, местами слабо и неравномерно ожелезненного. Размер обломков – от 3 до 8 мм. Обломки сложены преимущественно пемзой, в меньшей степени лавами андезитового и дациандезитового состава.

В.Н. Шарапов с соавторами [4] считали, что пемзовые горки – это типичные трещинные (экструзивные) образования и их верхняя часть состоит из вспененных лав. Отмечалось, что по составу пемзы отвечают дацитам. По О.Б. Селянгину [2,3] покровы в районе гор Пемзовая и Тарбаганья образовались в результате кальдерообразующего извержения вулкана Мутновский и сложены пемзами дацитового состава.

Проведенные авторами петрохимические исследования пемз района гор Пемзовая и Тарбаганья, а также игнимбритов вулкана Горелый показали, что их состав изменяется от андезитов до риодацитов (содержание SiO_2 62.9-69.2 вес. %, 61.2-1.3%, соответственно). По содержанию $Na_2O + K_2O$ пемзы района гор Пемзовая и Тарбаганья попадают в область нормально-щелочных и умеренно-щелочных пород, имеют состав андезитов и трахидацитов, соответственно. Игнимбриты, в основном, имеют тот же состав. По количеству K_2O пемзы находятся в той же высоко-калиевой и умеренно-

калиевой областях, что и игнимбриты (2.13-3.99%, 2.25-3.23%, соответственно), а доля TiO_2 варьирует от 0.72 до 0.97% и коррелирует с игнимбритами (0.68-1.12%). Концентрация Al_2O_3 и CaO в пемзах с увеличением кремнезема понижается и не коррелирует с игнимбритами (13.3-20.3% и 13.4-18.1%; 1.64-2.65% и 2.04-3.85%, соотвественно). Содержание Fe_2O_3 + FeO в исследуемых пемзах в два раза ниже, чем в игнимбритах вулкана Горелый (2.93-4.07% и 3.47-8.19%, соответственно). Количество MgO в пемзах района гор Пемзовая и Тарбаганья и в игнимбритах приблизительно одинаковое (0.71-1.13%, 0.87-1.26%, соответственно).

По данным исследования установлены некоторые черты сходства пемз района гор Пемзовая и Тарбаганья с игнимбритами вулкана Горелый. Среднее содержание Ba в пемзах составляет около 932 г/т, в игнимбритах – около 1112 г/т. Концентрация Rb в пемзах близка с игнимбритами вулкана Горелый (49-59 г/т и 49-58 г/т, соответственно). Среднее содержание Zr в пемзах превышает его концентрацию в игнимбритах (около 372 и 328 г/т, соответственно). Доля Sr в пемзах составляет около 250 г/т, в игнимбритах – 330 г/т. Среднее количество Cr в пемзах почти в десять раз ниже, чем в игнимбритах (около 7.5 и 71 г/т, соотвественно). Концентрация V в пемзах почти в два раза выше, чем в игнимбритах вулкана Горелый (около 76 и 41 г/т, соотвественно).

По большинству петрохимических показателей пемзы района гор Пемзовой и Тарбаганья соответствуют игнимбритам вулкана Горелый. Это четко прослеживается по распределению Na_2O+K_2O, K_2O, TiO_2, MgO. Однако есть ряд петрохимических характеристик, свидетельствующих о другой особенности вещественного состава пемз – это их несоответствие с игнимбритами по содержанию Fe_2O_3+FeO, Al_2O_3, CaO, соответственно. По результатам геохимических проведенных исследований, пемзы коррелируют с кислым комплексом пород вулкана Горелый по концентрации Rb, Zr, Ba. Выявлено несоответствие с игнимбритами вулкана Горелый по содержанию V, Cr, Sr.

Проведенные петрохимические и геохимические исследования показали, что пемзовые покровы района гор Пемзовая и Тарбаганья генетически связаны, вероятнее всего, с магмопитающей системой вулкана Горелый, а не с магматической системой вулкана Мутновский. На это указывает их корреляция с игнимбритами и кислым комплексом пород вулкана Горелый по ряду петро- и геохимическим показателей. Также вероятно, что пемзовые гряды образовались как два самостоятельных покрова. Однако данные предположения требуют дополнительных исследований.

Исследования проведены по программе научно-исследовательских работ, выполняемых в Камчатском государственном университете имени Витуса Беринга в рамках государственного заказа 2012 года (регистрационный номер НИР: 5.3799.2011).

[1] Маренина Т.Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // Труды лаборатории вулканологии, 1956. Вып. 12. Петропавловск-Камчатский. С. 3-52.

[2] Селянгин О.Б. К вулканам Мутновский и Горелый: Вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Новая Книга. 2009. 108 с.

[3] Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновском: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. №1. С. 17-35.

[4] Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А. и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука. 1979. 152 с.

МЕТАГРАНИТОИДЫ МАРУНКЕУСКОГО БЛОКА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): RB-SR ДАННЫЕ

Шуйский А.С., Андреичев В.Л.

Сыктывкар, Россия, ИГ Коми НЦ УрО РАН,
self88@yandex.ru

Изучаемые гранитоиды выходят на поверхность в южной части хребта Марун-Кеу в одноименном блоке, слагающем совместно с Харбейским блоком Центрально-Уральское поднятие на Полярном Урале. Здесь в районе Слюдяной горки среди глубоко метаморфизованных (амфиболитовая и эклогитовая фации) образований нижнепротерозойской марункеуской свиты наблюдается серия маломощных согласных и секущих гранитных тел [1], имеющих северо-западное простирание и прослеживающихся на протяжении до 1 км при варьирующей ширине от 5 до 150 м.

Гранитоиды представлены несколькими разновидностями: гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами, тоналитами и монцо-гранитами. Как правило, это породы метаморфического облика с гнейсоватой текстурой светло-розового или розово-серого цвета. Они сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (альбитом), кварцем, разнообразными темноцветами (мусковитом, биотитом, роговой обманкой), вторичные минералы представлены эпидотом, акцессорные – гранатом, апатитом, цирконом, алланитом, титанитом. Детально минералого-петрографические особенности рассмотрены в [3-4, 6]. Под микроскопом наблюдаются метаморфические микроструктуры (гранобластовые и порфиробластовые). Согласно проведенным геологическим исследованиям и реконструкциям это первично магматические образования [5].

По химическому составу это граниты, плагиограниты, тоналиты и монцо-граниты, различающиеся по содержанию кремнезема, щелочей и преобладанию одних над другими, выделяются как калиево-натриевые, так и калиевые разности. Геохимически выделенные разности пород также отличаются друг от друга, что обусловлено неоднородностями и особенностями плавящегося субстрата. На диаграммах, используемых для палеогеодинамических реконструкций, точки составов занимают различные поля: внутриплитных и островодужных образований [5].

Минералогические исследования слагающих породу минералов позволили рассчитать равновесные условия и заключить, что последующие метаморфические преобразования гранитоидов проходили при T=732±10°C и P=8.8±0.2 кбар и носили аллохимический характер [6].

Ранее по исследуемым породам получены данные о петрографии, минералогических особенностях, рассмотрены химические характеристики и исследовано распределение редких и редкоземельных элементов [4-5]. Нами проведены Rb-Sr изотопные исследования гранитоидов по породе в целом.

На изохронной диаграмме (рис. 1) фигуративные точки образуют прямолинейную зависимость с параметрами: t=445±21 млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.70806±0.00092, СКВО=2.2. Полученный возраст, по всей видимости, фиксирует время посткристаллизационных изменений гранитоидов. На это указывает высокорадиогенный изотопный состав Sr, а также U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов из метагранитоидов, равный 495±2.4 млн. лет [2].

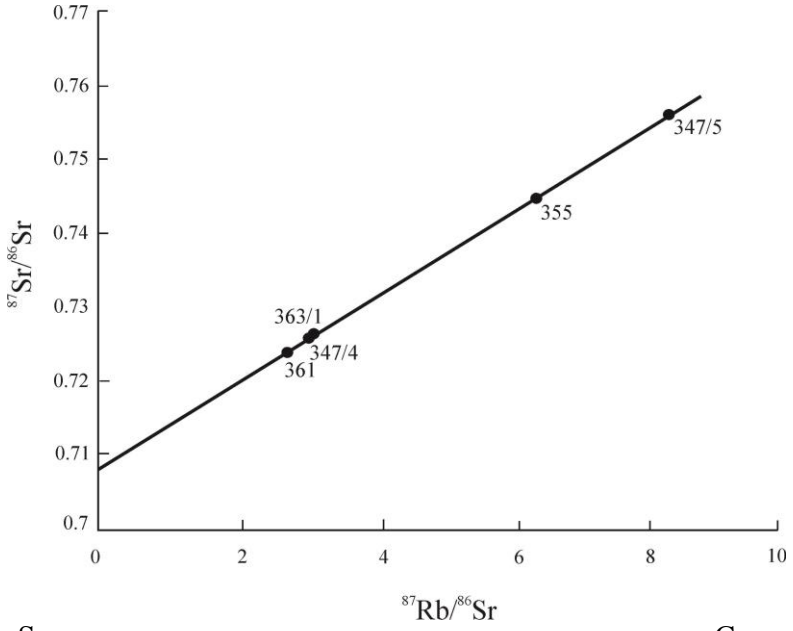


Рис. 1. Rb-Sr изохронная диаграмма для гранитоидов Слюдяной горки Марункеуского блока.

Таким образом, петро- и геохимические особенности пород, результаты SHRIMP-датирования цирконов дают основание считать, что кристаллизация гранитоидов происходила после завершения тиманского (доуральского) тектогенеза. Гранитоиды являются постколлизионными (495±2.4 млн. лет) и отражают начало рифтогенеза на окраине Восточно-Европейского континента, с которого начался новый (уральский) геодинамический цикл развития Урала. Rb-Sr данные свидетельствуют о посткристаллизационных преобразованиях гранитоидов, происходивших на более поздней стадии (445±21 млн. лет), связанной с континентальной субдукцией и коллизией при формировании уральского орогена.

Работа проводится в рамках программы фундаментальных исследований РАН № 12-С-5-1024 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенез, природа источников магм, геодинамика».

[1] Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-41-I, II (Лабоpовая) // Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

[2] Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Гроув М. Возраст метагранитоидов эклогит-гнейсового комплекса хребта Марункеу (Полярный Урал) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2012. С. 155-157.

[3] Шуйский А.С. Куликова. К.В. Гранаты пород эклогит-гнейсового Марункеуского комплекса // Геолого-Археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2013. Т. XVI. С. 95-100.

[4] Шуйский А.С. Куликова. К.В. Гранитоиды Марункеуского блока (Полярный Урал) // Геолого-Археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Сыктывкар: Геопринт. 2013. Т. XVI. С. 84-88.

[5] Шуйский А.С. Геохимические особенности гранитоидов Марункеуского блока (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт. 2013. Т. XXII. С. 88-89.

[6] Шуйский А.С., Куликова К.В., Варламов Д.А. Породообразующие и акцессорные минералы Марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал) /Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 135-137.

УСТОЙЧИВОСТЬ 40AR/39AR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ФЛОГОПИТА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ

Юдин Д.С., Новикова С.А., Травин А.В., Жимулев Е.И., Тычков Н.С., Мурзинцев Н.Г., Мороз Т.Н.

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

Получаемые при $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании возраста (от 697 млн. лет до 2.6 млрд. лет) флогопитов из глубинных ксенолитов (от 2 до 4.3 ГПа) кимберлитовых трубок [1] значительно древнее времени внедрения этих трубок (360-382 млн. лет) [2-4]. Предлагаемый в настоящей работе подход нацелен на исследование подвижности изотопов аргона в слюдах, находящихся в условиях высоких температур и давлений. Авторы предполагают, что полученные данные позволят лучше понять, что происходит с K/Ar изотопной системой минералов в условиях больших глубин (нижняя кора, мантия), в том числе, при транспортировке ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

Для оценки степени влияния давления на механизм диффузии аргона в структуре флогопита нами проведены лабораторные эксперименты с использованием многопуансонных аппаратов высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС – 300). В экспериментах в качестве исходного материала использовался флогопит из жилы, секущей метаморфические породы Слюдянки в карьере рудника №2. В псевдогексагональном кристалле флогопита (106мм х 94мм), взятом для экспериментов, включения других минералов не обнаружены. Исходный флогопит (Mg# ~ 92) однороден по химическому составу и содержит (в мас.%) TiO_2 ~ 1.2, F ~ 2.5, BaO ~ 1.0, Na_2O ~ 0.3 и до 0.1 CaO, Cr_2O_3 и Rb_2O. Для экспериментов были выпилены пластинки размером 3 мм х 7 мм из средней ростовой зоны кристалла флогопита.

Было проведено 8 лабораторных экспериментов: без нагрева, 30 кбар; 700ºС, 30 кбар, 20 минут; 800ºС, 30 кбар, 10 минут; 800ºС, 30 кбар, 20 минут; 800ºС, 30 кбар, 30 минут; 900ºС, 30 кбар, 20 минут; 1000ºС, 30 кбар, 20 минут; 1100ºС, 30 кбар, 20 минут.

Значение энергии активации, полученное по углу наклона Аррениусовской диаграммы, построенной на основе экспериментальных данных, соответствует расчетному значению для объемной термически активируемой диффузии (~290 кДж/моль). Из полученных экспериментальных данных эффективная температура закрытия для флогопита при возрастании давления до 30 кбар возрастает примерно на 25°С, что не объясняет сохранность аргона в структуре флогопита при высоких температурах на глубине при температурах выше 1000°С.

Проблема сохранности аргона в структуре флогопитов в глубинных условиях при температурах, существенно превышающих температуру закрытия $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопной системы во флогопите [5, 6], рассмотрена в работе Фоланда [7]. Известно, что Ar в слюдах имеет более высокую растворимость относительно других мантийных минералов [7-9]. Как следствие при отсутствии других «стоков» аргон будет предпочтительнее входить в структуру флогопита, нежели в более плотную кристаллическую решётку оливина, граната, пироксенов. Ситуация может быть рассмотрена с точки зрения модели, предложенной Бакстером [10]. Внутри зерна подвижность аргона описывается законом объемной диффузии. Обмен радиогенного аргона между флогопитом и внешней средой происходит через межзерновое пространство, характеризующееся относительно большой подвижностью аргона и ограниченной вместимостью. Миграция аргона происходит до ближайших потенциальных «стоков». В мантийных условиях, с учетом сказанного ранее, такими

«стоками» являются только соседние зерна флогопита. В этой ситуации происходит эффективное накопление радиогенного аргона в зернах флогопита, что обеспечивает возможность $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования мантийных событий. Разрушение породы и попадание мантийного ксенолита в расплав приводит к миграции аргона через межзерновое пространство за пределы ксенолита. Поскольку скорость миграции аргона через межзерновое пространство высока, на периферии индивидов флогопита происходит частичная потеря аргона, что подтверждается результатами $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований (форма $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастных спектров флогопитов из ксенолитов свидетельствует о частичной потери радиогенного аргона [1]).

Вышесказанное подтверждается численным моделированием [11]. Если подвижность аргона во флогопите при высоких давлениях происходит по механизму объёмной термически активируемой диффузии (это подтверждают данные проведенного эксперимента), а размер диффузионного домена очень велик (поскольку аргон перемещается между зёрнами по межзерновому пространству и не выходит за пределы сети флогопитов), допустим 1 км, то сеть флогопитов, связанных межзерновым пространством на глубине при температурах порядка 1000°C будет накапливать весь радиогенный аргон, до разрушения глубинной породы и попадания отдельных кусков (ксенолитов) в кимберлитовый расплав.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00712, 14-05-31520) и гранта Президента России МК-3240.2014.5.

[1] Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С. 40Ar/39Ar-датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 76-79.

[2] Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из Южноафриканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным 40Ar/39Ar методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 100-111.

[3] Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91-99.

[4] Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и 40Ar/39Ar данные // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 91-93.

[5] Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contribs. Mineral. and Petrol. 1973. V. 40. P. 259-274.

[6] Giletti B. Studies in diffusion. 1: Ar in phlogopite mica // In: Geochemical Transport and Kinetics. Hofmann A, Gilleti BJ, Yoder HS Jr., Yund RA (eds) Carnegie Institute of Washington Publ. 1974. P. 107-115.

[7] Foland K. A. Limited mobility of argon in a metamorphic terrain // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1979. V. 43. P. 793-801.

[8] Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C. The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. P. 185-208.

[9] Dahl P.S. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: Inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology // Contrib Mineral Petrol. 1996. V. 123. P. 22-39.

[10] Baxter E.F. Quantification of the factors controlling the presence of excess ^{40}Ar or 4He // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 216. P. 619-634.

[11] Wheeler J. Diffarg: a program for simulating argon diffusion profiles in minerals // Computers & Geosciences. 1996. V. 22. № 8. P. 919-929.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Васильев Д.А.

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
juorankhay@mail.ru

Приверхоянский прогиб выполнен среднеюрскими-меловыми терригенными отложениями и подразделяется на три части: северную, центральную и южную, которые существенно отличаются друг от друга [1]. Исследования проводились в северной части в двух точках наблюдения. Западная граница прогиба вскрыта в береговых обнажениях р. Лены у пос. Жиганск (приплатформенная), а восточная (прискладчатая) – в обнажениях мыса Чуча в 12 км ниже по течению р. Лены от пос. Кюсюр. Оба района исследований располагаются в области перехода тектонических структур Сибирской платформы и фронтальной части Верхояно-Колымской складчатой области. Территория весьма перспективна на обнаружение горючих полезных ископаемых; в этой части прогиба локализована Жиганская группа угольных месторождений [3].

В результате проведенных исследований было установлено следующее. На западном крыле прогиба (Жиганский район) предыдущими исследователями описаны только разрывные нарушения типа сбросов, образование которых произошло при растяжении [2]. Мы выявили помимо сбросов разломы взбросовой кинематики, а также разномасштабные складки. Проведенные тектонофизические исследования на севере восточного крыла прогиба (западное крыло Чекуровской антиклинали) позволили реконструировать ориентировку главных осей напряжений: азимут падения оси сжатия 58,2^{o} и угол 1,5^{o}, оси растяжения 157,3^{o} и угол 80,6^{o}. Таким образом, ось сжатия субгоризонтальна и направлена с восток-северо-востока, слабо наклонена на юго-запад, ось растяжения субвертикальна. Таким образом, рассчитанная ось сжатия ориентирована субортогонально осям наблюдаемых складок и смежных частей разломов. Таким образом, восточное крыло северной части Приверхоянского прогиба подверглась деформации при формировании фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса, западное крыло эти деформации, по-видимому, не затронули. На западном крыле прогиба ориентировку осей тектонических напряжений установить не удалось. Возраст деформаций пост-раннемеловой.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (14-05-31298, 13-05-00700) и гранта президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых МК-2902.2013.5.

[1] Ивенсен Г.В. Глинистые минералы верхнепалеозойских и мезозойских отложений Предверхоянского прогиба. Якутск, Якутский научный центр СО АН СССР. 1991. 119 с.

[2] Колпаков В.В., Биджиев Р.А., Белова А.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист Q-51-IX, X. Объяснительная записка. Москва. 1970. 83 с.

[3] Сюндюков Ш.А., Митронов Д.В. Бассейны и месторождения углей и горючих сланцев Якутии // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 448–466.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОПРОЯВЛЕНИЙ НА ЮЖНОМ И СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

Гракова О.В.

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ovgrakova@geo.komisc.ru

Район исследования алмазопроявлений охватывает Средний и Южный Тиман. На Среднем Тимане – это Вольско-Вымская гряда, в южной части Южного Тимана – Джежимпарминская площадь. На Среднем Тимане полиминеральная алмазосодержащая палеороссыпь Ичетью входит в состав пижемской свиты среднего девона. Пижемская свита представлена коричневато-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и зеленовато-серых глин. Мощность свиты в пределах россыпного поля Ичетью достигает 30 м. На юге Тимана алмазопроявление Осень залегает в пределах асыввожской свиты среднедевонского возраста. Асыввожская свита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и глин. Песчаники кварцевые светло-серого, дымчатого, розовато-кремового цветов. Присутствуют каолиновые глины бело-серого и черного цвета, в связи с наличием углефицированных остатков растений. Мощность асыввожской свиты варьирует от 16 до 43 м.

Первый вопрос, на который необходимо было ответить при сравнении двух известных алмазопроявлений на Южном и Среднем Тимане (Осень и Ичетью), действительно ли продуктивные образования являются осадочными породами. Эта проблема возникла в связи с тем, что в последние годы активно развивается представление о туффизитовой природе девонского алмазсодержащего комплекса пород, которые выделяются в качестве такатинской свиты в Вишерском районе Пермской области в пределах Полюдова Кряжа [4]. Согласно авторам этой гипотезы, алмазсодержащие породы представлены не осадочными образованиями, а своеобразными субвулканическими пирокластитами (туффизитами), которые являются специфическими флюидизатно-эксплозивными производными лампроитового магматизма. Поскольку девонские алмазсодержащие гравийно-песчаные отложения Вишерского района и Тимана похожи по свойствам вмещающих пород, структурно-текстурным и механическим характеристикам, идеи о туффизитовой природе алмазов проявления Ичетью, а затем и Осень, стали популярными среди многих исследователей. Сознавая сложность проблемы и возможность разной трактовки многих имеющихся фактов, мы в результате проведенных исследований [2] все же видим больше аргументов в пользу традиционного представления о тиманских алмазопроявлениях, как о вторичных осадочных коллекторах. Оба сравниваемых алмазопроявления Осень и Ичетью приурочены к основанию палеозойского разреза Тимана. Асыввожская свита на Южном Тимане залегает на верхнепротерозойском основании. Пижемская свита на Среднем Тимане также залегает на породах верхнего протерозоя или со стратиграфическим несогласием – на локально развитой толще терригенных отложений малоручейской свиты. Возраст последней остается проблематичным: докембрий, поздний венд, ордовик, ранний или средний девон. Породы, слагающие разрезы обеих свит, имеют типичный осадочный облик. Большинство акцессорных минералов, как и сам алмаз, имеют явные следы транспортировки в поверхностных условиях.

Результаты наших исследований указывают на высокую степень сходства геологического строения и условий формирования двух сравниваемых алмазопроявлений. Сходство отмечается в малой мощности продуктивных на алмазы

толщ, невыдержанности их мощностей, фациальной изменчивости, зрелости осадков. Еще одним схожим параметром является наличие в алмазоносных отложениях продуктов кор выветривания. При этом индекс химического выветривания (CIA) для пород обоих алмазопроявлений практически одинаков (около 70) [3]. Значительные стратиграфические перерывы и фрагментарность в распространении по площади этих отложений связаны с нестабильной тектонической обстановкой осадконакопления в позднеэйфельское время на Тимане.

По результатам минералогического анализа можно сделать вывод, что общий видовой состав акцессорных минералов в алмазопроявлениях Осень и Ичетью очень близок [2]. Для обоих алмазопроявлений характерно наличие хромшпинелида, ильменорутила и золота. Присутствие таких минералов, как гранат, пироксен, амфибол, эпидот, ставролит, турмалин, циркон, рутил, монацит, ксенотим может указывать на сходство пород, слагавших области размыва. Сходны также морфологические особенности и микроэлементный состав многих акцессорных минералов из отложений сравниваемых нами алмазопроявлений, но можно отметить и отличия в составе размываемых пород (например, по составу ильменорутила [1]).

Сравнительный анализ двух россыпепроявлений Тимана позволяют представить последовательность и условия их формирования в следующем виде. В додевонской геологической истории развития территории Среднего и Южного Тимана существовал большой перерыв в осадконакоплении, во время которого формировались коры выветривания. В условиях теплого гумидного климата на фоне глубокой пенепленизации и интенсивного корообразования происходили размыв, переотложение и концентрирование тяжелых акцессорных минералов. Многие исследователи отмечают, что транспортировка материала в россыпь Ичетью происходила с запада и юго-запада. По пути транспортировки материала захватывались минералы разнообразных пород: метаморфитов, магматитов кислого, основного и щелочно-ультраосновного состава, карбонатитов. Учитывая видовой состав и типоморфные особенности акцессорных минералов, источники размыва находились относительно недалеко. Один из районов, питающих Пижемскую россыпь, мог располагаться на месте современного Четласского поднятия, а Асыввожскую россыпь – на месте Сысольского и Коми-Пермяцкого сводов. Кроме того, значительная часть материала поступала непосредственно с близлежащих поднятий, сложенных подстилающими россыпи породами.

Условия образования девонских алмазоносных отложений Южного и Среднего Тимана схожи, что является предпосылкой обнаружения промышленно значимых россыпей Ичетьюского типа на Южном Тимане.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта УрО РАН для молодых ученых и аспирантов № 14-5-НП-130.

[1] Гракова О.В. Акцессорный ильменорутил алмазсодержащих среднедевонских пород Южного Тимана // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 10. С. 11–13.

[2] Гракова О.В. Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов девонских алмазсодержащих отложений Южного и Среднего Тимана // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 3. С. 3–8.

[3] Гракова О. В. Петрографический состав и литохимические особенности пород асыввожской ($D_{2\text{-}3}$ as) и джежимской (R_3dz) свит в зоне их контакта (Южный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2013. С. 23–29

[4] Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 2010. № 6. С. 92–113. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 127).

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДОЛЕРИТОВ ОСТРОВА ЖАННЕТТЫ (АРХИПЕЛАГ ДЕ-ЛОНГА) И ЕГО ЗНАЧИМОСТЬ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ТКДП НОВОСИБИРСКОГО ТЕРРЕЙНА

Жданова А.И., Метелкин Д. В., Абашев В.В[2]

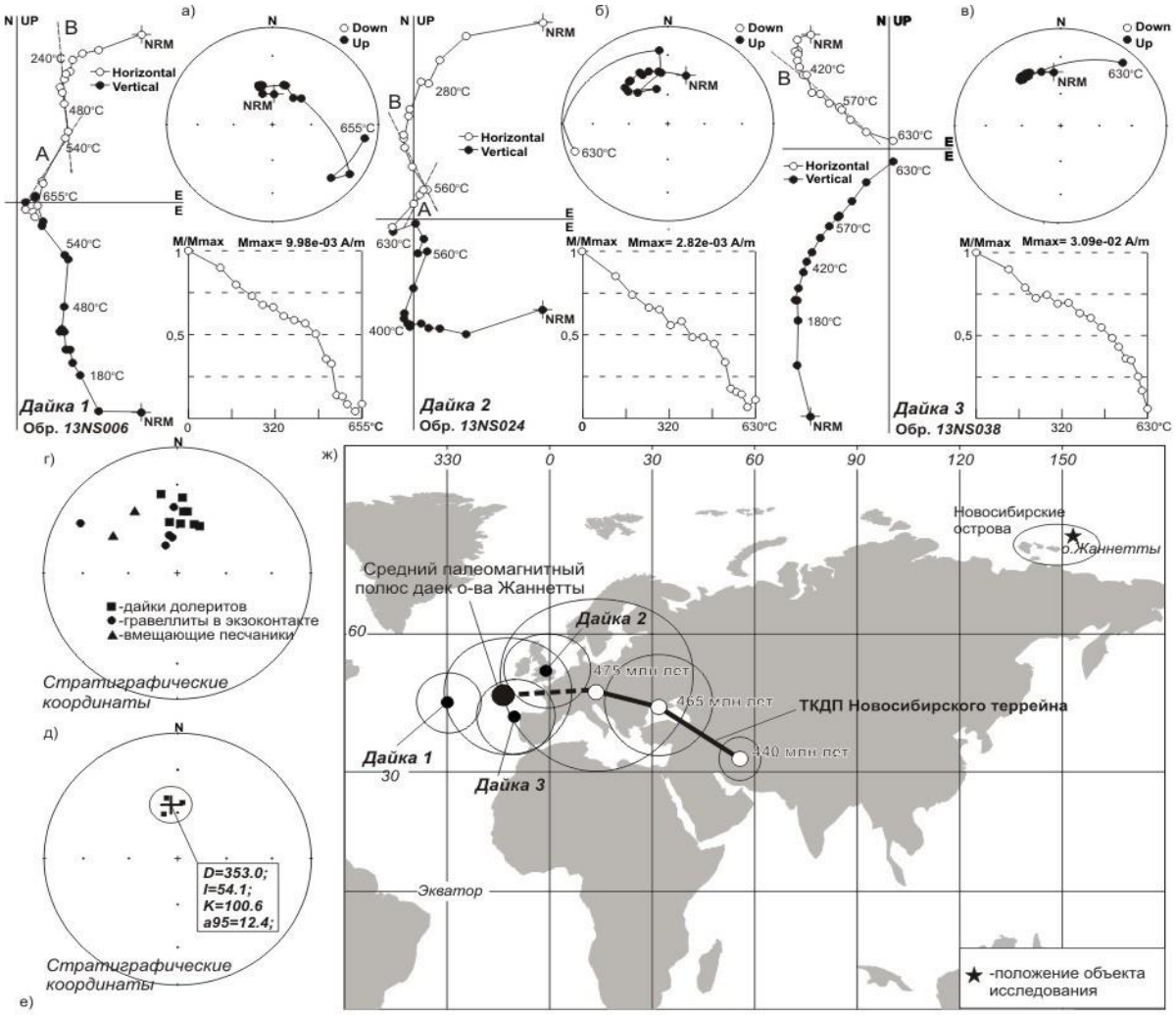
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
ZhdanovaAI@ipgg.sbras.ru

Предыдущими палеомагнитными исследованиями была обоснована террейновая тектоническая история Новосибирского блока и единство территорий групп островов Анжу и Де-Лонга как минимум с раннего палеозоя [1]. Палеомагнитные полюса, полученные по осадочным толщам этих двух территорий, а именно, по карбонатным породам о-ва Котельный (Анжу) и по флишевой толще о-ва Беннетта (Де-Лонга), ложатся в единый тренд ТКДП, построенный на интервал ранний ордовик – ранний силур. Однако к настоящему времени изучено еще очень мало объектов, которые охватывают узкий временной интервал, поэтому крайне необходимо получение новых палеомагнитных данных.

Остров Жаннетты входит в состав архипелага Де-Лонга и расположен в ~200 км к СВ от изученного ранее о-ва Беннетта и сложен в основном вулканогенно-осадочной толщей, пронизанной многочисленными долеритовыми дайками. Что касается возраста осадочной толщи и магматических пород, то пока имеются лишь неполные предварительные данные изотопного датирования, которые указывают что формирование данного вулканогенно-осадочного комплекса и внедрение даек могло происходить в венде-кембрии.

Объектами палеомагнитных исследований послужили 3 долеритовые дайки. По стандартным методикам была произведена ступенчатая чистка естественной остаточной намагниченности температурой, в результате чего выделены различные компоненты намагниченности (рис. 1а-в). Во всех дайках существует как минимум два минерала - носителя стабильных компонент намагниченности. В интервалах температур от 380-400°С до 520-560°С разрушается магнетитовая (титаномагнетитовая) компонента **B**, далее до 630-680°С отмечается присутствие компоненты **A**, связанной с гематитом. При этом направления компоненты **B** схожи во всех дайках, а высокотемпературная компонента либо имеет другое направление, либо совпадает с направлением компоненты **B**. Также по первой дайке был проведен предварительный тест обжига (измерения еще продолжаются) (рис. 1г), где видно, что направления в дайке, и в обожженных гравеллитах экзоконтакта почти совпадают, тогда как вмещающие породы несколько отдалены от основной группы. Лучшая сходимость компоненты **B** во всех трех дайках, связанной с титаномагнетитом, типичным для основных магматических пород, и результаты теста обжига, позволяет предполагать ее первичную природу и использовать для дальнейшего анализа. Распределение средних по дайкам направлений на сфере и общее среднее показано на рис. 1д. Рассчитанные палеомагнитные направления, полюса и палеоширота приведены на рис. 1е.

На рис. 1ж показано положение рассчитанного для даек Жаннетты полюса, который находится вблизи раннепалеозойских полюсов, и надстраивает тренд ТКДП Новосибирского террейна. С учетом предварительных геохронологических данных, рассчитанный полюс с одной стороны является подтверждением венд-кембрийского возраста, и если предполагать постоянную скорость миграции террейна, то возможный возраст формирования даек – 500-540 млн. лет. С другой стороны, положение полюса



Объект	Палеомаг. направление				Палеомагнитный полюс			Палео-широта
	D (°)	*I (°)*	*k*	α_{95}	*PLat*	*PLong*	*dp/dm*	
Долеритовая дайка 1	4.3	52.7	46.3	10.0	46.4	332.9	*13.8/9.5*	33.3±11.5
Долеритовая дайка 2	343.5	59.5	54.5	7.6	58.8	359.1	*11.4/8.6*	40.3±9.9
Долеритовая дайка 3	350.0	49.2	28.4	8.3	43.0	350	*11.0/7.3*	30.1±8.3
Среднее	353.0	54.1	100.6	12.4	47.7	346.7	*17.4/12.2*	34.6±14.6

Рис. 1. Результаты палеомагнитных исследований долеритов Жаннетты: а-в) типичные ортогональные диаграммы, стереограммы, и графики зависимости величины намагниченности от температуры по результатам терморазмагничивания даек; г) результаты теста обжига; д) распределение средних направлений по трем дайкам и общее среднее; е) палеомагнитные направления, координаты раннепалеозойских полюсов и палеошироты, полученные по дайкам о-ва Жаннеты ж) положение палеомагнитного полюса даек Жаннетты на продолжении раннепалеозойского тренда ТКДП Новосибирского террейна [1].

даек о-ва Жаннеты на продолжении тренда ТКДП предполагает, что территория о-ва Жаннетты также входила в состав Новосибирского террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №13-05-00177 и №14-05-31399.

[1] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Анюйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера. 2014. № 3. С. 11–31.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ В ВЕНДЕ-РАННЕМ ОРДОВИКЕ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Куликова А.В.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
Новосибирский Государственный Университет,
Ak_Cool@mail.ru

Курайская аккреционно-коллизионная зона прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая. Ее формирование связано с эволюцией Кузнецко-Алтайской островной дуги. В состав зоны входят различные по размерам тектонические пластины Чаган-Узунских офиолитов, метаолистостром и метавулканогенно-осадочных пород Баратальского палеосимаунта.

Чаган-Узунский офиолитовый массив расположен на левобережье р. Чуя около пос. Чаган-Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-колизионной зоны. Он состоит из нижней тектонической пластины, представленой N-MORB базальтами, и верхней, состоящей из перидотитов, окруженных зонами серпентинитового меланжа.

Вблизи контакта с перидотитовой пластиной N-MORB базальты метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитов, а по мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации с сохранением реликтов подушечных текстур. Возраст амфиболитов определен K-Ar методом по амфиболу и составляет 523±23 млн лет [1]. По петрогеохимическим характеристикам амфиболиты относятся к базальтам срединно-океанических хребтов. Предполагается, что они были сформированы в результате термального воздействия горячих перидотитов в период их эксгумации.

В нижней части перидотитовой пластины серпентинитовый меланж включает будинированные блоки габброидов, а также узкую (до первых десятков метров) тектоническую пластину габбро-амфиболитов, которая содержит комплекс рассеянных даек габбро-диабазов и плагиогранитов. Внешние и выклинивающиеся зоны в блоках габброидов сложены родингитами [4].

Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов. Эклогиты и гранатовые амфиболиты по петрогеохимическим характеристикам относятся к N-типу базальтов срединно океанических хребтов.

Эклогиты, как правило, слагают центральные части блоков, а гранатовые амфиболиты - периферийные. В центральных частях блоков наблюдаются реликты омфацита в виде линейных зон рядом с гранатом и отдельных зерен внутри него. Амфибол чаще всего ориентирован хаотично и имеет более-менее изометричную форму, реже вытянутую. Гранат, размером до 2,5 мм, содержит мелкие включения вихреобразной формы. В периферийных частях блоков амфибол приобретает вытянутую форму и ориентирован линейно. Гранат более мелкий (до 0,5 мм) и не содержит включений. Таким образом, можно предполагать, что эклогиты в центральных частях блоков образовались в результате субдукционного метаморфизма океанической коры, а гранатовые амфиболиты в периферийных частях в результате диафтореза эклогитов. Это также не противоречит возрасту амфиболов из данных пород. K-Ar возраст амфиболов из эклогитов составляет 535±24 млн лет, а амфиболы из секущих зон гранатовых амфиболитов – 487±22 млн лет [1]. Близкий K-Ar возраст в

473±13 млн лет имеют амфиболы гранатовых амфиболитов из отдельной тектонической пластины выше по разрезу [1].

Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов группируется в два пика – 636–627 и 586–573, а фенгитов, локализующихся в зонах расланцевания эклогитов – 569–565 млн лет [5-6, новые данные]. Можно предполагать, что первый возраст является субдукционным, а второй – возрастом эсгумации офиолитового массива в состав аккреционного клина.

Зеленые сланцы из серпентинитового меланжа имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы. K-Ar возраст метаморфических минералов (хлорита и смеси хлорит-мусковит) определен как 540±20 и 567±11 млн лет. Он свидетельствует о зеленосланцевом метаморфизме в зоне субдукции при погружении в нее фрагментов пород (олистостром) аккреционного клина [1]. Выше залегает ранее упомянутая пластина гранатовых амфиболитов.

Чаган-Узунский офиолитовый массив перекрывают пластины метаолистостром и метавулканогенные породы Баратальского палеосимаунта. Поверхность надвигания палеосимаунта на офиолиты выполнена гранат-мусковитовыми и мусковитовыми сланцами. Ar-Ar возраст мусковита составляет 585±6 млн лет [3].

Курайская аккреционная прима стратиграфически перекрыта среднекембрийско-раннеордовикскими турбидитами (горно-алтайская серия) Ануйско-Чуйского преддугового прогиба. По составу обломочный материал соответствует продуктам разрушения аккреционно-коллизионного комплекса и островной дуги [2].

Изложенные выше данные позволили детализировать предложенную ранее [1, 5] модель формирования Курайской зоны в венде-раннем ордовике, где предполагалось проявление коллизионных процессов внутри зоны субдукции, которые привели к формированию сложной по строению аккреционно-коллизионной структуры включающей фрагменты офиолитов, высокобарических пород и вулканогенно-осадочных образований Баратальского палеосимаунта.

[1] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93.

[2] Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789–798.

[3] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области// Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

[4] Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. М., Куренков С. А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.

[5] Buslov M.M., Watanabe T., SaphonovaI.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res. 2002. V. 5. P. 781–800.

[6] Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction–accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran—Cambrian intra-oceanic arc-trench system // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 30. P. 666–695.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАМОРФИТОВ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Кушманова Е.В., Панфилов А.В.

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
Johnny333@rambler.ru

Неркаюский комплекс выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в 1981 г. [1]. Комплекс слагает одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км по правобережью р. Хулги от ее крупных притоков – р. Хальмеръю на юге до р. Бол. Тыкотлова на севере. Комплекс граничит на востоке с габбро и гипербазитами Олыся-Мусюрского массива, а на западе – со слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями. В настоящее время Неркаюский комплекс рассматривается как выступ нижнедокембрийского фундамента в структуре уралид [2, 3].

В составе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы. Относительно слабоизмененные высокотемпературные метаморфиты лучше сохранились в центральных частях Неркаюского блока. Одним из них является район выс. Максимка-Нюр, по которому и представлены петрогеохимические данные.

Метабазиты представлены эклогитами, апоэклогитовыми амфиболитами и промежуточными разновидностями – в той или иной степени амфиболизированными эклогитами. Разделение метаморфитов основного состава на эклогиты и амфиболиты является в определенной мере условным. Они обычно слагают одни и те же тела и связаны между собой взаимными переходами. В маломощных телах эклогиты обычно выполняют их центральные части, а амфиболиты – краевые. По геологическим данным метабазиты рассматриваемого района образовались по вулканогенным породам [4].

Анализ петрохимических данных по метабазитам с помощью наиболее часто используемых дискриминантных диаграмм (А. Нематова, Б. Муана и Н. де ля Роша, А. А. Предовского, А. Миаширо и др. [5-7]), показал, что эклогиты и амфиболиты неркаюского комплекса образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калиевому типу пород.

На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [цит. по 8] точки составов эклогитов попадают в поле континентальных базальтов, а апоэклогитовых амфиболитов – в поле базальтов океанических островов. Учитывая, что эти породы слагают одни и те же тела, формирование их протолитов в различных геодинамических обстановках навряд ли возможно. Некоторые различия в их химизме, скорее всего, связаны с метаморфизмом (диафторезом амфиболитовой фации), что и привело к смещению фигуративных точек составов на диаграмме Дж. Пирса. В связи с тем, что эклогитовый парагенезис является более ранним, именно положение точек составов эклогитов должно более точно отражать геодинамические условия образования пород. Таким образом, петрохимические данные позволяют предполагать, что протолиты исследованных нами метабазитов неркаюского комплекса сформировались в континентальных условиях.

Сравнение распределения РЗЭ в метабазитах неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного состава показывает сходство с платобазальтами и

умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [9]. На диаграмме Б. Кабаниса и М. Ликолла [цит. по. 8] точки составов пород так же находятся в области базальтов задуговых бассейнов.

Для метабазитов характерно низкое содержание литофильных элементов – K, Rb, Ba. Количество Zr и Hf совпадает, а Ta, Nb и остальных элементов с высокой силой поля незначительно превышает содержание их в базальтах N-COX. Такое распределение элементов свойственно, например, платобазальтам юго-запада Японии, которые сформировались в обстановке рифтогенеза континентальной окраины [10].

Суммируя данные, получены при анализе как геохимических, так и петрохимических материалов по метабазитам неркаюского комплекса можно сделать вывод, что они имеют континентальные метки и сформировались, скорее всего, на окраине континента в обстановке рифтогенеза и последующего развития задугового моря.

Химические составы гранат-слюдяных кристаллических сланцев, проанализированные с помощью диаграмм А. Нематова [цит. по 5] и А. А. Предовского [6] показали, что породы являются парапородами и образовались по грауваккам.

Мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев в сравнении со спектрами распределения элементов в грауваках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках, позволяет судить о схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк континентальных островных дуг [11-13].

Таким образом, на основании полученных нами анализов петрогеохимических данных наиболее вероятным представляется предположение о формировании протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса в обстановке континентального рифтогенеза и последующего формирования задугового моря.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-У-5-1011.

[1]. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. С.-Пб.: Наука. 1994. 208 с.

[2]. Пучков В. Н., Карстен Л. А. К истории метаморфизма неркаюского комплекса (Приполярный Урал) // Тез. Докл. к V Урал. Петрогр. Совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. С. 70–71.

[3]. Пыстин А. М, Казак А. П., Чернышев Ю. А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Зап. Всесоюз. минерал о-ва. 1983. Вып. 112. С. 346–353.

[4]. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт. 2012. 46 с.

[5]. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра. 1985. 512 с.

[6]. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно–осадочных образований докембрия. Апатиты. 1970. 115 с.

[7]. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. Jour. Sci. V. 274. 1974. P. 321–355.

[8]. Скляров Е. В. Интерпретация геохимических данных: Уч. пособие. М.: Интермет Инжиринг. 2001. 288 с.

[9]. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ. 1997. 320 с.

[10]. Мартынов Ю. А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука. 1999. 218 с.

[11]. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.

[12]. Bhatia M. R., Crook A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 921. P. 181–193.

[13]. Tarney J., Saunders A. D., Mattey D. P. et al. Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacifik // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300. 1981. P. 263–285.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ

Ощепкова А.В., Бычинский В.А., Филимонова Л.М.

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
oshepkova-anasta@mail.ru

В осадках озера Байкал, хранящих летопись изменения климата и окружающей среды в Азии в позднем кайнозое, пробурено 5 кустов глубоководных скважин. Наибольший интерес для реконструкции климата плейстоцена представляют керны скважин BDP-96 и BDP-98 на подводном Академическом хребте, осадки которого сформированы веществом, поступающим исключительно из водной толщи. По содержанию в осадках биогенного кремнезема (створок диатомовых водорослей) были обнаружены периоды потепления и похолодания, которые контролируются инсоляцией, и хорошо согласуются с морской изотопной кривой [2].

Определение вещественного состава озёрных осадков, особенно их глинистого компонента, является важной частью палеоклиматических исследований. Повышенное содержание в осадках обломочных мусковита и хлорита, вынесенных из коренных пород водосборного бассейна, свидетельствует о похолодании климата. В теплые климатические эпохи возрастает количество глинистых минералов: иллитов, смектитов. Рентгенофазовый анализ (XRD) минерального состава слоистых силикатов позволяет надёжно идентифицировать теплые и холодные климатические эпизоды [4]. Вместе с тем большая мощность осадочной толщи делает длительным и высоко затратным детальный XRD анализ каждого образца.

Математические методы позволили быстро по химическому составу оценить соотношение минеральных фаз в осадке и сделать предварительные выводы о смене теплых и холодных периодов [3]. Но необходимые предварительные расчеты химического состава глинистой части осадков не позволили провести расчет для всего осадочного разреза. Методы физико-химического моделирования исключают этап предварительных расчетов: исходная информация при формировании модели – это общий химический состав осадков и список возможных минеральных фаз. Используя физико-химическое моделирование на ПК «Селектор» [5], был выполнен расчет минерального состава осадков скв. BDP-98 для интервала 0–250 м (53 пробы). Установлено, что в теплые периоды (предварительно установленные по биогенному кремнезему) происходит увеличение содержания смектита, что отражается и на общем содержании глин. На 100-метровой отметке происходит изменение минерального состава: в верхних плейстоценовых осадках содержание смектита не превышает 30 %, количество хлорита достигает 10 %; в более древних осадках содержание смектита – 40-60 %, хлорита – 1-4 %.

Полученные количественные значения содержания минералов в пробе не могут быть непосредственно использованы для выявления теплых и холодных периодов. Однако обнаружена строгая зависимость коэффициента «*обломочности*» (КО) с содержанием биогенного кремнезема (рис. 1). Коэффициент КО – это частное от суммы обломочных минералов (мусковит и хлорит) к сумме глинистых минералов (иллит и смектит). Высокие значения коэффициента характеризуют преобладание физического выветривания и похолодание, низкие значения – увеличение интенсивности процессов химического выветривания, характерного для почв, и потепление климата.

Высокие значения КО и явная его корреляция с биогенным кремнеземом наблюдается на верхнем плиоценовом 100-метровом интервале осадков. В Байкальском

регионе начало первого оледенения имеет возраст 2,5-2,8 млн. лет, в донных осадках это оледенение отражается накоплением первых озерно-ледниковых глин с элементами ледового и айсбергового разноса [2], что подтверждается нашими расчетами – более контрастные различия теплых и холодных периодов отражаются в заметном изменении соотношения обломочных и глинистых минералов.

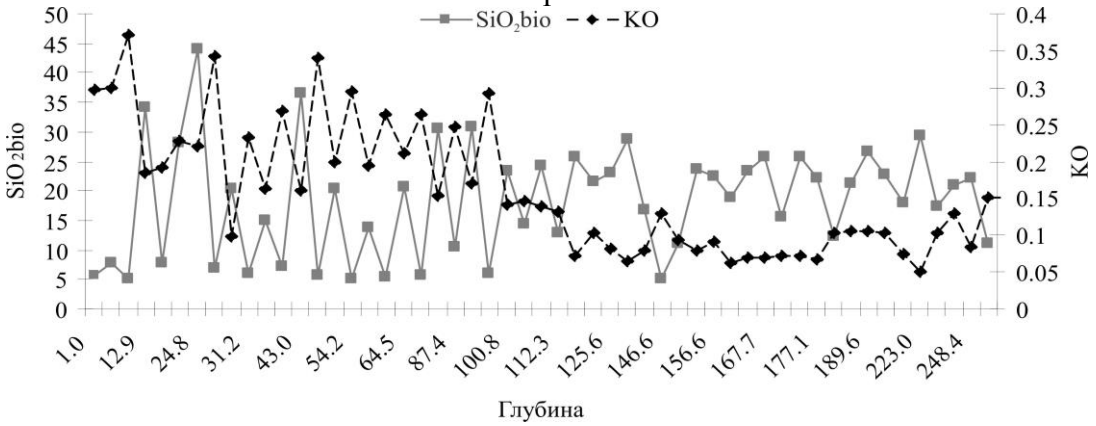


Рис. 1. Распределение коэффициента «обломочности» (КО) и содержания биогенного кремнезема (SiO_2bio) в байкальских осадках, вскрытых на Академическом хребте скважиной глубоководного бурения BDP-98 (интервал 0-250 м).

Осадки древнее 3 млн. лет (залегающие на глубине свыше 150 м) накапливались в равномерно-теплом климате, при отсутствии резких колебаний температур. Это оказало влияние и на минеральный состав – теплые и холодные климатические интервалы близки по минералогии. При этом резко уменьшается, по сравнению с вышележащими осадками, количество обломочных кварца и полевых шпатов.

Вероятность обнаружения палеоклиматических сигналов расчетными методами зависит от разницы среднегодовых температур в теплые и холодные периоды. Амплитуда колебания среднегодовых температур в плиоцене в ледниковые и межледниковые периоды составляла до 20 ºС, в плейстоцене и миоцене 7-10 ºС [1]. Соответственно, чувствительность метода физико-химического моделирования в оценке климата по содержанию глинистых минералов в донных осадках при разнице среднегодовых температур теплых и холодных периодов менее 10 ºС, не высока.

Таким образом, проведенные исследования показали, что ПК «Селектор» может вполне успешно использоваться при экспрессной оценке минерального состава осадочных пород и расшифровке на его основе палеоклиматических эпизодов. Изменение климатических условий может быть обнаружено с помощью коэффициента обломочности, рассчитанного по соотношению обломочных и глинистых минералов. Коэффициент показывает хорошую обратную взаимосвязь с содержанием биогенного кремнезема на плейстоценовых интервалах с ледниковыми периодами, слабее – на плиоценовых интервалах с равномерно-теплым климатом.

[1] Воробьева Г.А. Мац В.Д., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 82–96.

[2] Кузьмин М.И. и др. Изменение климата и природной среды Центральной Азии в позднем кайнозое на основе изучения глубоководных скважин озера Байкал // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2008. С. 5-128.

[3] Кузьмин М.И. и др. Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 3–22.

[4] Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Гео. 2009. 234 с.

[5] Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео. 2010. 287 с.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНУЙСКО-ЧУЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Рубанова Е.С.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирский государственный университет,
Alyona212@igm.nsc.ru

Ануйско-Чуйская зона представляет собой крупнейший прогиб в пределах Горного Алтая, окруженный позднепалеозойскими покровно-сдвиговыми структурами: Каимской на севере, Чарышско-Теректинской на юго-западе, Телецко-Курайской на востоке [1]. Его протяженность превышает 500 км, а ширина достигает 200 км. Прогиб выполнен палеозойскими окраинно-континентальными комплексами пород Сибирского континента различной геодинамической природы. В состав Ануйско-Чуйской зоны входят: 1) познекембрийско-раннеордовикские турбидиты преддугового прогиба (мощностью до 2-3 км) Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) несогласно (структурно и стратиграфически) через базальные конгломераты залегающие на них ордовикско-раннедевонские отложениями пассивной окраины (мощностью до 6-8 км); 3) ранне-среднедевонская вулканогенно-осадочная толща (мощностью до 3 км), сформированная в обстановке активной окраины, несогласно (структурно и стратиграфически) перекрывающая поднекембрийско-раннеордовикские образования. Выше, с базальными конгломератами в основании залегают верхнеживетско-франские молассоидные осадочные породы, мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса, мощность около 750 метров, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования. Таким образом, Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая является уникальным объектом, в котором запечатлена почти непрерывная геологическая история длительностью около 200 млн. лет (от 520 до 320 млн. лет), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента [1].

Для выявления источников обломочного материала, выполняющего Ануйско-Чуйский прогиб, в том числе решения вопроса о типе его фундамента (докембрийский кристаллический фундамент или вендско-кембрийский аккреционно-коллизионный) были проанализированы детритовые магматические цирконы из песчаников его различных возрастных уровней: 1) верхнекембрийских турбидитов песчанской толщи, а также олистостромы, образующей линзы и прослои в турбидитах (северная часть Горного Алтая); 2) базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты, перекрывающих с несогласием песчанскую толщу (северная часть Горного Алтая); 3) силурийских турбидитов чесноковской свиты (северная часть Горного Алтая); 4) раннедевонских шельфовых отложений камышенской свиты (северная часть Горного Алтая); 5) верхнекарбоновой угленосной молассы кызылташской свиты (юго-восточной части Горного Алтая).

Детритовые цирконы из верхнекембрийско-раннедевонских песчаников характеризуются близкими возрастными характеристиками и формируют два основных возрастных интервала в пределах 550–485 млн лет и 470–450 млн лет, а также менее выраженный интервал 630–550 млн лет. Интевалы 630–550 и 550–485 млн. лет соответствуют возрасту формирования Кузнецко-Алтайской островной дуги, а интервал 470–450 млн лет возрасту формирования плюмовых магматических пород,

широко развитых в Кузнецко-Батеневском секторе северной части Алтае-Саянской области [2].

Датировки обломочных цирконы из верхнекарбоновых песчаников составляют широкий спектр возрастных групп: среднедевонско-раннекарбоновая (401–347 млн лет), позднеордовикско-раннесилурийская (469–429 млн лет), кембрийско-раннеордовикская (541-482 млн лет), ранне- средненеопротерозойская (901–774 млн лет), раннепалеопротерозойская (2525–2099 млн лет). Среднедевонско-раннекарбоновые и кембрийско-раннеордовикская цирконы могут быть продуктом разрушения магматических пород, соответственно, девонско-раннекарбоновой и позднедокембрийско-раннеордовикской активных окраин, широко представленных на Горном Алтае, позднеордовикско-раннесилурийские цирконы широко развиты в Кузнецко-Батеневском секторе, а также в магматических и метаморфических породах Горного Алтая и в целом в Алтае-Саянской складчатой области, где приурочены к Чарашско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоне. Все остальные возрастные группы, вероятно, представляют продукты разрушения пород составного Казахстанско-Байкальского континента, с характерными для него проявлениями магматизма и метаморфизма ранне-средненеопротерозойского и раннепалеопротерозойского возрастов, что показано для территории Монголии [3].

Таким образом, анализ датирования детритовых цирконов палеозойских песчаников Ануйско-Чуйской зоны позволяет утверждать, что для турбидитов позднего кембрия источником сноса оболомочного материала являлись магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги, для ордовикско-раннедевонских отложений пассивной окраины – также магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги и, начиная со среднего ордовика, магматические породы Кузнецко-Батеневского сектора. Отсутствие обломочных цирконов с протерозойскими датировками свидетельствует, что фундаментом Ануйско-Чуйской зоны являются вендско-кембрийские аккреционно-коллизионные образования, которые представлены в Каимском аллохтоне [1]. В позднем палеозое территория Горного Алтая была вовлечена в коллизионый процесс с формированием покровно-сдвиговых структур по обрамлению Ануйско-Чуйской зоны. Этот процесс также выразился в накоплении позднекарбоновой молласы, источниками сноса для которой были обширные складчатые области южной Сибири.

[1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э.. Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области// Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

[2] Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 27–44.

[3] Rojas Agramonte, Y., Kröner, A.,Demoux A., Xia., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Research. 2011. V. 19. № 3. P. 751–763.

ВОЗРАСТ ВЫСОКОГРАДИЕНИТНОГО МЕТАМОРФИЗМА ЧЕЧЕКСКОЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Савинский И.А.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
ilya.savinskiy@gmail.com

Чечекская гранитогнейсовая структура расположена в юго-западном борту Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ), представляющей собой сложно построенный глубинный разлом шириной от 1.5 до 20 км, простирающийся в юго-восточном направлении по территории Восточного Казахстана, Китая и Монголии более чем на 1000 км.

Иртышский глубинный разлом ограничивает с северо-востока герцинские образования Обь-Зайсанского палеобассейна, разделяющего каледониды Сибирского и Казахстанского континентов. С юго-запада от Иртышской зоны (Калба-Нарымская структурно-формационная зона по [1-3]) залегают преимущественно карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты (D_2gv), песчаники и черные сланцы такырской свиты (D_3-C_1). Они прорваны гранитоидами калбинского комплекса (Калбинский батолит). Непосредственно в сдвиговой зоне и в ее обрамлении широко проявлен кислый и базитовый синтектонический магматизм Прииртышского комплекса [2-3].

Вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны и ее обрамления претерпели несколько тектоно-термальных эпизодов реактивации. Возраст раннего тектонического этапа оценивается в 280 млн. лет, а второго 272–265 млн. лет [4]. Оба периода реактивации ИСЗ характеризуются деформациями с левосторонней кинематикой [4]. С первым этапом, как правило, соотносят возраст синтектонического магматизма и Калбинского батолита [4].

Для Иртышской сдвиговой зоны характерны блоки глубокометаморфизованных пород (Предгорненский, Согринский, Чечекский и др.), заключенные в матрикс бластомилонитизированных, реже милонитизированных, либо недеформированных пара- и ортосланцев, отвечающих по уровню метаморфизма породам зеленосланцевой фации [1].

Чечекская гранитогнейсовая структура входит в состав одноименного блока, вытянутого в юго-восточном направлении на 14 км при ширине около 7 км. Чечекский блок ограничен по периферии разломами, а гранитогнейсовая структура, расположенная в его центре, – бронируется габброидными телами, относящиеся к суровскому комплексу [2]. Последний представляет собой лополит, южные контакты которого погружаются на север с углами 40-50 градусов, а восточный и западный контакты – полого на восток. По данным бурения мощность чашеобразного габброидного тела достигает на севере 450 метров [3].

Вдоль опорного разреза, пересекающего структуру и ее обрамление с северо-запада на юго-восток, были проведены дополнительные структурно-кинематические, парагенетические и термохронологические исследования. Было установлено, что в краевой части Чечекской гранитогнейсовой структуры происходит кардинальное изменение характера деформаций. При переходе от пород обрамления к краевой части гранитогнейсовой структуры деформации сдвигового генезиса сменяются пологими сбросами, выражающимися в форме межслоевого соскальзывания горизонтов биотит-роговообманковых гнейсов с пород основания. Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как компетентных горизонтов Qtz-Pl-Hbl состава, так и пластичных существенно кварцевых прослоев. Наличие роговой

обманки с плагиоклазом, двуслюдяные ассоциации указывают на условия метаморфизма выше зеленосланцевой фации. При переходе от краевой к центральной части в Чечекской гранитогнейсовой структуре начинают преобладать однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [3]. Наличие в породе граната, силлиманита (фибролита) и кордиерита указывают на их коровое (первично осадочное) происхождение.

При пересечении центральной части Чечекской структуры в рельефе отчетливо проявляется куполообразная форма. Она обеспечивается гранитогнейсами, имеющих соответствующее залегание и «бронирующих» склон. Деформации пород либо отсутствуют, либо имеют пятнистый или послойный характер. В последнем случае они проявляются в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике взбросовым движениям. Наличие кварцевых гранобластовых и коронитовых структур вокруг граната, рудиментный характер деформаций указывают на продолжительный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению, а деформационные структуры были частично или полностью затушеваны.

Для глиноземистых прослоев купольной структуры (обр. Э32, ассоциации Qtz+Pl+Kfs+Bt+Mu+Sil+Gr) был проведен микрорентгеноспектральный анализ состава минералов, оценка условий их кристаллизации (ПО Thermocalc, v.3.21) и термохронологические изотопные исследования. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что поле устойчивости высокоглиноземистых парагенезисов из гранитогнейсов Чечекской структуры находится в интервале: T=665-720^{0}C, P=4-6 кбар, что отвечает верхней границе амфиболитовой фации и условиям выплавления средне обводненных кислых расплавов. Данные оценки PT-параметров метаморфизма не противоречат геологическим наблюдениям.

Возраст метаморфизма оценивался методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Графики ступенчатого нагрева монофракции биотита показывают хорошее плато с возрастом закрытия изотопной системы 312.3+2.9 млн. лет, что отвечает позднему карбону. Полученные цифры существенно отличаются от полученных ранее для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны, когда были выделены два раннепермских тепловых импульса, синхронных с деформациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283-276 и 272-265 млн. лет [4].

Проведенные исследования позволили непротиворечиво увязать комплекс данных, касающихся морфологии Суровского габброидного массива (лополит), времени куполообразования, кинематики деформаций и тепловых источников высокоградиентного метаморфизма (базитовый магматизм). Это позволяет утверждать, что до рубежа 312 млн. лет в пределах ИСЗ тектонические движения сдвигового генезиса отсутствовали. Иными словами, рубеж в 312 млн. лет является верхней границей аккреционно-коллизионных событий, имевших место вдоль Иртышской сутуры при закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна.

[1] *Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимова И.А. и др.* Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61-74.

[2] *Кузебный В.Е., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др.* Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука. 1981. С. 4-38.

[3] *Марьин А. М.* Доорогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской зоны смятия // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 52-72.

[4] *Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др.* Ar/Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне // Геохимия. 2001. №12. С. 1-5.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Соболев Н.Н, Зинченко В.Н., Юшина А.С.

Санкт-Петербург, «Всероссийский Научно-Исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»),
Anna_Yushina@vsegei.ru

Триасовый период – важнейший этап в развитии Баренцево-Карского региона. Он завершает коллизионно-орогенную стадию развития Уральского палеоокеана. В пограничное пермо-триасовое время эта стадия проявилась общим неравномерным поднятием территории Баренцевоморского бассейна и перерывом в осадконакоплении [1]. В течение триасового периода происходит возобновление седиментации и постепенное погружение территории бассейна.

По совокупности фациальных обстановок на территории бассейна выделяются два обширных района - Южно-Баренцевская впадина, с прилегающими с юга территориями, где преобладали континентальные и переходные к морским обстановки, и северо-западная часть региона, в которой значительный объем приходится на морские и прибрежно-морские фации. Относительно устойчивые морские обстановки на протяжении всего триаса локализуются в основном за пределами рассматриваемой территории, к западу от нее.

Для южной и юго-восточной частей бассейна характерны обстановки аллювиальных и озерных равнин (рис. 1a). В раннем триасе происходит накопление аллювиальных и пролювиальных песчаников и конгломератов, состоящих из продуктов разрушения пород Урала. В разрезах наблюдается ритмичное чередование глин, алевролитов и песчаников. Доля глин увеличивается по мере удаления от основного источника сноса. Алевролиты и песчаники образуют как прослои в существенно глинистых пакетах, так и отдельные пласты и пачки толщиной от нескольких до 50 метров. В среднем и верхнем триасе (рис. 1b,c) на юге территории выделяются схожие обстановки осадконакопления, с той лишь разницей, что границы зон смещены в северо-западном направлении (рис. 1c).

Центральную часть бассейна в раннем и среднем триасе занимала переходная зона (рис. 1a,b). Для нее характерны отложения приморской равнины, периодически затопливаемой морем, с изобилием заливов, лагун и крупных озер с флювиальными поясами и дельтами. В позднем триасе развитие территории Баренцевоморского бассейна входит в спокойную стадию, и его центральная часть становится основной зоной осадконакопления. Поступление материала от источников сноса замедляется, и происходит аккумуляция переотложенных толщ с юго-востока (рис. 1c).

Северо-запад территории в течение триаса представлен обстановками в основном морского осадконакопления – мелкого моря. Об этом говорит преимущественно глинистый состав отложений, малое количество детрита, окремнение пород. Содержание песчаников не превышает 10%, а мощность отдельных их пластов лишь изредка достигает 4-5 м.

В мезозое моря Баренцевоморского бассейна свободно сообщались с обширным бореальным бассейном, который, в свою очередь, имел постоянную связь с Северным Пацификом [2, 3]. Терригенный материал в осадочный бассейн восточной части Баренцева моря поступал из разных источников сноса: с Урала, из Западной Сибири, с Пай-Хоя, Тиманской гряды, из орогенов Южно-Карского региона. Для северо-

восточной части рассматриваемого региона реконструируется дополнительный источник сноса – Североземельско-Таймырская суша.

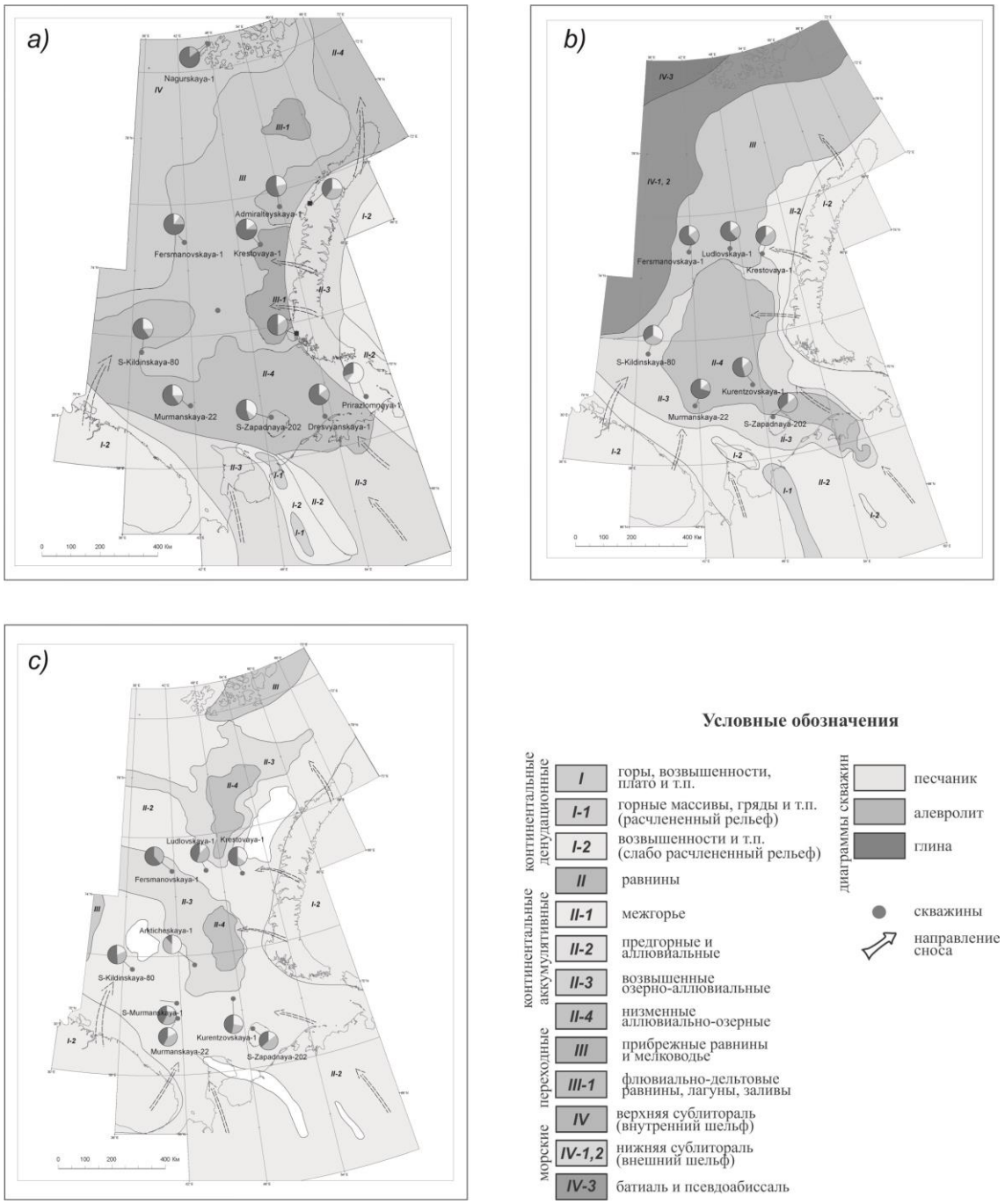


Рис. 1. Палеогеографические реконструкции Восточной части Баренцевоморского осадочного бассейна в Триасовый период: a) индский век, b) анизийский век, c) норийский век.

[1] Smelor M., Petrov O. V., Larssen G. B., Werner S. Atlas. Geological History of the Barents Sea Trondheim. Norway. 2009. 135 p.

[2] Пчелина Т. М. История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Сборник научных трудов. Л.: ПГО "Севморгеология". 1985. С.135-152.

[3] Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Курушин Н. И., Меледина С. В., Никитенко Б. Л. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155-181

ИЗУЧЕНИЕ ИЗБИРАТЕЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Тарасова А.А.

Иркутск, Институт Земной коры СО РАН,
tarasova2712@gmail.com

Изучение современной геодинамики разломов важно для построения технологий средне-краткосрочного прогноза землетрясений, и этому уделялось и уделяется большое внимание, однако на сегодняшний день уровень изученности условий и причин активизации отдельных разломов в крупных разломных зонах остается низким. Исследовать проблему активизации разломов геологическими методами на природных объектах достаточно сложно из-за большой длительности развития разломов и ряда технических причин, поэтому чаще всего для её решения прибегают к методам физического и математического моделирования. Выполнено физическое моделирование процесса формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗС) и проведено детальное исследование деформационной динамики составляющих её внутреннюю структуру систем разрывов с целью выяснения условий и причин их избирательной активизации.

Физическое моделирование процессов формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗЛ) проведено с соблюдением условий подобия. Литосфера при длительно действующих на неё нагрузках проявляет упруговязкопластичные свойства, что необходимо учитывать при выборе эквивалентного материла [1]. В рамках эксперимента сопоставимые реологические свойства имеют водные пасты глин. В качестве модельного материала использована водная паста монтмориллонитовой глины. Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием – комплексом подобия:

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, кг/м^3; g – ускорение свободного падения, м/с^2; L – линейные размеры, м; T – время, с.

При моделировании использовалась стандартная процедура подготовки и проведения экспериментов. Модельный материал ровным слоем размещался на рабочей поверхности экспериментальной установки. До эксперимента на плановую поверхность модель наносилась реперная сетка из прямых линий, по формоизменению которой в процессе эксперимента производилась количественная оценка деформаций и перемещений. Развивающийся в модели процесс формирования ДЗЛ детально фотографировался цифровым фотоаппаратом через выбранный временной интервал (1 мин). Полученные фотоматериалы составляли основу для построения необходимых структурных схем, с которых в последствие снималась качественная и количественная информация с последующей её обработкой и анализом.

Нами из более чем 100 фотографий эксперимента для обработки были выбраны 26 фотографий, отражающих внутреннюю структуру ДЗС на средней стадии её развития. С каждой из фотографий, полученных в ходе эксперимента с определенной дискретностью, снимались замеры накопленных амплитуд смещений на четырех тестовых разрывах (a_i) и деформаций модельного материала (m_i) в обоих их крыльях.

При обработке фотоматериалов были выявлены некоторые особенности.

Во-первых, активность разрыва по простиранию существенно меняется. При этом выделяются участки с положительными, нулевыми и отрицательными значениями

параметра Δa_i. Первые соответствуют смещениям крыльев разрыва согласным с направлением смещения крыльев ДЗС, вторые указывают на отсутствие подвижек в их пределах за контрольный интервал времени, а третьи отражают наличие на них смещений обратного знака, противоположного смещению крыльев ДЗС. В каждый момент времени разрывы, относимые к разряду активных, в действительности активны избирательно-дискретно по их длине за счет процесса сегментации. Реальной активностью обладают лишь отдельные их сегменты, нередко отличающиеся по типу смещений на них.

Во-вторых, динамика изменения расстояний между опорной и контрольными точками, выраженная в их приращениях за единичный интервал времени отчетливо проявляет волновые свойства, что позволяет говорить о наличии в деформируемом блоке деформационных волн. При этом, механизм их возникновения обусловлен способностью упруговязкопластичной среды накапливать в локальном объеме поступающие извне с постоянной скоростью деформации и напряжения, и по достижении ими некоторого критического уровня передавать их в виде волны в другой (или другие) рядом расположенный локальный объем.

В качестве примера, подтверждающего наличие сегментации протяженных разломов в ДЗЛ, можно привести опубликованные в специальном отчете результаты [2], посвященные детальному структурному изучению разлома Сан-Андреас, находящемуся на заключительной стадии развития и давно ставшим своеобразным эталоном континентальных деструктивных зон сдвига.

В целом, полученные экспериментальные результаты позволяют констатировать, что формирующаяся разломно-блоковая внутренняя структура деструктивных зон сдвига имеет сложную, но закономерную, дискретную деформационную динамику развития. Она реализуется через различную по типу деформацию блоков, приводящую к избирательной пространственно-временной сегментной активизации межблоковых контактов, представленных ДЗС в виде совокупности систем разноранговых разрывов. Пространственно-временная дискретность деформационного процесса в ДЗС обусловлена внутренними свойствами упруговязкопластичной среды, обеспечивающими генерацию в ней деформационных волн даже в условиях постоянной внешней нагрузки.

[1] Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО Акад. наук СССР. 1986. 130 с.

[2] Koehler R. D., Baldwin J. N., Prentice C. S., Pearce J. Holocene geologic characterization of the northern San Andreas fault, Gualala, California // U.S. Geological Survey National Earthquake Hazards Reduction Program Award No. Final Technical report. 2005. 21 p.

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИТОВ И ГЕОДИНАМИКА

Уляшева Н.С.

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
nsulasheva@geo.komic.ru

Глубокометаморфизованные породы на Полярном Урале распространены в Западной тектонической зоне и представлены харбейским и марункеуским комплексами. В харбейском комплексе в средней части разреза встречаются чередующиеся пластовые амфиболиты, плагиогнейсы и амфиболовые сланцы. На юге марункеуского комплекса в нижней и средней части разреза обнажаются перидотиты, гнейсы, габбро, амфиболиты, пироповые и альмандиновые эклогиты. Породы имеют северо-западную ориентировку структурных элементов, отличающуюся от северного уральского направления. По особенностям геологического строения и имеющимся абсолютным датировкам возраст протолитов метаморфитов считают раннепротерозойским. Согласно стратиграфическим схемам Урала эти комплексы относятся к разным глубинным уровням нижнего структурного этажа. Некоторыми учеными показано, что они сформировались в принципиально разных геодинамических обстановках и должны рассматриваться как самостоятельные структурные единицы.

Наиболее дискуссионными являются вопросы о составе протолитов метаморфитов марункеуского и харбейского комплексов. Предшественниками на основании анализа петрохимических компонентов в метаморфитах было отмечено, что формирование протолитов пород Харбейского блока протекало в условиях платформенного геотектонического режима, а протолиты амфиболитов и эклогитов Марункеуского блока представляли собой реликты протоофиолитовых комплексов.

Для реконструкции вещественного состава пород нами изучен петрогенный и микроэлементный состав наименее измененных метасоматическими процессами амфиболитов харбейского комплекса и амфиболитов и альмандиновых эклогитов марункеуского комплекса при помощи силикатного, рентгенофлуоресцентного и масс-спектрометрического методов.

Марункеуский комплекс. Амфиболиты залегают в виде пластовых тел среди плагиогнейсов. Они имеют сланцеватую текстуру и состоят в основном из амфибола, альбита, граната, биотита, эпидота и клинопироксена. Альмандиновые эклогиты распространены в основном в южной части комплекса, образуют пластообразные и линзовидной формы тела среди гнейсов и мигматитов. Они имеют массивную и сланцеватую текстуру и состоят из граната пироп-гроссуляр-альмандинового ряда и светло-зеленого омфацита. Изучаемые породы имеют состав умеренноглиноземистых натриевых и калиево-натриевых толеитовых андезитов, андезибазальтов и базальтов нормальной щелочности. По соотношению петрогенных компонентов амфиболиты и эклогиты схожи с толеитами островодужных и океанических обстановок.

Микроэлементный состав метаморфитов показал, что практически во всех проанализированных породах наблюдаются Zr–Hf и Ta–Nb аномалии и близкие к N-COX содержания остальных высокозарядных элементов. Графики, построенные по составам метабазитов, нормализованным относительно хондрита и базальта N-COX, распределились неодинаково. В первую группу попали амфиболиты, отличающиеся повышенным количеством легких лантаноидов (относительно тяжелых) и крупноионных литофилов (кроме Sr), а также Ta и Nb. Во второй группу отнесены амфиболиты, имеющие пологий спектр распределения всех содержаний

редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых, невысокие содержания крупноионных литофилов и аномально низкие содержания Ta и Nb, что очень характерно для островодужных обстановок. К третьей группе относятся амфиболиты и эклогиты с горизонтальным спектром распределения содержаний редкоземельных элементов в 10 раз выше хондритовых и низким количеством крупноионных литофилов. По содержанию Nb и Ta они схожи с базальтом N-COX. Cr–Y и Th–Hf–Ta соотношения в метабазитах показывают их схожесть с островодужными образованиями. На дискриминантной диаграмме, где задействованы V, Y, Nb и Zr, точки составов пород располагаются в основном в океанической области.

Таким образом, в содержаниях амфиболитов и эклогитов сочетаются признаки островодужных (Ta–Nb и Zr отрицательные аномалии) и океанических (содержания легких лантаноидов и высокозарядных элементов) обстановок, что очень характерно для толеитовых базальтов задуговых и окраинных морей.

Харбейский комплекс. Амфиболиты харбейского комплекса залегают в виде пластовых тел среди плагиогнейсов и сланцев, имеют массивную и сланцеватую текстуру и состоят в основном из амфибола и плагиоклаза. В сланцеватых амфиболитах в переменном количестве встречаются гранат, эпидот, биотит и мусковит. По химическому составу амфиболиты схожи с низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми, натриевыми и калиево-натриевыми толеитовыми и известково-щелочными базальтами и андезибазальтами. Идентификационные диаграммы, учитывающие петрогенные компоненты, показали схожесть амфиболитов с вулканитами континентальных, океанических и островодужных обстановок.

Геохимические исследования метабазальтов позволили выделить несколько типов пород. Первый тип амфиболитов характеризуется высокими содержаниями литофильных элементов – K, Rb, Ba, Th, а также повышенными содержаниями некоторых высокозарядных элементов – Nb и Ta. Содержания легких элементов выше хондритовых в 50-60 раз, а тяжелых – в 15-20 раз. Подобный геохимический состав имеют континентальные рифтогенные толеиты и платобазальты задуговых морей.

Второй тип метабазальтов имеет также повышенные содержания легких редкоземельных элементов относительно тяжелых. На спайдер-диаграммах по сравнению с первым типом амфиболитов наблюдаются пониженные содержания Rb и Ba, а также высокозарядных элементов. Присутствует Ta-Nb и Zr отрицательные аномалии, но содержания Ta и Nb немного выше, чем в базальтах N-COX. Вулканиты с такими составами схожи с обогащенными базальтами задуговых морей, распространенными на возвышенностях и в котловинах морей.

Амфиболиты третьего типа характеризуются пологим спектром распределения легких и тяжелых элементов относительно хондрита. Они имеют близкие к N-COX количество литофильных, легких и тяжелых редкоземельных элементов, а также Gr, Ti, Yb и Y. Кроме того, в породах наблюдаются низкие, схожие с островодужными содержания Ta, Nb, Zr и Hf. Породы второго и третьего типа с геохимическими метками, характерными как для N-COX, так и для островодужных базальтов, широко распространены в задуговых или окраинных морях.

В результате исследования можно сделать вывод, что протолиты метаморфитов харбейского и марункеуского комплексов относятся к образованиям единого латерального ряда пород, сформировавшегося на границе континент – окраинное (или задуговое) море.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1011 и № 12-И-5-2022.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Буй А.А.[2], Мамедов О.Н.[2], Ковешников А.Е[1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, tomsk@igng.tsc.ru
[2] Томск, Томский политехнический университет

Прирост запасов в Западно-Сибирской геосинеклизе (ЗСГ) возможен при обнаружении в палеозойских отложениях образований карбонатной платформы, которые, в результате преобразования гидротермально-метасоматическими процессами могли сформировать породы-коллекторы, и месторождения нефти и газа [1. 2]. Рассмотрим отложения ордовика ЗСГ в плане установления образований карбонатных платформ.

В пределах ЗСГ ордовикские отложения установлены бурением на территории Тагильского, Березово-Сартыньинского, Шеркалинского, Красноленинского, Варьеганского, Нюрольского и Вездеходного СФР.

В **Тагильском** СФР отложения ордовика представлены толщей (***O₁t-S₂ld***) [3], сложенной базальтами, туфоконгломератами, кремнистыми сланцами, линзами известняков, несогласно перекрывающие образования протерозойского возраста (суммарная мощность 1500 м). В пределах **Березово-Сартыньинского** СФР это образования ахтынтурской толщи (***O₁t-S₂p***), сложенной яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, с фауной радиолярий (мощность 150 м). На территории **Шеркалинского** СФР ордовикские образования представлены филипповской толщей (***O₁t-S₁v***), ордовикско-раннесилурийского возраста, сложенной серыми, зеленовато-серыми серицитовыми, глинистыми, кремнисто-углистыми сланцами с рассланцованными и метаморфизованными конгломерато-гравелитами, кварцитовидными олигомиктовыми песчаниками (мощность более 500 м).

В пределах **Красноленинского** СФР это толща (***O₁l-S₂p***), сложенная эпидотизированными, амфиболизированными, альбитизированными андезитами и метабазальтами. Возраст толщи соответствует ордовикской и силурийской системам в их полном объеме (мощность более 50 м). На территории Салымской и Усть-Балыкской СФР описываемые отложения бурением пока не установлены.

В пределах **Варьеганского** СФР ордовикской системе соответствует полуденная толща (***O₁t-O₃aš***). Нижнюю часть толщи слагают красноцветные конгломераты, песчаники, реже линзы черных илистых известняков с фауной, верхнюю часть толщи - темные глинистые комковатые известняки с фауной (мощность более 100 м).

В пределах **Нюрольского** СФР среднему ордовику, предположительно соответствуют образования **терригенной** толщи (***Є₂₋₃-O₂ld***) [4]. Выше залегает образования павловской толщи (***O₂k-O₃aš***) средне-верхнеордовикского возраста, представленные известняками тонкозернистыми, рассланцованными зеленоцветными, алевролитами известковистыми, аргиллитами, песчаниками (мощность более 250 м).

В пределах **Вездеходного** СФР ордовикские отложения представлены образованиями **няргинской** толщи (***O₁t-O₃aš***). Это темно-серые слабо глинистые известняки доломитизированные с линзами алевролитов (мощность около 200 м).

В целом, на некоторых участках центральной и западной части ЗСГ: (Тагильский, Красноленинский и Уватский СФР) происходили излияния эффузивных пород; базальты (Тагильский СФР), андезиты и метабазальты, эффузивы основного и среднего состава Красноленинский, Уватский СФР.

На других территориях накапливались: туфоконгломераты, кремнистые сланцы и базальты с линзами известняков Тагильского СФР; глинистые филлитовидные сланцы с линзами известняков (яротинская толща Новопортовского СФР); кремнисто-глинистые сланцы, яшмы с радиоляритами (ахтынтурская толща Березово-Сартыньинского СФР); глинистые, серицитовые, кремнисто-углистые сланцы с прослоями измененных конгломерато-гравелитов и олигомиктовых песчаников (филипповская толща Шеркалинского СФР); андезиты, метабазальты вторично-измененные (Красноленинский СФР); сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, кварциты, известняки с телами эффузивов основного и среднего состава (Уватский СФР); метаморфизованные глинистые породы (калачинская толща Тевризского СФР; красноцветные конгломераты, песчаники с линзами черных известняков (нижняя часть полуденной толщи Варьеганского СФР).

В среднем и позднем ордовике на ряде территории ЗСГ продолжалось унаследованное накопление того же комплекса пород: Тагильского, Березово-Сартыньинского, Шеркалинского, Красноленинского, Вездеходного и Ермаковского СФР. На ряде территорий они не установлены: Бованенковского, Новопортовского, Ярудейского, Шаимского, Тюменского, Косолаповского, Салымского, Усть-Балыкского, Тевризского, Туйско-Барабинского, Никольского, Колпашевского, Тыйского СФР.

Изменения установлены в пределах пяти СФР: Уватского, Ишимского, Варьеганского, Нюрольского и Новопортовского СФР. Территорию Ишимского и Уватского СФР можно рассматривать совместно. Здесь, в пределах Уватского СФР, в раннем и большей части среднего ордовика накапливались мощные (до 2000 м) толщи, сложенные сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кварцитами, известняками с телами эффузивов основного и среднего состава, и только в конце среднего и весь поздний ордовик изливались лавы базальтового, андезито-базальтового и дацитового состава (добавились кислые эффузивы дацитового состава) и их туфы, что указывает на то, что весь ордовик какие-то участки Уватского СФР были сушей. На территории сопредельного Ишимского СФР в это время накапливались известковистые песчаники, кремнисто-глинистые сланцы.

Таким образом, изменения в составе отложений среднего и верхнего ордовика установлены только для территории Нюрольского и Варьеганского СФР, а окружающие территории выглядят как стабильные. Только в переделах Уватского СФР наблюдалось изменение специализации изливающихся магм.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие вводы:

1. Для нижнего ордовика карбонатонакопление установлено в восточной части ЗСГ в виде полосы меридионального простирания, к западу от которой установлены участки суши, и далее на запад и в северном направлении они сменяются глинистыми породами. В юго-западной части ЗСГ существовали участки суши, изливались эффузивные породы, происходило кремненакопление.
2. В среднем и верхнем ордовике зона карбонатонакопления сместилась на северо-запад, карбонатонакопление по площади уменьшилось.

[1] Ковешников А.Е. Формирование пород-коллекторов в доюрских карбонатных отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 138-142.

[2] Ковешников А.Е. Месторождения нефти и газа трещинно-метасоматического генезиса в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322. № 1. С. 105-110.

[3] Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / под ред. В.И. Краснова. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1999. 80 с.

[4] Ковешников А.Е. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в палеозойских отложениях Томской области (автореферат диссертации). СНИИГГиМС, Новосибирск. 1990. с.245.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОЗЕРА БОЛЬШИЕ ТОРОКИ

Жилич С.В.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
snezhy@yandex.ru

Для формирования единой картины изменений климата в Северном Полушарии в голоцене необходима обширная база данных локальных изменений различных его частей. В этом аспекте огромная территория Сибири до недавнего времени оставалась слабо изученной. В последнее десятилетия проведены исследования ряда озер и торфяников в Западной и Восточной Сибири, некоторые из них с высоким временным разрешением[1–3]. Данная работа представляет высокоразрешающее палинологическое исследование донных осадков озера Большие Тороки, расположенного в Новосибирской области (55.3935˚ с.ш. 80.6186˚ в.д.), и позволяет реконструировать изменение растительности и климата в Северной Барабе на протяжении последних семи тысяч лет.

Образцы по 2.5 мл отбирались из керна озерных отложений через каждые 2 см (83 образца). Химическая обработка проводилась последовательно кислотами и щелочью для удаления минеральной фракции. Готовый препарат изучался под микроскопом с увеличением 400 раз, проводилось определение и подсчет пыльцы до семейств и родов, и также определение и подсчет непыльцевых палиноморф (НПП) с микрофотографированием. Пыльца и палиноморфы определялись по атласам и коллекциям.

По результатам микроскопического исследования составлена пыльцевая диаграмма (рис. 1), на которой с помощью кластерного и визуального анализа можно выделить четыре пыльцевые зоны. Результаты свидетельствуют о том, что в период формирования донных отложений озера Большие Тороки (7000 лет) на прилегающей к нему территории не происходило значительных изменений средних температур. В то же время совместный анализ состава палиносообществ, НПП и литологического состава позволяет реконструировать значительные изменения увлажненности региона и уровня воды в озере, что означает значительные колебания среднегодового уровня осадков. Озеро Большие Тороки вероятно развивалось от заболоченной низменности до мелководного автотрофного водоема, затем до глубокого олиготрофного водоема, в котором шло быстрое осадконакопление и до современного мелководного водоема глубиной 0.5 м.

[1] Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Safonova I.Y., Ignatova N.V. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: evidence from biotic records of Mid to Late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. I. 331–332. P. 177–193.

[2] Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolova L. Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans // Quaternary Science Reviews. 2012. I. 48. P. 32–42.

[3] Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B., The role of Pingos in the development of the Dzhangyskol lake-Pingo complex, central Altai Mountains, Southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. I. 254. N. 4. P. 404–420.

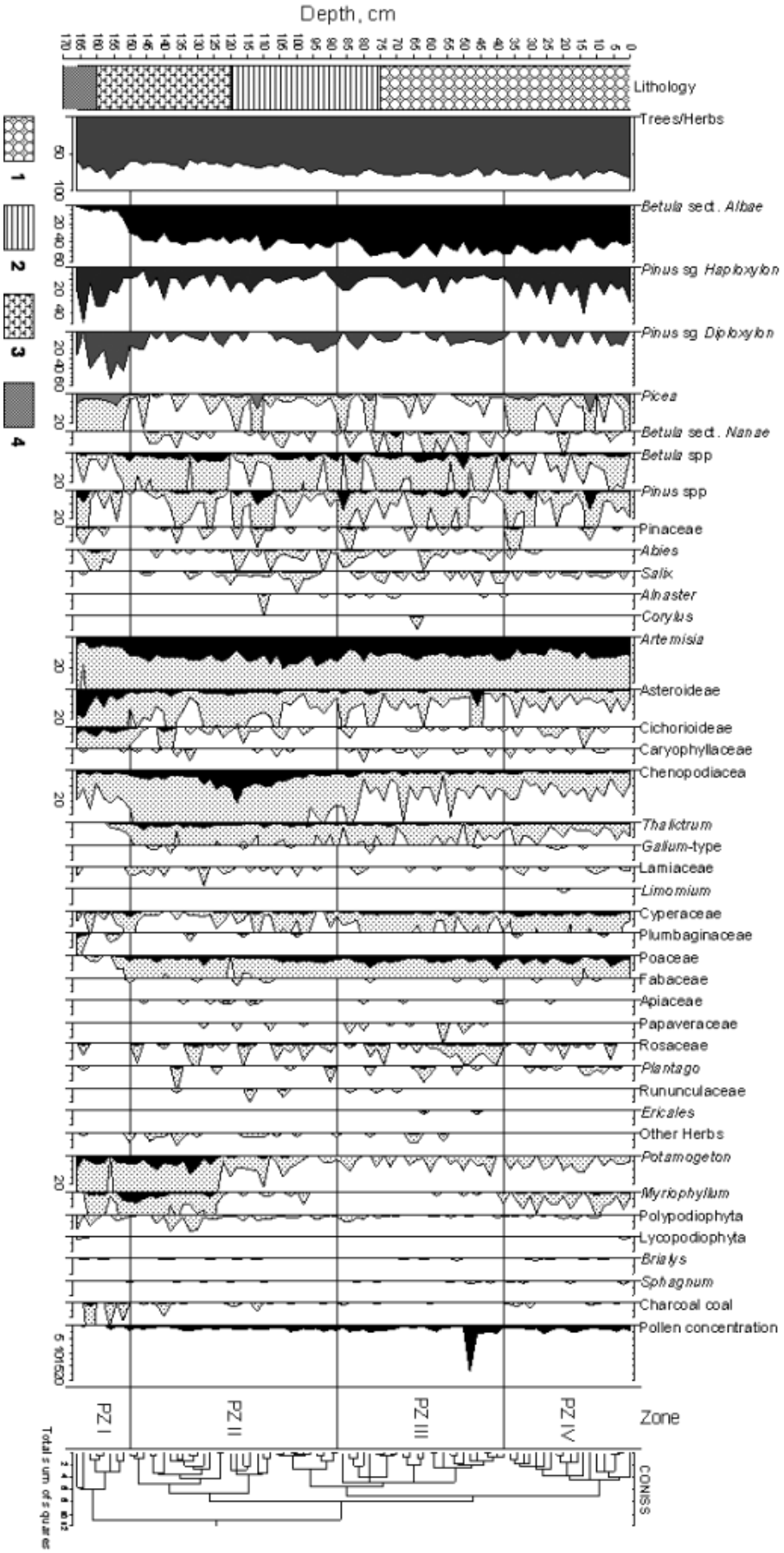


Рис. 1. Пыльцевая диаграмма отложений озера Большие Тороки. 1- макрофитный сапропель, 2- торфянистый сапрофель, 3- торф, 4- суглинистый сапрофель.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ ПО ДАННЫМ ПРОГРАММЫ “MINLITH”: РАЗЛИЧИЯ В ИСТОЧНИКАХ СНОСА

Иванов А.И.[1], Прошенкин А.И.[2]

[1] Иркутск, Иркутский государственный университет
efletnik@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В пределах юго-западного краевого выступа Сибирской платформы позднедокембрийские отложения слагают карагасскую, оселковую серии и усть-тагульскую свиту. Основной целью данного исследования является изучение состава пород питающих провинций при накоплении этих стратиграфических подразделений. В результате данного исследования будет решен вопрос о постоянстве или смене источников сноса во время их седиментации.

Для определения минерального состава осадочных пород Бирюсинского Присаянья, по содержанию главных породообразующих оксидов, была применена электронная программа “MINLITH” [1]. При анализе полученных данных видно, что для каждой серии, а также для каждой группы пород в пределах серии, выделенных при петрографических исследованиях, характерно различное процентное распределение минералов.

Породы карагасской серии сложены, главным образом, ортоклазом и кварцем. Количество ортоклаза варьируется от 30 до 70%, в то время как плагиоклаз в данных породах практически не обнаружен (в нескольких образцах до 2%). Содержание кварца варьируется от 10 до 40%. В породах также присутствует иллит (4-8%), гётит (2-4%), количество карбонатных минералов варьирует и связано с составом цементы.

В разрезе карагасской серии выделено 3 группы пород. Первая сложена в основном ортоклазом (до 70%) и кварцем (10-15%), которые сцементированы глинисто-железисто-карбонатным веществом. Вторая группа отличается от первой повышенным содержанием карбонатных минералов (до 40%), которые здесь присутствуют в виде цемента, куда входит небольшое количество глинистого материала. Содержание ортоклаза значительно ниже (до 40%). Третья группа пород, наоборот, характеризуется практически полным отсутствием карбонатного вещества и на 85% сложена кварцем и ортоклазом, сцементированных небольшой массой глинистого вещества. Таким образом, основные отличия в составе терригенных отложений карагасской серии обусловлены количеством и составом цемента. Состав обломочной части этих пород на протяжении всего разреза этой серии остается постоянным и представлен ортоклазом и в меньшей степени кварцем. На основании этих данных далее породы карагасской серии будут рассматриваться в виде единой группы пород. Источником сноса при таком минеральном составе, где прослеживается преобладание калиевых полевых шпатов над кварцем, являются породы повышенной щелочности, например калиевые трахиты.

Породы оселковой серии сложены, в основном, кварцем, который находится в большой массе глинистого материала, где присутствуют монтмориллонит, хлорит и иллит. Количество плагиоклаза в этих породах значительно выше, чем в породах карагасской серии, и составляет 6-8%, при этом следует отметить полное отсутствие ортоклаза в отложениях оселковой серии. В разрезе оселковой свиты было выделено несколько групп пород, которые, не существенно отличаются по минеральному составу. В пределах отдельных групп пород варьируется количество глинистого

вещества (от 30 до 60%), состав которых не сильно изменяется. В основном изменяется количество иллита, при практически неизменных количествах хлорита и монтмориллонита. Карбонатные минералы отсутствуют, лишь в одной группе пород его количество достигает 8%. В общем, можно сказать, что породы, слагающие разрез оселковой серии, имеют схожий минеральный состав, слабо варьирующийся от образца к образцу. Малое количество полевых шпатов среди обломочной части пород при преобладании глинистых минералов, в том числе иллита, указывает на рециклированный тип отложений, образовавшихся первоначально в результате разрушения кислых пород нормальной щелочности.

Породы усть-тагульской свиты содержат большое количество кварца (45-60%), кроме того полевые шпаты здесь представлены ортоклазом, при практически отсутствующем плагиоклазе. Сцементированы глинисто-карбонатным веществом, с примесью гётита (до 5%). В разрезе усть-тагульской свиты удалось выделить 3 группы пород, которые, тем не менее, очень слабо отличаются друг от друга. Породы первой группы представляют собой кварцевый песчаник, с большим содержанием кварца (55-65%), ортоклаза (10-12%), сцементированные преимущественно иллитом (15-20%) и гётитом (4-5%). Породы второй и третьей групп отличаются, главным образом, по составу цемента, который в них сложен карбонатно-глинисто-железистым веществом. Количество кварца и ортоклаза в них несколько ниже, чем в породах первой группы (45-55% кварца в группе 2 и 40-50% кварца в группе 3). Кроме того, в породах третьей группы в качестве второстепенного минерала присутствует серпентин (до 5%). Учитывая преобладание ортоклаза среди прочих обломков, за исключением кварца, и большое количество иллита, можно считать, что породы усть-тагульской свиты образовались в результате перемыва отложений карагасской серии.

В результате проведенных исследований выявлены значительные различия в минеральном составе позднедокембрийских терригенных отложений карагасской, оселковой серий и усть-тагульской свиты Бирюсинского Присаянья, обусловленных поступлением обломочного материала из различных источников сноса, представленных породами кислого состава различной щелочности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 12-05-00569 и 12-05-33076.

[1] Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. №3. С. 299-312.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОСКОБИНСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Корбовяк Е.В.

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, evgenij271@mail.ru

В качестве объекта исследования выступают вендские отложения Камовского свода юго-западной части Сибирской платформы. Территория исследования находится на северо-западе Камовского свода Байкитской нефтегазоносной области и входит в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Камовский свод осложняет центральную часть Байкитской антеклизы и характеризуется изометрической округлой формой, немного вытянут в северо-западном направлении. Эта структура осложнена большим количеством структурных выступов и локальных поднятий. Согласно данным ОАО «Енисейгеофизика» на крыльях свода структуры первого порядка, а в периклинальных частях структуры второго порядка: Вэдрэшевский выступ, Огоньский выступ осложнённый Верхнедулисминским, Верхнекосвинским и Салаирским поднятиями. Фундамент Камовского свода представлен двумя комплексами пород, на которых с размывом залегает платформенный осадочный чехол, состоящий из двух структурных ярусов: рифейского и венд-палеозойского [2, 3].

В основании рифейского разреза залегают терригенные комплексы, которые сменяются более молодыми доломитами, мергелями и известняками. Вендский комплекс характеризуется последовательной сменой вверх по разрезу сульфатизированных терригенных осадков карбонатно-терригенными. Аналогичный, но более карбонатизированный разрез характерен для подразделений кембрия. Дочетвертичные осадочные комплексы чехла венчаются пестроцветными и красноцветными формациями эвенкийской свиты майского яруса и нерасчлененными толщами ордовика [1, 2].

Основной целью проводимых работ являлось определение особенностей строения пласта Б-VIII оскобинской свиты вендского возраста, его латеральной литологической изменчивости и пространственных вариаций аутигенной минерализации. Пласт был изучен по разрезу шести скважин, расположенных в пределах Оморинского и Ильбокичского участков. Изучаемые скважины располагаются в пределах Оморинской фациальной зоны [5].

В результате проведенных исследований было установлено, что отложения пласта Б-VIII характеризуются цикличным строением, обусловленным чередованием обломочных пород различной размерности, которое осложняется прослоями ангидритов мощностью до 2 м. Особенности состава осадочных пород позволяют разделить изученный пласт на три мегациклита (Б-VIII^1, Б-VIII^2, Б-VIII^3), которые характеризуются различным литологическим составом пород. Нижняя часть пласта (мегациклит Б-VIII^1) характеризуются бимодальным строением – переслаиванием песчаников и аргиллитов, которые представлены в равных объемах. Установлено, что в восточном направлении резко снижаются доля ангидритовых слоев и линз, вертикальная неоднородность разреза и общая мощность мегациклита Б-VIII^1. При этом в пределах Оморинской площади фиксируется от трех до шести циклитов второго порядка, общей мощностью от 14 м до 20 м, в то время как в разрезах Ильбокичского участка данный фрагмент представлен не более чем двумя ритмами, общей мощностью от 4 м до 6 м. Центральная часть пласта (мегациклит Б-VIII^2) характеризуется

уменьшением размерности осадков, а ритмичность фиксируется периодической повторяемостью последовательности песчаник – алевролит – аргиллит с резко подчиненной ролью псаммитов. Строение и состав разрезов мегациклита Б-VIII^2 на изученных участках отличается слабо и выражается в увеличении роли алевритистых осадков на фоне общего снижения мощности от 20–30 м на Оморинской площади до 12–18 м в пределах Ильбокичской. Кроме того, в пределах Ильбокичской площади в составе мегациклитов мегациклит Б-VIII^1 и Б-VIII^2 полностью выклиниваются прослои мономинеральных ангидритов. Верхняя часть пласта (мегациклит Б-VIII^3), по своему строению сопоставима с мегациклитом представляет собой переслаивание аргиллитов и песчаников, его характерной особенностью является повышенная мощность песчаных тел в основании разреза. Латеральная неоднородность пласта выражается в усилении роли псаммитовой составляющей на фоне увеличения мощности от 4–17 м до 13–22 м в восточном направлении. При этом в одном из разрезов Оморинской площади в кровле мегациклита Б-VIII^3 установлены доломиты.

Помимо мономинеральных ангидритов и доломитов все терригенные породы изученного разреза в разной степени минерализованы наложенными сульфатами, карбонатами и галоидами. Установленная последовательность минералообразования: доломит → кальцит → ангидрит ± магнезит → галит, указывает на их формирование в результате поступательного эвапоритового пресыщения бассейна [4]. Подавляющее большинство установленных минеральных ассоциаций характеризуются наличием ангидрита и/или доломита что позволяет рассматривать их в качестве индикаторов вертикальной и латеральной минералогической зональности. Характер распределения их в изученных разрезах Оморинской площади демонстрирует ритмичную смену минеральных ассоциаций с участием ангидрита → ангидрита и доломита → доломита, которые подчеркивают трансгрессивный характер ритмичности. В тоже время в восточном направлении (Ильбокичская площадь) устанавливается обратная вертикальная зональность, фиксирующая регрессивный режим седиментации.

Рассматривая характер распределения терригенного материала как гидродинамический индикатор среды, а минеральную эвапоритовую зональность в качестве показателя режима седиментации, предполагается что формирование осадков в пределах Оморинской площади носит прогрессивный характер и выражается в следующей смене палеогеографических обстановок: литоральная (Б-VIII^1) → прибрежноморские (Б-VIII^2) → забаровая лагуна (Б-VIII^3). В пределах Ильбокиской площади наблюдается следующая смена палеогеографических обстановок: баровая (Б-VIII^1) → забаровые, прибрежноморские (Б-VIII^2) → забаровая лагуна (Б-VIII^3).

Работы проводилась в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета, при поддержке Министерства Образования и Науки РФ.

[1] Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра. 1981. 552 с.

[2] Мельников Н.В. Рифей и венд Сибирской платформы и его складчатого обрамления. Новосибирск: Гео. 2005. 428 с.

[3] Мельников Н.В., Филипцов Ю.А., и др. Перспективы нефтегазоносности Чуньского рифей-вендского осадочного бассейна на западе Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 235–243.

[4] Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир. 1990. Т. 1. 352 с., ил.

[5] Решение рабочего совещания «Стратиграфия и нефтегазоносность венда - верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы» // Стратиграфия и нефтегазоносность венда-верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Красноярск: КНИИГиМС. 2001.

ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Мамедов О.Н.[2], Буй А.А.[2], Ковешников А.Е.[1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, tomsk@ignq.tsc.ru
[2] Томск, Томский политехнический университет

Возможный прирост в ближайшие годы запасов нефти и газа в Западно-Сибирском регионе во многом связан с доюрскими образованиями, среди которых нами [1, 2] установлено широкое развитие пород-коллекторов гидротермально-метасоматического трещинного генезиса, приуроченных к карбонатным платформам, представленным известняками или доломитами.

На территории Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) в основании доюрского комплекса отложений бурением вскрыты вендские образования, представленные доломитами, сменяемыми вверх по разрезу комплексом отложений, представляющих профиль от мелководья к относительно глубоководным образованиям. С востока на запад это: известняки с прослоями терригенных пород (райгинская свита), далее мелководные доломиты карбонатной платформы (вездеходная толща), далее – относительно глубоководными известняки с прослоями аргиллитов или аргиллиты (чкаловская толща).

Эта карбонатная платформа продолжила свое существование в раннем кембрии [3]. На территории ЗСГ в пределах **Вездеходного** СФР установлены образования вездеходной толщи (V_2-$Є_1$tn) мощностью около 200 м, представленные доломитами, строматолитами, доломитизированными аргиллитами с линзами туфопесчаников и телами андезитов.

В пределах **Тыйского** СФР кембрийский разрез слагают (снизу вверх). Тыйский тип разреза[4] – толща ($Є_1$t-$Є_1$at) глинистых доломитов, ангидритистых доломитов, известняков, пластов соли мощностью около 1100 м; толща ($Є_1$at-$Є_2$am) ангидритовых доломитов с прослоями известняков, буроватых алевролитов, мощностью около 1200 м; елогуйская толща ($Є_2$m-$Є_3$br) алевролитов серых с красновато-коричневым и зеленовато-серым оттенком с прослоями аргиллитов, известняков, аргиллитов, комковатых мергелей, мощностью более 965 м. Образования кембрия в пределах **Тевризского** СФР представлены калачинской толщей ($Є_3$as-O_1a) метаморфизованных глинистых пород (более 65 м). На территории **Ермаковского** СФР отложения кембрия представлены образованиями **елогуйской** толщи серых доломитизированных известняков, доломитов, красноцветных известковистых аргиллитов, мощностью более 600 м.

На территории **Вездеходного** СФР в районе скважин Восток-3 и Восток-1 [4, 5] кембрийский разрез подразделен на свиты (снизу вверх): чурбигинская ($Є_{1-2}$), пайдугинская ($Є_{1-2}$), пуджелгинская ($Є_2$), поделгинская ($Є_2$), кондесская ($Є_3$), шеделгинская ($Є_3$), пыжинская ($Є_3$) [5. 6]. Образования чурбигинской свиты ($Є_1$chr), (интервал 3870–3660 м) согласно перекрывают отложения райгинской свиты вендского возраста. Это микритовые известняки, чередующиеся с темными пиритсодержащими глинисто-карбонатными породами, перекрытыми микритовыми нодулярными известняками, переслаивающимися с глинистыми породами. Пайдугинскую свиту ($Є_1$pd) слагают карбонатно-глинисто-кремнистые породы с высоким содержанием углеродистого вещества, с пиритом и прослоями силицитов.

Лемокский тип разреза по скважине Восток-4 представлен образованиями оксымской, тыйской, аверинской, кольчумской и эвенкийской свит [6] карбонатно-терригенного состава.

В пределах **Нюрольского** СФР установлен раннекембрийский возраст отложений чкаловской толщи (Чкаловские скважины 9 и 210), которая представлена черными сланцами, переходящими по простиранию в переслаивание черных сланцев и известняков или в переслаивание черных и светло-серых известняков. На отдельных участках территории Чкаловской площади (скважина 2) накапливались доломиты и доломитовые известняки – аналог вездеходной толщи.

В среднем и верхнем кембрии картина осадконакопления значительно изменяется. В районе **Вездеходного** СФР предположительно накапливаются песчаники красноцветные, алевролиты, гравелиты, глинистые породы, в дальнейшем преобразованные в глинистые сланцы, пестроцветные известняки, комковатые мергели, доломиты. Их возраст установлен как одровикский, но нижняя возрастная граница этих образований вполне могла относиться к кембрию. На этот вывод наводит нахождение аналогичных красноцветных отложений средне-позднекембрийского возраста в пределах **Вездеходного** и **Ермаковского** СФР, предположительно **Нюрольского** СФР. На север они переходят в алевролиты серые с красноватым или зеленовато-серым оттенком и с прослоями аргиллитов, известняков, доломитов и комковатых мергелей **Тыйского** СФР, а на запад (**Нюрольский** СФР) сменяются темно-серыми с буроватым оттенком аргиллитами с прослоями алевролитов, буроватых песчаников кварцевых глинистых. Западнее, в пределах **Тевризского** СФР установлены метаморфизованные глинистые породы верхнего кембрия.

Карбонатонакопление в среднем и верхнем кембрии установлено в северо-восточной части ЗСГ, где на территории **Ермаковского** СФР, где бурением вскрыты доломиты, известняки, терригенные красноцветные породы (красноцветные известковистые аргиллиты **елогуйской** толщи **Ермаковского** СФР). В пределах **Тыйского** СФР установлены алевролиты с прослоями аргиллитов, известняков, доломитов, мергелей. На территории **Вездеходного** СФР – отложения **жигаловской** толщи, представленные терригенными породами, содержащими известняки, мергели и доломиты.

Таким образом, формирование карбонатной платформы в верхнем кембрии возможно только в северо-восточной части ЗСГ (Ермаковский СФР), и, возможно западнее, в пределах Нюрольского и Варьеганского СФР.

На основании выше изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Установлено существование карбонатной платформы в раннем кембрии в юго-восточной части ЗСГ.
2. В среднем и верхнем кембрии на территории центральной и восточной частей ЗСГ существовали участки суши и накапливались красноцветные терригенные отложения. Карбонатная платформа могла формироваться в северо-восточной части ЗСГ в виде небольших участков.

[1] Ковешников А.Е. Формирование пород-коллекторов в доюрских карбонатных отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 138-142.

[2] Ковешников А.Е. Месторождения нефти и газа трещинно-метасоматического генезиса в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322. № 1. С. 105-110.

[3] Ковешников А.Е., Конторович В.А., Макаренко С.Н. и др. Литология и особенности формирования кембрийских отложений в юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия томского политехнического университета. Т. 324. №1. Науки о Земле. 2014 г. С. 23-31.

[4] Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины (под ред. В.И. Краснова). Новосибирск: СНИИГГИМС. 1999. 80 с.

[5] Конторович А.Э. и др. Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) [Томская область и перспективы нефтегазоносности] // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1119-1128.

[6] Конторович А.Э. и др. Разрез кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10.С. 1273-1284.

О ВОЗРАСТЕ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Маркова П.А., Потапов И.Л.

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
polina.kolesnik@bk.ru

В официально утвержденных стратиграфических схемах в основании разреза верхнего докембрия Приполярного Урала, как и в более южных районах Уральского региона, выделяются нижнерифейские отложения [1]. Здесь к нижнему рифею отнесены маньхобеинская и щокурьинская свиты, которые обрамляют няртинский метаморфический комплекс раннепротерозойского возраста. Выше залегают отложения пуйвинской свиты среднего рифея. К верхнему рифею относятся хобеинская, мороинская (санаизская) и саблегорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста.

Вместе с тем, в результате выполненных в 80–90-е годы на Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория геологических съемок масштаба 1:50000 и более поздних работ по подготовке к изданию карт масштаба 1:200000, а также различных тематических исследований возник ряд вопросов геологии района, особенно в части обоснованности выделения принятых стратиграфических подразделений протерозоя. Прежде всего, это касается нижней части докембрийского разреза, охватывающего возрастной интервал ранний протерозой–средний рифей (табл. 1).

Таблица 1. Составление стратиграфических схем докембрия-кембрия Приполярного Урала.

Акротема	Зонотема	Эратема	Система	Стратиграфические подразделения докембрия-кембрия					
				По К.А Львову (1959)	По М.В. Фишману (1963)	Принятое на Ур. межвед. совещаниях (1977, 1994 гг. По Л.Т. Беляковой)	По А.М. Пыстину и др. (1986 г.)	По О.А. Кондиайну и др. (2001 г.)	По В.Н. Иванову и др. (2002 г.)
	Фанерозойская	Палеозойская	Кембрийская	Ошизская, пуйвинская, щокурьинская, хобеинская и маньинская свиты					
Протерозойская	Верхний протерозой		Венд	Шатмагинская свита	-	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.	Лаптопайская св.
		Верхний рифей			Маньинская и хобеинская свиты	Саблегорская, санаизская, хобеинская свиты	Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты	Патокская серия (саблегорская, мороинская, хобеинская свиты) Пуйвинская свита	Саблегорская, мороинская, хобеинская свиты
		Средний рифей			Щокурьинская, пуйвинская, ошизская свиты	Пуйвинская (с ошизской толщей в низах свиты)	Пуйвинская свита	Парнукская серия (щокурьинская, маньхобеинская свиты)	Пуйвинская, щокурьинская, маньхобеинская свиты
		Нижний рифей				Щокурьинская, маньхобеинская свиты (выделена из состава николайшорской свиты)	Щокурьинская свита	-	Няртинская свита
	Нижний протерозой				Николайшорская свита	Няртинская свита	Няртинский комплекс	Няртинская серия: яроташорская и няртаюсская свиты	-

В настоящее время нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют разные представления о возрасте пород щокурьинской свиты, а так же есть сомнения и в возрасте пуйвинской свиты [2–6]. Связано это с тем, что доверхнерифейские отложения рассматриваемого района практически не содержат фаунистических остатков. Имеющиеся геохронологические данные также пока немногочисленны.

Неопределенность в оценке возраста древнейших образований Приполярного Урала и их стратиграфического расчленения порождает ряд вопросов, в т.ч. общеуральского значения [7]. Важнейший из них – какой возраст имеют базальные отложения позднего докембрия на Приполярном Урале: раннерифейский, как в стратотипе рифея на Южном Урале в Башкирском антиклинории [1], или среднерифейский, если щокурьинская свита относится к нижнему протерозою, а маньхобеинская свита как самостоятельное подразделение не существует [4], или позднерифейский, если отложения пуйвинской свиты имеют позднерифейский возраст [2].

Авторы доклада также не располагают прямыми данными о возрасте проблематичных образований на границе нижнего и верхнего докембрия Приполярного Урала [8]. Но ряд косвенных признаков: сравнительный анализ метаморфизма пород, их структурных особенностей, а также состава и морфологических признаков акцессорных минералов дают основание для определенных выводов об их стратиграфической позиции. Наиболее предпочтительным представляется вывод о принадлежности пород маньхобеинской и щокурьинской свит к нижнему протерозою. Следовательно, базальные отложения верхнего докембрия в этом районе представлены пуйвинской свитой, в основании которой залегают кварцито-песчаники и слюдисто-кварцевые сланцы ошизской толщи. В утвержденной схеме стратиграфии [1] пуйвинская свита относится к среднему рифею. Однако следует отметить, что возраст пуйвинской свиты не имеет надежного обоснования. Не исключено, что эти отложения имеют позднерифейский возраст, как это считает О.А. Кондиайн и его соавторы [2] на основании литологического сходства пуйвинской свиты с верхнерифейской вёлсовской свитой.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

[1] Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург. 1994.

[2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-40, 41. Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 342 с.+ 8 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).

[3] Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии / Под ред. Боголепова К. В., Вотах О. А. Новосибирск: Наука. 1978. 320 с.

[4] Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минерагения / Пыстин А.М, Махлаев Л.В., Антошкина А.И. и др. Сыктывкар: Геопринт. 2008. 234 с.

[5] Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

[6] Юдович Я. Э., Терешко В. В., Гареев Э. З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород Севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1988. С. 107–114.

[7] Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера, 2014. № 3. С. 41–50.

[8] Колесник (Маркова) П. А., Бушенев А. А. Взаимоотношения нижне- и верхнепротерозойских образований на Приполярной Урале: история исследований и современное состояние проблемы // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России». Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 13–16.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Нестерова А.С.[2], Речинская В.И.[2], Ковешников А.Е[1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, tomsk@igng.tsc.ru
[2] Томск, Томский политехнический университет

В пределах Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) перспективными, но мало изученными объектами для обнаружения месторождений нефти и газа являются доюрские отложения. Доюрский разрез начинается вендскими образованиями, которые на территории ЗСГ до настоящего времени установлены бурением в ее юго-восточной части.

Вендские отложения, установленные в пределах Вездеходного СФР представлены двумя типами разреза: **Вездеходным** (скважины Вездеходной площади) и **Востоковским** (скважины Восток-1, Восток-3); а на территории Нюрольского СФР **Чкаловским** типом разреза (скважины Чкаловской площади).

В пределах **Вездеходного** типа разреза установлена **вездеходная толща** V_2-$Є_{1-2}$, сложенная светло-серыми доломитами, строматолитами, доломитизированными аргиллитами, линзами и телами туфопесчаников и андезитов. Типовой разрез толщи выделен по скважине Вездеходная 3 (интервал 3865-3085 м, мощность – 780 м). **Востоковский** тип разреза представлен по скважине Восток-3 [1], где были выделены стратотипы свит (снизу вверх): пойгинская, котоджинская и райгинская свиты.

Пойгинскую свиту V_2pg (интервал 5002-4582 м, видимая мощность 420 м) слагают серые неравномерно перекристаллизованные доломиты с признаками реликтовых пластово-строматолитовых, доларенитовых, пелитоморфных разностей. Нижняя граница проведена по геофизическим данным условно ниже забоя скважины. Возраст – венд.

Котоджинскую свиту V_2kt (интервал 4582-4191 м, видимая мощность 391 м) слагают темно-серые, серые, светло-серые доломиты, с преобладанием переслаивающихся доларенитов (песчаников доломитового состава) и слабо перекристаллизованные доломиты. В виде примеси присутствует алюмосиликокластика пелитовой и алевритовой размерности (кварц, мусковит), а также редкие прослойки кремней, по сравнении с нижележащими образованиями повышено содержание примеси органического вещества. По шлифам определены остатки рода Namacalathus.

Райгинская свита V_2rg (интервал 4191-3870 м, видимая мощность 321 м) по данным ГИС подразделена на [13] четыре крупных циклита (мощностью до 95-130 м). В нижней части свиты установлены обломочными известняками, содержащими прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов, которые вверх по разрезу переходят в тонкообломочные известняки. Установлено наличие градационной, косой, параллельной и линзовидной слоистости. Из трех выделенных подсвит в породах нижней определены Namacalathus, в средней - микрофитолиты, в верхней – фауны не обнаружено. Средняя подсвита соответствует образованиям поздневендского, котлинского возраста. Установленные по скважине Восток-3 скелетные остатки Namacalathus позволяют говорить о поздневендском возрасте отложений как котоджинской, так и райгинской свит.

Таким образом, в **Востоковском** типе разреза строматолитовые доломиты пойгинской свиты, вверх по разрезу сменяются доломитами с остатками Namacalathus котоджинской свиты. Завещается разрез венда известняками с прослоями терригенных пород райгинской свиты (циклического строения).

В **Чкаловском** типе разреза возрастной аналог пойгинской свиты пока не установлен. Аналоги **котоджинской** свиты вскрыты Чкаловскими скважинами: 4 (3067-6045 м), 17 (3081-3028 м), 501 (3300-2938 м), 26 (3100-2987 м). Нижняя граница толщи бурением не установлена, верхняя вскрыта в скважине 26. Установлено развитие доломитовых пород с прослоями доломитовых брекчий. Развиты известняки черные, кремнисто-доломитовые породы и кремнисто-глинистых образования по измененным магматическим породам.

Если в пределах **Вездеходного** СФР породы котоджинской свиты перекрыты образованиями райгинской свиты, преимущественно известнякового состава с прослоями терригенных пород (ритмичность колебательных движений), то на территории **Нюрольского** СФР аналогом райгинской свиты является самостоятельное образование, сложенное известняками с прослоями черных аргиллитов или аргиллитами с телами измененных магматических пород, в настоящее время представленных кремнисто-глинистой породой и прослоями доломитовой брекчии в подошве толщи.

Данные отложения нами в [2] было предложено именовать **чкаловской** толщей. Образования, относимые нами к чкаловской толще установлены в скважинах 10 (3165-2940 м), и, предположительно в скважинах 26 (2977-2917 м), 2 (3008-2963 м), 210 (3022-3014 м), 9 (3250-3112 м). Органические остатки установлены в скважине 10 (интервал 3165-3160 и 2980-2940 м, фауна Korilophyton sp). Чкаловская толща, так же как и райгинская, характеризуется ритмическим строением, которая выражается (Чкаловская 10) в чередовании прослоев известняков (2-8 м) и аргиллитов (3-14 м). Толщу слагают преимущественно черные глинистые породы (скважины 9 и 210), с прослоями доломитов и доломитовой брекчии в приподошвенной части (или это переходная зона), или переслаиванием черных аргиллитов и известняков черных (скважина 10), а на относительно мелководных участках наблюдается переход к чередованию черного и светлого известняка (скважина 2).

Таким образом, для конца венда установлен профиль широтного направления. С востока на запад установлены: **райгинская** свита (скважина Восток-3); далее на запад **вездеходная** толща (скважины 3, 4 Вездеходной площади); к западу от образований вездеходной толщи установлены отложения **чкаловской** толщи (Чк-10, Чк-26, Чк-210, Чк-2, Чк-9), Породы **чкаловской** толщи представлены известняками и аргиллитами, переходящими в аргиллиты, с прослоями доломитовых брекчий в подошве толщи.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. В вендских образованиях юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы установлено развитие образований карбонатной платформы.
2. Отложения венда первоначально сформировали профиль широтного направления с востока известняки с прослоями терригенных пород (прибрежная зона) сменяются на запад накоплением карбонатных образований типа карбонатной платформы зоны мелководья; и далее на запад установлены глинистые и глинисто-известковые образования зоны перехода к шельфу.
3. При продолжении буровых работ предполагается установление образований карбонатной платформы вендского возраста в восточной и северо-восточной частях Западно-Сибирской геосинеклизы к северо-востоку от уже установленных.

[1] Варламов А.И. [и др.] Венд приенисейской части Западно–Сибирского мегабассейна: стратиграфия, обстановки осадконакопления (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: материалы Всерос. науч. конф. с участием иностр. Ученых, Тюмень. Новосибирск. 2008. С. 41-44.

[2] Ковешников А.Е., Конторович В.А., Макаренко С.Н. и др. Литология и особенности формирования вендских отложений в юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия томского политехнического университета. Т. 324. №1. Науки о Земле. 2014. С. 23-31.

РЕЧКИНСКАЯ И ДУРНОМЫССКАЯ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА

Прохорова М.А.

Красноярск, ОАО «Красноярскгеолсъемка»,
maha_xxxxx@mail.ru

В разрезе рифея Туруханского района выделяют до 11 свит: из них стрельногорскую (безыменская), гремячинскую, линок, сухотунгусскую свиты датируют средним рифеем, деревнинскую, нижнетунгусскую (буровой), шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую свиты – поздним рифеем.

Положение речкинской и дурномысской свит много лет вызывает споры. По мнению одних авторов они являются самостоятельными подразделениями [3–5], другие авторы сравнивают их с более древними свитами и таким образом исключают из стратиграфических схем [1, 2]. Последняя точка зрения отражена в Региональной стратиграфической схеме рифейских отложений западной части Сибирской платформы, утвержденной в 2013 году МСК России (авт. Б.Г.Краевский) (в печ.).

В полевой период 2014 года в рамках темы по составлению карты масштаба 1:1000000 (третье поколение) листа Q-45 (отв. исп. А.С.Варганов) проведено доизучение разреза рифея по р. Нижняя Тунгуска. Полученные данные по речкинской и дурномысской свитам, а также сравнение их с подстилающими отложениями изложены ниже.

Речкинская свита выделена в 1955 году Г.И. Кириченко. Отложения свиты обнажаются в приустьевой части р. Нижняя Тунгуска в стратотипе (ниже устья Маркелова ручья) и в противоположном борту реки (выше урочища Белый Камень) (рис. 1). От выходов туруханской свиты они отделены задернованным участком.

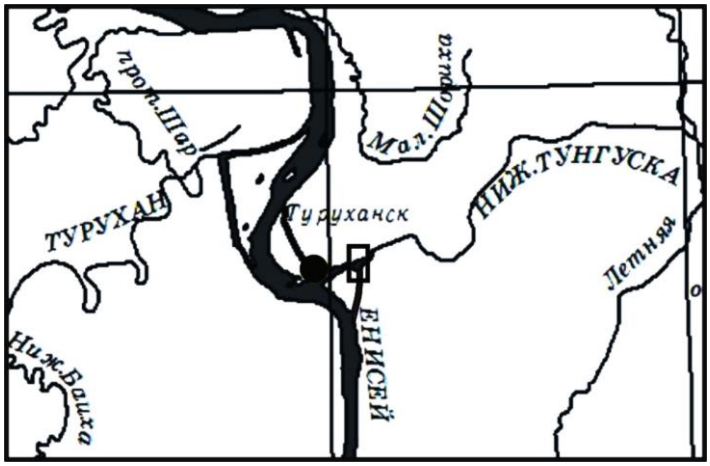


Рис. 1. Местонахождение речкинской и дурномысской свит.

Свита сложена преимущественно доломитами и известковыми доломитами с прослоями известняков и редкими маломощными прослоями бурых алевролитов. Доломитовые породы имеют серый цвет разной интенсивности и представлены в основном двумя разновидностями: одни содержат столбчатые строматолиты, для других характерно присутствие микрофитолитов и обломочное строение. Небольшие обломки в последних сложены доломитами. Породы плитчатые и слоистые.

Известняки хорошо выделяются на фоне белесых на поверхности доломитов своим темным цветом и, часто, более тонкой плитчатостью и тонкой слоистостью. Они содержат прослои, характеризующиеся обломочным строением, присутствием скоплений микрофитолитов, а также отдельных столбиков строматолитов. Известняки, полностью заполненные строматолитами, редки.

Наблюдаются случаи взаимозамещения известняков и доломитов.

В стратотипе мощность свиты составляет не менее 12 м, во втором разрезе – 53 м.

Дурномысская свита выделена А.Г. Вологдиным в 1938 году. Стратотипом считается ее разрез в урочище Дурной мыс на правом берегу р. Ниж. Тунгуска. Свита распространена там же, где речкинская свита, и непосредственно ее перекрывает. Согласный контакт свит наблюдается выше мыса, он хорошо обнажен и доступен для изучения. По левому берегу контакт на протяжении 19 м задернован – не исключено, что здесь проходит дизъюнктив.

Дурномысская свита представлена монотонной толщей пестроцветных строматолитовых доломитов. Доломиты светло-серые, обычно с розовым или кремовым, иногда желтоватым оттенком, толстоплитчатые. Столбчатые строматолиты полностью слагают породу. Часты небольшие жеоды доломита с розовыми оторочками. Мощность 168 м.

Обычно речкинскую и дурномысскую свиты сравнивают с шорихинской и нижнетунгусской свитами, разрезы которых расположены выше по течению реки.

Строматолитовые доломиты дурномысской свиты действительно похожи на таковые средней части шорихинской свиты. И хотя сходные доломиты (пестроцветные, со столбчатыми строматолитами) присутствуют в туруханской и деревнинской свитах, только в этих двух подразделениях они имеют жеоды доломита с розовыми оторочками. Однако в шорихинской свите, в отличие от дурномысской, строматолитовые доломиты не создают сплошных скоплений значительной мощности: они встречаются в переслаивании с пачками слоистых доломитов и доломитов обломочного строения. Второе существенное отличие заключается в составе подстилающих эти доломиты отложений. В шорихинской свите непосредственно ниже доломитов, с которыми ведется сравнение, располагаются доломиты без строматолитов, в то время как дурномысская свита подстилается толщей доломитов (в том числе и содержащих строматолиты) с прослоями темно-серых известняков, т.е. речкинской свитой.

В отношении сравнения речкинской и нижнетунгусской свиты можно отметить отличия и во внешнем облике пород и их последовательности в разрезе. К тому же один из характерных признаков этого подразделения – обилие своеобразных выделений («червячная», «бурундучная» и др. текстуры) вторичного доломита, не обнаружен в дурномысской и речкинской свитах.

По мнению автора, исключение из региональной схемы района речкинской и дурномысской свит было недостаточно обоснованным и преждевременным.

[1] Козлов Г.В., Вотах О.А., Александров В.С. Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука. 1988. С. 9–51.

[2] Комар В.А., Серебряков С.Н. К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия // Докл. АН СССР. 1969.Т. 189. № 6. С. 1321–1324.

[3] Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: изд-во СО РАН. 2009. 148 с.

[4] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, часть I (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС. 1983. 215 с.

[5] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: изд-во «Гео». 2005. 428 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Речинская В.И.[2], Нестерова А.С.[2], Ковешников А.Е[1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, tomsk@igng.tsc.ru
[2] Томск, Томский политехнический университет

В [1] нами показано, что в доюрском комплексе Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) породы-коллекторы и месторождений нефти и газа в значительной степени приурочены к образованиям карбонатных платформ. Рассмотрению наличия таких образований в отложениях силурийского комплекса посвящена данная статья.

Отложения силурийской системы на территории ЗСГ [2] развиты в пределах Тагильского, Березово-Сартыньинского, Шеркалинского, Тюменского, Варьеганского, Нюрольского, Вездеходного СФР. На территории **Тагильского** СФР в нижнем и лудловском ярусе верхнего силура закончилось формирование толщи **(O_1t-S_2ld)** базальтов, туфоконгломератов, кремнистых сланцев с линзами известняков (мощность около 1500 м). В пржидольском ярусе верхнего силура формировались отложения толщи **(S_2p)** трахибазальтов и их туфов, конгломератов, сланцев, известняков (мощность более 50 м). На территории **Березово-Сартыньинского** СФР в силуре завершилось формирование ахтынтурской толщи **(O_1t-S_2p)** ордовикско-силурийского возраста выполненной яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, с фауной радиолярий (мощность 150 м).

На территории **Шеркалинского** СФР отложения нижнего силура представлены филипповской толщей **(O_1t-S_1v)**, ордовикско-раннесилурийского возраста серых, зеленовато-серых глинистых, кремнисто-углистых сланцев с метаморфизованными конгломерато-гравелитами, кварцитовидными песчаниками (мощность более 500 м). В верхнем силуре, после перерыва в лудлове сформировались образования ловинской толщи **(S_2p-D_2ef)** верхнесилурийско-среднедевонского возраста кремнисто-глинистых сланцев, мраморизованных известняков, афировых базальтов, эффузивов и их туфов. Силурийские отложения на территории **Тюменского** СФР представлены заозерной толщей **(S_1l-S_2p)** песчаников, светло-серых аргиллитов, тонкоритмичных мергелей (мощность 500 м).

На территории **Варьеганского** СФР отложения силура представлены (снизу вверх): ларинской толщей **(S_1l-S_1v)** раннесилурийского возраста известняков, аргиллитов, песчаников (мощность более 350 м). Отложения среднего силура здесь не установлены, и в пржидольском веке верхнего силура формируется толща **(S_2p-D_1p)** позднесилурийско-раннедевонского возраста черных глинистых сланцев и известняков (суммарная мощность более 100 м). В пределах **Нюрольского** СФР отложения силура представлены образованиями бассейнового и рифогенно-аккумулятивного комплексов. Бассейновый комплекс слагают (снизу вверх): большеичская свита **(S_2ld-S_2p)** витрокластических туфов, андезитов, базальтов (лудловский ярус верхнего силура, мощность более 208 м); майзасская свита **(S_2p)** известняков, голубоватых мергелей, туфов, эффузивов (мощность около 200 м). Отложения рифогенно-аккумулятивного комплекса представлены межовской свитой **(S_2ld-S_2p)** белых доломитизированных известняков, доломитов (мощность около 380 м). В пределах Вездеходного СФР силур представлен лымбельской толщей **(S_1l-S_2p)** темно-серых и вишнево-красных аргиллитов, мергелей, глинистых и глобоидных известняков (мощность около 150 м).

Итак, на территории ЗСГ в нижнем силуре в западной части существовали размываемые острова с ареалами терригенных пород и с очагами вулканической деятельности (лавы базальтов, андезитов), с накоплением на участках морского дна известняков, мергелей, а в депрессионных зонах с накоплением кремнисто-глинистых отложений.

В центральной части ЗСГ (территория Варьеганского, Нюрольского и Вездеходного СФР) формировались известняки, аргиллиты, песчаники в пределах Варьеганского СФР, южнее известняками доломитизированными с прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников (Нюрольский СФР), в восточном направлении на территории Вездеходного СФР накапливались образования лымбельская свита, сложенная темно-серыми и вишнево-красными аргиллитамии глобоидными известняками. Красноцветность аргиллитов, вероятно, соответствует каким-то размываемым участкам. К северу, в пределах Ермаковского СФР установлено развитие аргиллитов и туфов. Образования, которые можно рассматривать как карбонатную платформу, сформировались в пределах Новопортовского СФР.

В верхнем силуре в западной и юго-восточной частях ЗСГ картина формирования осадков не изменилась. Зона формирования образований карбонатной платформы представлена полосой северо-западного простирания, протягивающейся от Бованенковского и Новопортовского СФР до Нюрольского СФР в юго-восточном направлении. В пределах Нюрольского СФР формируются известняки доломитизированные и доломиты межовской свиты - образования карбонатной платформы, параллельно изливаются лавы основного и среднего состава, извергаются витрокластические туфы, на части территории закладываются впадины, в которых накапливаются отложения майзасской свиты верхнего силура, сложенными известняками и мергелями.

В пределах Варьеганского СФР формируется толща, сложенная черными глинистыми сланцами и известняками, это относительно более глубоководные, чем на территории Нюрольского СФР условия, излияния лав и накопление туфов отсутствуют. На территории Новопортовского СФР продолжилось накопление доломитов и доломитизированных известняков.

Выводы

1. В силурийский период на территории ЗСГ карбонатные платформы существовали на ограниченной площади в северной и северо-восточной, центральной и южной частях территории геосинеклизы. В западной части ЗСГ установлено кремненакопление, сформированные отложения при соответствующей гидротермальной проработке также могут формировать породы-коллекторы.

2. В среднем и верхнем силуре карбонатные платформы карбонатонакопление осуществлялось в центральной части ЗСГ в виде полосы северо-западного простирания, при сохранившемся участке кремненакопления в западной части ЗСГ.

[1] Ковешников А.Е. Влияние герцинского складкообразования на сохранность палеозойских образований Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического универститета. 2013. Т. 323. № 1. С. 148-151.

[2] Решения межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины (под ред. В.И. Краснова). Новосибирск. 1999. 80 с.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ МИССИССИППСКИХ МШАНОК ЕВРАЗИИ

Толоконникова З.А.

Краснодар, Кубанский государственный университет,
zalatoi@yandex.ru

Каменноугольные отложения Евразии содержат разнообразные мшанки. История их изучения начинается с 18 века, но до настоящего времени число охарактеризованных мшанками регионов в пределах самого большого современного континента планеты не многим более двух десятков. Целью данного сообщения является анализ палеобиогеографии турнейско-визейских мшанок (миссиссиппий, нижний карбон) Евразии. Основой для анализа послужили опубликованные и авторские данные.

В турнейско-визейских отложениях Евразии известно около 870 видов из 180 родов. Они описаны из 23 районов распространения. Во многих работах предыдущих столетий стратиграфическое распространение видовых таксонов указано в объеме ярусов. Это обусловило рассмотрение палеобиогеографии мшанок по следующим временным интервалам: раннее турне, позднее турне, нерасчлененное турне, раннее визе, позднее визе, нерасчлененное визе.

Последовательно сменяющиеся мшанковые комплексы выделены в нижнекаменноугольных отложениях Казахстана, Монголии, Восточного Забайкалья и Кузнецкого бассейна [1–3, 6–10]. Мшанки раннетурнейского возраста обнаружены помимо перечисленных выше территории на Русской платформе, Южном Урале и Нахичевани. Во второй половине турнейского века мшанки из Русской платформы и Южного Урала не известны. В это время появляются новые районы обитания - Курганская область и Ирландия. В нерасчлененных турнейских отложениях Евразии мшанки известны в Донецком бассейне, Польше, Китае и Германии [2, 12, 13]. В нерасчлененных турне-визейских отложениях находки мшанок отмечены на территории Бельгии, Афганистана, Великобритании, Ирландии [18].

В ранневизейское время представители исследуемой группы фоссилий существовали на территории Казахстана, Кузнецкого бассейна, Забайкалья, Монголии, Русской платформы, Курганской области, Узбекистана, Ирана [4]. Со второй половины визейского века мшанки известны на территории Казахстана, Монголии, Кузнцекого бассейна, Забайкалья, Японии, Испании, Северного Урала, Донецкого бассейна и Ирландии [2, 11, 14, 17]. В нерасчлененных визейских отложениях они отмечаются в Польше, Китае, Германии, Киргизии, Великобритании, Ирландии, Туркменистане, Афганистане и Северо-востоке РФ [5, 13, 15, 16, 18].

В турнейско-визейских отложениях Евразии было установлено 193 общих видов. Из них большинство общих с другими территориями таксонов обнаружено в Казахстане – 116 видов (60%). Несколько меньше – в Монголии – 60 видов (31%), Кузнецком бассейне и Восточном Забайкалье – 62 и 54 вида соответственно (32% и 28%), Узбекистане – 52 видов (27%). На долю Ирландии приходится 26 вида (13%), Германии и Курганской области по 25 и 29 видов соответственно (13% и 15%). Единичные общие виды характерны для Афганистана, Польши, Донецкого бассейна, Южного Урала, Японии. Вероятно, данный факт объясняется слабой изученностью этих территорий или высокой степенью эндемичности (в случае с Японией и Донецким бассейном).

В нижнетурнейских отложениях выявлено шесть общих видов, в верхнетурнейских – два. Для нерасчлененных турнейских отложений общими являются

11 видов. Таким образом, для турнейского века характерно 19 одинаковых видов, встречаемых в 2-3 сравнительно удаленных в современных координатах друг от друга регионах. Они могут быть использованы при датировке возраста самых древних отложений каменноугольной системы. В нижневизейских отложениях найдено 11 общих видов, в верхневизейских – 14 видов. В нерасчлененных визейских осадках насчитывается 32 общих вида. В целом для визейского века характерно 57 общих видов, распространенных в пределах 2–4 регионах.

Виды, известные в пяти-десяти районах Евразии обладают сравнительно большим стратиграфическим интервалом распространения от низов турне или даже фамена до серпуховского яруса включительно. Таких видов насчитывается 18. Возможно, необходима их ревизия и переизучение типового материала.

В результате анализа имеющихся в распоряжении данных были установлены следующие изменения внутри типа Bryozoa от начала турнейского века к концу визейского на территории Евразии:

- увеличение видового разнообразия мшанок в 1.1 раза и родового в 1.1 раза;
- расширение их мест обитания с 14 в турнейском веке до 22 в визейском;
- уменьшение эндемичности и расширение палеобиогеографических связей.

[1] Ариунчимэг Я. Палеозойские мшанки Монголии. Автореф. дис. на соиск. степ. докт. наук. М., 2010. 54 с.

[2] Дунаева Н.Н. Новые мшанки отряда Trepostomata из нижнего карбона Донецкого бассейна. Палеонтологический журнал. 1964. № 2. С. 39–44.

[3] Горюнова Р.В. Морфология, систематика и филогения мшанок отряда Rhabdomesida. М., Труды ПИН АН СССР. 1985. Т. 208. 152 с.

[4] Михно Н.М., Балакин Г.В. Фораминиферы и мшанки нижнего карбона Чаткальских гор. Ташкент, ФАН Узбекской ССР. 1975. 126 с.

[5] Морозова И.П. Каменноугольные мшанки северо-востока СССР. М., Труды ПИН АН СССР. Т. 188. 119 с.

[6] Нехорошев В.П. Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири. Ленинград: ВСЕГЕИ. 1956. 418 с.

[7] Никифорова А.И. Нижнекаменноугольные мшанки западной оконечности хребта Таласского Алатау (Тянь-Шань). Труды Ин-та Геол. УзССР. 1950. Вып. 5. Сб. 1. С. 90–157.

[8] Попеко Л.И. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука. 2000. 124 с.

[9] Тризна В.Б. Раннекаменноугольные мшанки Кузнецкой котловины. Л.: Госнаучтехиздат. 1958. 433 с.

[10] Троицкая Т.Д. Основные черты развития мшанок на границе девоне и карбона в Центральном Казахстане. Палеонтологический журнал, 1975. № 3. С. 54–69.

[11] Ernst, A., Rodriguez, S. Stenolaemate bryozoan fauna from the Mississippian of Guadiato Area, southwestern Spain. Spanish Journal of Palaeontology. 2013. V. 28 (2). P. 173–192.

[12] Lu Lin-Huang. Famennian-Tournaisian bryozoans of the Aergati Mt., NW Xinjiang. In: Palaeozoic fossils of northern Xinjiang, China. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Nanjing. 1999. P. 37–47, 142–186.

[13] Nekhoroshev V.P.. Die Bryozoen des deutschen Unterkarbons. Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt N. S. 1932. V. 141. 74 p.

[14] Sakagami S.. Lower Carboniferous Bryozoa from the Omi limestone, Japan. Part 2. Successiva descriptiona of Cryptostomata. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, 1963. V. 49. P. 15–24.

[15] Xia F.S. Carboniferous and Early Permian bryozoans from Xainza, northern Xizang. Bulletin Nanjing Institute of Geology and Palaeontology. 1986. V. 10 (8). P. 201–254.

[16] Yang K.C., Hu Z.X., Xia F. Bryozoans from Late Devonian and Early Carboniferous of Central Hunan. Palaeontologia Sinica, 1988. Vol. 174, New series B 23. 197 p.

[17] Wyse Jackson P.N. New fenestrate Bryozoa from the Carboniferous of country Fermanagh. Irish Journal of Earth Sciences. 1988. V. 9. P. 197–208.

[18] Wyse Jackson P N.. Bryozoa from the Lower Carboniferous (Viséan) of County Fermanagh, Ireland. Bulletin of the Natural History Museum (Geology). 1996. V. 52. P. 119–171.

УЛЬТРАСТРУКТУРА СТОЛБЧАТОГО СТРОМАТОЛИТА ЮРЮЗАНИЯ ИЗ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГА БЕРЁЗОВСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Троегубова И.Н.

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
ingatin82@mail.ru

Юго-Западная Якутия – нефтегазоносный регион. Здесь широко распространены рифейские, вендские и кембрийские отложения, представленные преимущественно карбонатными породами. В разрезах присутствуют слои и пачки известняков и доломитов, местами массивные, неясного генезиса. Органогенное их происхождение может быть установлено, если будут выявлены ультраструктуры заведомо органогенных (строматолитовых) и неясного генезиса известняков и доломитов. С этой целью изучены ультраструктуры строматолита юрюзания. В Юго-Западной Якутии открыты крупные и средние месторождения нефти и газа (Чаянда, Талакан, Средняя Ботуобия и другие). Промышленного значения залежи углеводородов приурочены ботуобинским песчаникам верхнего венда (Чаяндинское газоконденсатное месторождение) и осинским водорослевым известнякам нижнего кембрия (Талаканское нефтяное месторождение). Мощность карбонатных толщ позднего докембрия на юго-западе Якутии – несколько сот метров. В разрезах присутствуют потенциальные карбонатные коллекторы нефти и газа [1, 2], а также слои глинистых пород и плотных доломитов – возможных покрышек. Тем не менее, в позднедокембрийских карбонатных толщах региона не обнаружены крупные залежи. Одной из возможных причин является слабая изученность карбонатных отложений [1]. Таким образом, отработка приёмов установления в регионе в разрезах рифея и венда органогенных толщ – потенциальных карбонатных коллекторов нефти и газа имеет большое практическое значение.

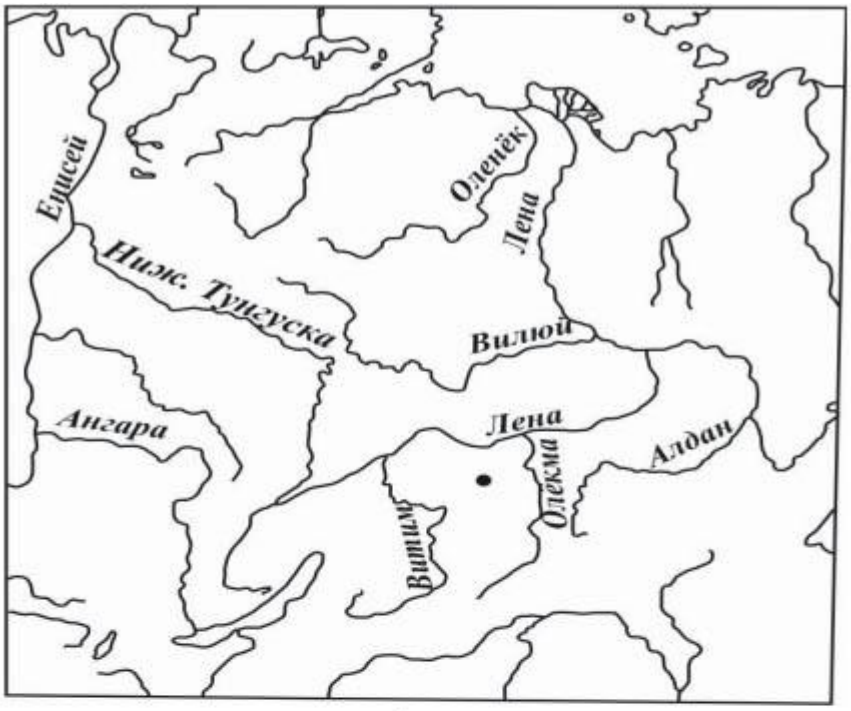
В порохтахской свите венда северо-западного склона Алданской антеклизы по р. Олёкма ранее были обнаружены столбчатые строматолиты юрюзания туруктахика (Jurusania tuructachica). Этот строматолит представляет собой ровные субцилиндрические столбики толщиной 0,5–2,0 см и высотой 8–15 см. Из образца юрюзания туруктахика взятого геологом А.А. Сурниным из бюкской (тинновской) свиты верхнего венда юга Берёзовского прогиба по р. Торго (бассейн р. Олёкма) выше д. Торго, было вырезано несколько участков, характеризующих столбики строматолита и вмещающую карбонатную породу. Для изучения на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM – 6480LV одни образцы были полированы и протравлены соляной кислотой, а другие просматривались без протравки.

В результате исследования выяснено, что ультраструктуры строматолита юрюзания туруктахика и вмещающих его пород отличаются друг от друга, ультраструктура вмещающих пород субкристалломорфная и кристалломорфно-глобулярная, а строматолитов кристалломорфная, глобулярная и колломорфная. Кристаллы имеют близкие размеры. Поверхность бугристая, натековидная, блоковая, редко гладкая (рис. 1).

Обнаружены карбонатные образования, похожие на органические остатки. Это удлиненные полые трубочки, разнообразные нити и округлые образования.

[1] Колосов П.Н. Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 49-56.

[2] Колосов П.Н. Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 43-49.



А

Б

Рис. 1. А – схематическая карта Западной Якутии. Место сбора образцов строматолитов юрюзания туруктахика на юге Берёзовского прогиба показано точкой; Б – столбчатый строматолит юрюзания туруктахика.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПАЛЕОПОЧВЫ ГОЛОЦЕНА ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО РЕГИОНА

Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г.

Ташкент, Узбекистан, Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, stelmakhag@rambler.ru

В течение голоцена (10-12 тыс. лет) природно-климатические условия Узбекистана были сравнительно однообразны. Почвоведы и геоморфологи по почвенно-литологическим реликтам в первой половине голоцена находят признаки увлажнения и потепления. Во второй половине голоцена произошли литологические изменения, связанные с наступлением аридных и прохладных условий на общем сухом континентальном фоне.

В литологическом отношении в голоцене отлагались карбонатные, местами засоленные, пылеватые наносы, которые повсеместно кажутся одинаковыми. Однако, в лёссовидных отложениях гор, предгорий и в пределах равнин Узбекистана встречаются палеопочвы раннего и среднего голоцена [1].

Голоценовые мелкоземистые отложения наиболее широко распространены в предгорной равнине и на речных голоценовых террасах. Отложения этих террас часто слоистые, различны по литологии, содержат глинистые и гипсовые прослойки, носят следы гидроморфизма, выразившегося в образовании ржавых и бурых пятен, переслаивающихся бурых, розоватых, темноокрашенных слоев. Общая мощность мелкоземнистых отложений 2-5 м, часто они залегают на песчано-галечниковом основании. На отложениях голоценовых террас сформировано несколько горизонтов палеопочв со слабо выраженными генетическими горизонтами. Палеопочвы среднесуглинистого механического состава с частыми включениями легких суглинков и песка. Почвенная структура почти не выражена, цвет палево-серый со следами гидроморфизма. На более высоких террасах равнин часто прослеживаются два горизонта палеопочв. В низкогорных и среднегорных пространствах палеопочвы голоцена наиболее четко выражены на низких террасах речных долин, на склонах и приводораздельных частях они сохранились фрагментарно в зависимости от условий осадконакопления.

Для изучения палеопочв голоцена Узбекистана нами выбраны опорные разрезы Чирчик-Ахангаранского региона, приуроченные к естественным обнажениям и к искусственно созданным стенкам в лёссовых толщах (каналы Газалкент-Паркент, дороги Ташкент-Ангрен и т.д.). Большая протяженность искусственных обнажений (десятки километров) позволила зафиксировать пространственные закономерности голоценовых почв для основных форм рельефа: водоразделов, склонов, террас, пойм, привязать к ним выходы тех или иных разновозрастных почв.

Описание опорных разрезов проводились сверху вниз. Сначала описывались современные и голоценовые почвы (0-10-15 тыс. лет), затем последовательно описывались погребенные почвы верхнего плейстоцена, одновременно производился отбор образцов из наиболее четко выраженных горизонтов почв и суглинков (наносов). На опорных разрезах отбирались пробы (отдельно отбирались конкреции), а также непосредственно в поле делались фотографии и зарисовка обнажений.

Для сопоставления разновозрастных ископаемых почв выбраны следующие обозначения [2]: А – современная почва; В – среднеголоценовая ископаемая почва; С – верхнеплейстоценовая и т.д. Малыми буквами: а – лёсс, подстилающий почву А; в – лёсс, подстилающий почву В и т.д.

Лёссово-почвенный комплекс голоцена обозначенный как “Bb” является самым верхним в вертикальном разрезе лёссовых толщ, часто располагаясь непосредственно под современной почвой обозначенной буквой “А”. Между ними присутствует 5-10 см слой “шоха”, который представляет собой горизонтально-слоистую палево-серую породу с охристыми пятнами. Палеопочва представляет собой тяжелый суглинок ореховато-порошистой структуры, цвет серовато-коричневый во влажном и палево-серый в сухом состоянии. Плотный при шлифовке стенки шурфа, ножом вырисовывается паутинообразный рисунок светло-серых карбонатов вокруг структурных комочков. Структурные “орехи” представляют собой зоогенные образования длинной 1-3 см, диаметром до 1.5 см, средней прочности, легко раздавливаются рукой. Палеопочва пористая, на площади в 1 $см^2$ насчитывается до 50 и более мелких пор. Мощность почвы “В” колеблется от 0.3 до 2 м. Содержание карбонатов (CO_2) до 20 %, общего гумуса 0.3 %, ила 10-15%. Переход в нижележащий слой обычно постепенный.

Палеопочва “В” подстилается лёссовидным суглинком “b” и представляет собой средний и легкий суглинок коричневатого цвета во влажном и палево-серого цвета в сухом состоянии. В сухом состоянии - плотный, комковато-порошистый. Характерно присутствие карбонатных конкреций “журавчиков”. В суглинке много пор, также каналов диаметром до 2 мм. Внутренние стенки пор инкрустированы мелкозернистым кальцитом. Содержание CO_2 12-15%, общего гумуса 0.4%, ила 10-16%. Переход в нижележащий слой обычно заметный, мощность слоя от 2 до 4 м.

Палеопочва “В” в предгорной равнине серовато-бурая с голубовато-сизыми, охристыми пятнами, представлена тяжелым и средним суглинками комковато-ореховатой структуры, мощностью до 1-2 м. Содержание карбонатов (CO_2) до 6-8 %, общего гумуса 1%, ила 16-18%. Здесь палеопочва “В” состоит из двух, трех горизонтов, разделенных между собой лёссовидными суглинками, их можно отметить как палеопочвы “B_1” и “B_2”, а лёссовидные суглинки - “b_1” и “b_2” и т.д.

Такое строение отложений связано, по-видимому, с особенностями осадконакопления и почвообразования речных террас предгорий, с частой сменой этого процесса. Лёссовидные суглинки “b_1” и “b_2” в предгорной зоне несут следы гидроморфизма, имеют цвет палевый с охристыми пятнами, средне- и легкосуглинистые, плотные, видны соли и часто следы корневой системы растений. При этом в основном палеопочвы “B_1”, “B_2” голоцена приурочены к пониженным участкам слабохолмистых равнин предгорной зоны и к низам надпойменных террас рек Чирчик и Ахангаран.

Почвенно-лёссовый комплекс голоцена венчается современной почвой, представленной разными типами коричневых и сероземных почв. Все современные почвы, обозначенные буквой “А”, характеризуются среднесуглинистым до тяжелого механическим составом и комковато-ореховатой структурой. Морфологические признаки соответствуют общепризнанным признакам современных почв.

Современная почва подстилается лёссовидным суглинком “a” светло-бурого до палевого цветом, легким до среднего механическим составом. Часто в горах лёссовидный суглинок “a” в результате смыва замещен погребенной почвой “В”. Между современной почвой и палеопочвой “В” имеется четкая линия размыва и маломощный (до 5-10%) горизонтально-слоистый шохообразный слой.

[1] Степанов И.Н., Абдуназаров У.К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М.: Недра. 1977. 120 с.

[2] Шерматов М.Ш., Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. Вещественный состав палеопочв и лёссовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // Вестник НУУз. 2012. № 2/1. С. 146-149.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОЛОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ

Голубева Ю.В., Буравская М.Н.

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
buravskaya@geo.komisc.ru

Литологическое и палинологическое расчленение современных осадков проведено в долинах рек Ижмы, Вычегды и Выми, расположенных в юго-западной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона Республики Коми.

Развитие речной долины р. Ижмы в верхнем и среднем её течениях протекало в условиях неотектонического поднятия территории. В начале голоцена происходит формирование первой надпойменной террасы (I н.п.т.) в результате эрозионного вреза, вызванного неотектоникой. В течение всего голоцена русло отличалось прямолинейностью. Накапливались грубые, плохо сортированные русловые осадки и маломощные отложения поймы, сложенные преимущественно средне-, мелкозернистым песком с незначительным содержанием алевритовой фракции. В нижнем течении р. Ижма течет по территории спокойной в тектоническом отношении Печорской низменности. Аллювий формируется в условиях обильного поступления песка и суглинка, происходит дробление русла на протоки. Пойма расширилась, мощность отложений увеличилась. Старичная фация аллювия накапливалась в старицах-протоках.

По данным палинологического изучения и результатам радиоуглеродного датирования голоценовые отложения расчленены на поздний атлантический и суббореальный периоды. В позднеатлантическое время (^{14}C дата 5370±70 л.н., ИГ РАН № 2753) доминировали еловые и березовые леса. В качестве устойчивой примеси входили сосна ольха и ива. Редко встречались пихта и широколиственные породы (вяз, дуб).

В начале суббореального периода (^{14}C даты 4440±40 л.н., ИГ РАН № 2751 и 4280±40 л.н., ИГ РАН № 2750) растительность характеризовалась развитием елово-березовых лесов со значительным участием ольхи. Из древостоя выпали широколиственные породы. В середине суббореального периода преобладали темнохвойные еловые леса. Сократилось участие ольхи, но в качестве устойчивой примеси присутствовали пихта и широколиственные породы (липа, вяз и лещина). В конце суббореала (^{14}C дата 2500±30 л.н., ИГ РАН № 2749) еловых лесов стало меньше, но широко распространились заросли карликовой березки и ольховника. Из древостоя выпали широколиственные породы.

В долине р. Вычегды накопление аллювия в голоцене протекало по перстративному типу. Формирование I н.п.т. относится к позднеледниковью и произошло в результате врезания реки при спуске ледниково-подпрудного озера, занимавшего среднюю часть долины Сев. Двины и повышавшего базис эрозии Вычегодской флювиальной системы [1]. В течение голоцена русло Вычегды сильно меандрировало, неоднократно меняло свое положение, что привело к образованию широкой сегментно-гривистой поймы. В строении аллювиальных осадков выделены русловая, пойменная и старичная группы фаций. Пристрежневая субфация руслового аллювия представлена разнозернистым песком с примесью гравия и мелкой гальки [2]. Прирусловая отмель образована мелкозернистым песком. В строении пойменной фации в зависимости от места осадконакопления выделены три основные субфации: прирусловых валов, приречной и внутренней поймы. Прирусловые валы сложены мелкозернистым песком с прослоями суглинка. Субфация приречной поймы характеризуется чередованием тонкого

супесчаного материала и суглинка. Субфация внутренней поймы имеет алевритистый и суглинистый состав. Формирование старичной фации происходит в старицах-меандрах. Строение фации в долинах трех исследуемых рек сходно. Озерно-речная субфация сложена средне-, мелкозернистым песком с прослоями алеврита и глины, а озерно-болотная – глиной и торфом.

Палинологическое изучение органических осадков р. Вычегды позволило выделить и охарактеризовать среднеатлантический (АТ-2), позднеатлантический (АТ-3), раннесубореальный (SB-1), среднесубореальный (SB-2), позднесубореальный (SB-3), субатлантический (SA) периоды голоцена.

Атлантический период (4600–8000 л. н.) характеризуется как теплый и влажный. В середине периода преобладали березняки, вытеснившие еловые леса. Участие широколиственных пород было незначительным. В конце периода (^{14}C дата 5200±40 л.н., ГИН РАН № 10571) среднетаежные леса сменились южнотаёжными. Большое распространение получили широколиственные породы. На последнюю треть периода приходятся наиболее высокие температуры июля и года, которые на исследуемой территории превышали современные температурные показатели примерно на 2.5°С и 2°С соответственно.

В начале суббореального периода (^{14}C дата 4500±40 л.н., ГИН РАН № 10572) произрастали березово-еловые леса, из состава которых постепенно исчезли широколиственные породы. В середине периода (^{14}C дата 3820±50 л.н., ГИН № 10573) доминировали еловые леса с заметной долей сосны и березы. В древостое присутствовали пихта, кедр и широколиственные породы. Средняя температура июля составляла около 17-18°С, что на 2-3°С выше по сравнению с настоящим временем. В конце суббореала (^{14}C дата 2500±30 л.н., ИГ РАН № 2749) сократилось значение еловых лесов. Похолодание, сменившее среднесубореальное потепление, способствовало выпадению из древостоев широколиственных пород. Летние температуры по сравнению с предыдущим периодом стали ниже приблизительно на 2°С, среднегодовые температуры – на 4°С.

В субатлантическом периоде (2 500 л. н. – по наст. время) в составе лесов увеличивается участие сосны, появляются широколиственные породы, кедр и пихта, что указывает на улучшение климатических условий.

Долина р. Вымь представляет собой пологоволнистую, слабо возвышающуюся к северо-востоку равнину. I н.п.т образована в позднеледниковье - начале голоцена в результате постепенного понижения базиса эрозии. Накопление аллювия протекало в условиях расширения долины. На прирусловой отмели откладывались мелко-среднезернистые пески с включениями мелкого гравия. Прирусловые валы выражены слабо, сложены они мелкозернистым песком с тонкими линзами алеврита. Субфация приречной поймы представлена тонкозернистым песком с прослоями суглинка, внутренней поймы – алевритом и суглинком. Старичная фация встречается редко, формируется в старицах меандрах или межгривных понижениях поймы.

Таким образом, различные ландшафтно-климатические условия, сложившиеся в голоцене в долинах рек Ижмы, Вычегды и Выми, повлияли на условия седиментации осадков и отразились в строении поймы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке научного проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН №14-5-НП-10.

[1] Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда / Н.Е. Зарецкая, А.В. Панин, Ю.В. Голубева, А.В. Чернов // Докл. АН, 2014. Т. 455. №1. С. 52-57.

[2] Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.

ДРЕВНИЕ УГОЛЬНЫЕ ПОЖАРЫ В ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ, ВОЗРАСТ И СТРОЕНИЕ ПИРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Новикова С.А.
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
sa_novikova@inbox.ru

Природные угольные пожары представляют собой самостоятельное геологическое явление планетарного масштаба [1, 2]. Минералого-петрологическое и геохронологическое изучение пирогенных комплексов, возникших в ходе естественного обжига осадков угольными пожарами, дает новую возможность реконструировать на численной основе эпизоды неотектонической активизации и эволюцию палеоландшафтов в пределах осадочных бассейнов. Подобные исследования также перспективны в аспекте палеоклиматических реконструкций [1, 3]. С этой точки зрения пирогенные комплексы Гусиноозерского буроугольного месторождения являются уникальным объектом. Гусиноозерская депрессия расположена в межгорной впадине Хангай-Яблоневой тектонической провинции и входит в зону влияния Байкальской рифтовой системы. Начиная с поздней юры и вплоть до настоящего момента, эта площадь является зоной аккумуляции однотипного обломочного материала, сносимого с обрамляющих ее Моностойского и Хамбинского горных хребтов, сложенных преимущественно гранитоидами и сиенитами. Как следствие, здесь углевмещающие осадки неизменно наследовали калиевую специализацию и акцессорную минерализацию (циркон, монацит, торит) магматогенных протолитов. Это делает возможным изотопное датирование пирогенных пород, возникшим по этим осадкам, двумя независимыми методами ($^{40}Ar/^{39}Ar$- и (U-Th)/He-методом) [1, 3] и последующую реконструкцию времени тектонических событий инициировавших возгорания углей. В данной работе изложены первые результаты геологического и минералого-петрологического исследования гусиноозерских пирогенных комплексов.

Изученные комплексы горелых пород локализованы на восточном побережье оз. Гусиного. Здесь осадочная толща образует пологую моноклиналь, нарушенную крупными сбросами и надвигами [4]. Песчанико-конгломератовые осадки отличаются максимальной угленосностью и содержат 55-70 пластов угля рабочей мощности. Палеопожары возникали на пологопадающих (10-32˚) пластах самовозгорающихся бурых углей гусиноозерской серии (J_3-K_1). Большинство очагов палеовозгораний приурочено к линии крупного внутриформационного надвига. По падению угольных пластов пожары распространялись на десятки и сотни метров. Размеры очагов палеовозгораний составляют 10^2-10^4 м^2, а мощность зон термометаморфизма осадков над индивидуальными пластами – 0.5-7 м. Горельники частично эродированы и слабо выражены в рельефе. Большинство обнажений – это скальные выходы в бортах оврагов, являющихся геоморфологической особенностью этой территории. Преобладает красный горельник (T<900°C), в кровле разрезов часто сохраняются эрозионно нестойкие розовый и желтый горельник (T<870°C). Доля плавленых пород (паралав и клинкеров) не более 10 об.%. Их тела (<200 м^3) приурочены к «структурам дымоходов» и брекчиям обрушения свода выгоревшего пласта. В брекчиях фрагменты клинкеров цементируются паралавами или сплавлены в монолит. В основании разрезов плавленых пород обнаружена зола, что указывает на их возникновение в заглубленных очагах палеопожаров. Уникальной находкой стали гальки горельника (в том числе паралав), заключенные в горизонтах нижнемеловых(?) надугольных конгломератов.

Состав гусиноозерских горелых пород унаследован от аркозовых песчаников протолита. Высокотемпературные (T>1000°C) паралавы и клинкеры – это кислые, реже средние (50.3-71.1 мас.% SiO_2), глиноземистые (~20 мас.% Al_2O_3) породы с умеренными содержаниями (в мас.%): Fe_2O_3+FeO (~5), TiO_2 (~1), MgO (0.9-2.9), CaO (0.7-5.5), K_2O (1.3-6.2 мас.%), Na_2O (~2), и низкими ППП (< 1), P_2O_5 (<0.7) и MnO (<0.1). Породы обогащены (в ppm) V (~104), Zn (~114), Rb (~109), Sr (~350), Zr (~455), Ba (~630), Th (~16), Y (~33). Новообразованные породообразующие фазы представлены K-кордиеритом/секанинаитом, основным плагиоклазом, Al-K-Fe-тридимитом, P-Ca-фаялитом, Al-Ti-ферросилитом, Al-Ti-геденбергитом, кислым Al-K-Na-Fe-(±Ca, P, Ti)-стеклом. Второстепенные фазы – Fe-муллит, кристобалит (?), V-Zn-содержащие Fe-Al-шпинелиды, V-содержащие ильменит и армолколит. Новообразованные акцессорные фазы представлены баритоцелестином, V-содержащим рутилом, монацитом, ксенотимом, редкоземельным апатитом (La, Ce, Pr и Nd), сульфидами железа, Fe^0. От протолита плавленые породы наследуют обломочный кварц, акцессорный циркон, монацит и торит. Таким образом, химический и фазовый состав паралав и клинкеров позволяет в перспективе впервые определить их абсолютный возраст $^{40}Ar/^{39}Ar$-методом (по Al-K стеклам [3]) и (U-Th)/He-методом (по отожженным детритовым цирконам [1]).

Гусиноозерская депрессия начала свое развитие в позднем триасе-раннем мелу и остается тектонически активной до сих пор. Начиная с раннего мела угольные пласты выводились на дневную поверхность и затем самовозгорались как минимум, трижды. Древнейший из этих эпизодов фиксирует поверхность размыва угольных пластов в верхах нижнемеловой хольбольджинской (K_1hl) подсвиты. Перекрывающие ее надугольные конгломераты (K_1hl), содержат фрагменты угля и гальки горелых пород. Следовательно, первая волна пожаров прошла сразу после главной стадии углеобразования. Абсолютный возраст этих пожаров позволит впервые определить время меловой тектонической активизации, прервавшей угленакопление. Горельники следующего возрастного интервала перекрыты рыхлыми четвертичными осадками. Они сложены умеренно преобразованными породами, по которым развита полнопрофильная частично перемытая кора выветривания. Плавленые породы отпрепарированы эрозией. Пирогенные разрезы перекрыты лессами, содержащими три горизонта розовых суглинков с дресвой горельника, что свидетельствует о глубоком выветривании горелых пород в теплых и влажных климатических условиях, повторившихся, как минимум, трижды. Разделяющие суглинки горизонты лессов отвечают периодам мерзлотного выветривания. Самые молодые пирогенные комплексы сложены розовым и желтым горельником, по которому развита полнопрофильная ненарушенная кора выветривания. Корневые части разрезов (плавленые породы), естественным образом не вскрыты. Разрез венчают лессы и слой современной почвы. Пожары двух последних групп вероятно плиоцен-плейстоценового возраста.

Работа осуществлена при поддержке РФФИ (12-05-33028_мол_а_вед).

[1] Geology of Coal Fires: Case Studies from Around the World. Ed. by Stracher G.B., Geological Society of America Reviews in Engineering Geology. 2007. 284 p.

[2] Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М. Пирогенный метаморфизм. Под ред. Г.Г. Лепезина. Новосибирск: И-во СО РАН. 2005. 284 с.

[3] Сокол Э.В., Новикова С.А., Алексеев Д.В., Травин А.В. Природные угольные пожары Кузбасса: геологические предпосылки, климатические обстановки, возраст // Геология и Геофизика. Т.55. №9. С. 1319-1342.

[4] Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Угольные бассейны и месторождения Забайкалья, Якутской АССР, Дальнего Востока, о. Сахалин и островов Ледовитого океана. Кн. 1. М.: Недра. 1973. 691 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ДЮНЫ РАЙОНА Р. КУЭХТАНАР (ЮГО-ВОСТОК ГОРНОГО АЛТАЯ)

Овчинников И.Ю., Сизикова А.О., Савельева П.Ю.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
c14ovchinnikov@gmail.com

В дефляционной котловине на левом берегу р. Чуя, в районе р. Куэхтанар вскрыт разрез эоловых песков мощностью 10 м, слагающих дюну. Дюна залегает непосредственно на морене с простиранием с юго-востока на северо-запад. Данный район ранее был изучен В.В. Бутвиловским [1], из гумусовых горизонтов почв им были получены две радиоуглеродные даты: 2425±30 л.н. (СОАН-2377), 1610±25 л.н. (СОАН-2376). В разрезе изученной нами дюны установлены три гумусовых горизонта погребенных почв незначительной мощности, из которых были корректно отобраны образцы на ^{14}C. Датирование проводилось в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ СО РАН [2] под руководством к.г.-м.н. Орловой Л.А. (табл. 1).

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования

Пробы	Радиоуглеродные даты, лет назад	Калиброванная дата, *cal AD/BC* год н.э.
СОАН – 8411	730 ± 35	*1300 ± 80 лет*
СОАН – 8412	450 ± 40	*1445 ± 20 лет*
СОАН – 8413	1385 ± 35	*650 ± 20 лет*
СОАН – 8414	1300 ± 50	*830 ± 40 лет*
СОАН – 8415	1860 ± 30	*155 ± 65 лет*

Эоловые отложения сложены преимущественно полимиктовым песком со сходным минералогическим составом (зерна желтых аргиллитов, серпентинитов, кварца, гипербазитов, слюды), свидетельствующим об одном источнике исходного материала. Сверху вниз выделяются следующие слои:

1. Разнозернистый песок серого цвета, состоящий из чередующихся слойков мелко- и крупнозернистого карбонатного песка, с редким включением гравия размером до 5 мм. Нижняя граница слоя четкая по цвету и плотности, мощность 0.7м.

2. Две сближенных слаборазвитых погребенных почвы. Гумусовый горизонт верхней почвы представлен супесью темно-серого цвета с коричневатым оттенком, плотной, карбонатной. В горизонте встречаются угольки древесной и кустарниковой растительности. Мощность слоя – до 10 см. Аккумулятивный горизонт второй ископаемой почвы – супесь коричневато-серого цвета, карбонатная, уплотнена, мощность до 5см. В целом мощность профилей обеих почв составляет 0.5 м. Из верхней почвы отобраны два образца: угли (обр. СОАН – 8411) и гумусированная супесь темно-серого цвета с коричневатым оттенком (обр. СОАН – 8412). Из второй погребенной почвы были отобраны угли (обр. СОАН – 8413) и гумусированная супесь коричневато-серого цвета (обр. СОАН – 8414).

3. Третья погребенная почва отделена от двух вышележащих песком полимиктовым, разнозернистым, сильно карбонатным, имеющим четкую неровную

нижнюю границу, мощность 0.3 м. Гумусовый горизонт третьей почвы представлен супесью темно-серого цвета с коричневым оттенком, плотной, карбонатной, содержащей остатки разложившихся корней растений, с извилистой верхней и нижней границами, мощность до 5 см. В профиле почвы хорошо выделяется карбонатный горизонт, представленный в виде карбонатных пятен и полосок. В средней части горизонта встречены две норы землероев размером до 5 см. Мощность профиля составляет 0.5 м. Из третьей погребенной почвы отобраны угли на радиоуглеродное датирование (обр. СОАН – 8415).

5. Толща песков, в которой чередуются прослои мелкозернистого полимиктового, карбонатного песка серовато-желтого цвета с прослоями средне- и крупнозернистого песка серого цвета, включающими мелкий гравий. Вниз по разрезу отмечается увеличение мощности прослоев мелкозернистого песка. Мощность толщи составляет 8 м.

Эоловый генезис отложений подтверждается результатами метода морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен. Большинство зерен матовые, округлой формы с микроямчатой поверхностью, что является характерными признаками их транспортировки в воздушном потоке. Формирование дюны происходило в периоды похолодания голоцена, об этом свидетельствует наличие у большинства зерен раковистого скола, образование которого связано с десквамацией в течение морозных процессов [3]. Закрепление поверхности дюны происходило три раза. Это время соответствовало образованию погребённых почв, развитие которых происходило в теплые интервалы голоцена. По полученным радиоуглеродным датам можно говорить о трех периодах потепления в позднем голоцене: ~ 2-3 век н.э.; ~7- 9 век н.э.; ~ 13-15 век н.э. (табл. 1). Даты аналогичного возраста получены по погребённым почвам в дюнах Предалтайской равнины. Это свидетельствует об одновременном формировании почвенного покрова на эоловых комплексах Горного Алтая и Предалтайской равнины в позднеголоценовое время [4].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №13-05-00599 и №14-05-31501.

[1] Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Томский ун-т. 1993. 253 с.

[2] Орлова Л.А., Панычев В.А. Погребенные почвы и проблема надежности датирования их по радиоуглероду // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири: К XI Конгрессу INQUA в СССР, Москва, 1982. Труды ИГиГ СО АН СССР, Вып. 521. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1982. С. 28-36.

[3] Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН. Сер. Географ. 2007. №4. С. 16-28.

[4] Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С., Орлова Л.А., Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Балакин П.В. Четвертичная система юга Западной Сибири: стратиграфия, изменения природной среды и климата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещ. по изучению четвертичного периода (г. Новосибирск, 19-23 окт. 2009 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. С. 238-241.

К ВОПРОСУ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ЛОКБАТАН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Рашидов Т.М., Хасаева А.Б.

Баку, Институт геологии и геофизики Национальной Академии Наук Азербайджана,
tofig.rashidov@gmail.com

Территория Азербайджана и прилегающей акватории Южного Каспия является уникальным и классическим регионом развития грязевого вулканизма как по количеству вулканов, их морфологической выраженности, так и их грязевулканической деятельности. Большинство вулканов характеризуются интенсивной деятельностью, в виде выноса на земную поверхность углеводородных газов, минерализованных воды, илистой грязи. Некоторые вулканы выделяют нефть. За последние два столетия на 93-х вулканах было зафиксировано более 400 извержений [1].

Несмотря на более чем 150-ти летний период изучения грязевых вулканов, вопрос их внутреннего строения все еще остается до конца неизученным. Существует множество гипотез об их строении в интерпретации различных исследователей, начиная с простых, схематичных и заканчивая сложными трехмерными моделями.

В работе была представлена попытка построения новой концептуальной модели внутреннего строения грязевого вулкана Локбатан. По количеству извержений Локбатан является самым активным из всех вулканов [2], Последнее извержение было 20 сентября 2012 году, и явилось 24-ым по счету.

Данное извержение было зарегистрировано телеметрической станцией «Kinemetrics» Республиканского центра сейсмологической службы. Были установлены три основные фазы активизации вулкана – 04:59:17, 09:14:40 и 09:23:00 соответственно, с продолжительностью извержения 7, 4 и 12 минут.

В районе грязевого вулкана Локбатан также проводились и гравиметрические исследования. [3]. В результате были выявлены зоны разуплотнения, которые интерпретируются как восходящий поток конвекционного движения, происходящего в глинистом слое. Эти зоны разуплотнения, в общем, расположены в интервале 1,5-3 км. Одна из зон разуплотнения на грязевом вулкане Локбатан приходиться на 4-х километровую глубину. Миграция УВ (флюидов) идет снизу вверх до камеры (глубина 1,5-2 км).

На основании сейсмологических данных, предполагается наличие близповерхностной грязевой камеры на глубине 1,2 км. Вторая возможная камера, по данным гравиметрических исследований, располагается на глубине в интервале 1,5-3 км. Третья, основная камера (либо источник брекчии) по данным сейсмики приходиться на глубину 5 км (судя по данным гравиметрических исследований, намного глубже, до 8-ми км.). В результате исследований выявлено, что преобладают изверженные породы эоцен-миоценового возраста. По новому сводному геологическому разрезу для этого региона, породы данного возраста залегают на глубинах от 4 до 6 км. Это практически совпадает с интервалом залегания третьей камеры.

На основании данных, полученных в результате определения выброшенных вулканом пород [4], записи телеметрической станцией «Kinemetrics» сейсмических событий во время извержения грязевого вулкана Локбатан 20 сентября 2012 г., а также гравиметрических измерений вдоль профиля грязевых вулканов Локбатан – Пута – Гушхана была предложена новая концептуальная модель внутреннего строения

грязевого вулкана Локбатан, имеющая многокамерную структуру (рис. 1). Было высказано мнение о ступенчатой (поэтапной) форме образования грязевулканической брекчии и окончательном ее формировании на небольшой, близкой к земной поверхности глубине, что в свою очередь соответствует сейсмическим данным, полученным с телеметрических станций, а именно глубинам очагов. Кроме того, был обновлен и уточнен стратиграфический разрез кайнозойских и верхнемеловых (?) отложений Абшеронского нефтегазоносного района с привязкой к данному вулкану. Из результатов геофизических исследований и последующей концептуальной модели следует, что камеры грязевого вулкана Локбатан совпадают с сейсмическими очагами и соответствуют как четвертичным (≈абшеронский ярус) (1,2 км)), так и отложениям Продуктивной толщи плиоценового отдела неогеновой системы (5 км), насыщенным УВ. Это объясняет наличие такого большого количества газа, воспламеняющегося в процессе извержений, в том числе и для грязевого вулкана Локбатан, произошедшего 20 сентября 2012. Однако, для того, чтобы предполагать наличие камер вышеуказанного вулкана на больших глубинах необходимо провести комплекс дополнительных более детальных исследований (гравиметрических, сейсмических, минералогических и т.д.) результаты которых являлись бы подтверждением теории многокамерного строения грязевых вулканов.

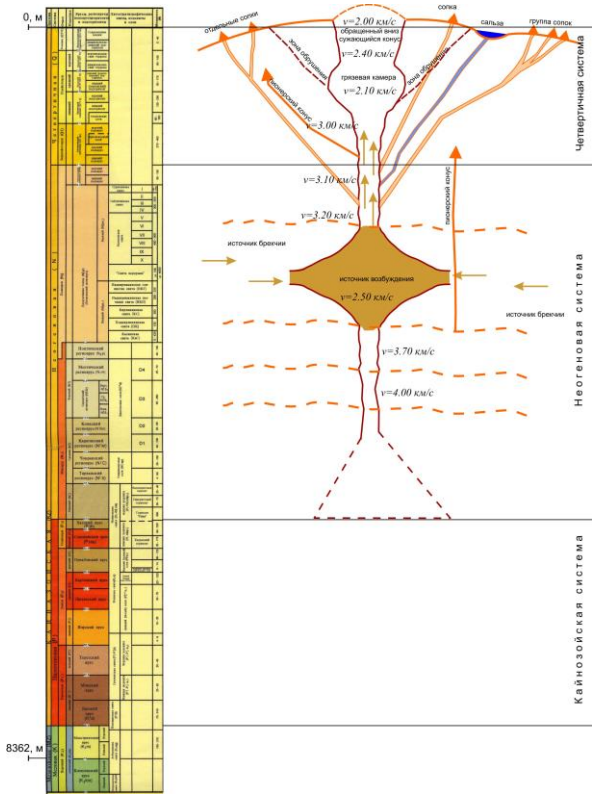


Рис. 1. Концептуальная модель внутреннего строения грязевого вулкана Локбатан (сост. Т.Рашидов, А.Хасаева и А.Гусейнов).

[1] Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Етирмишли Г.Д., Юсубов Н.П. Извержение грязевого вулкана Локбатан 20 сентября 2012 г.: новые свидетельства восполняемости ресурсов углеводородов // Известия НАНА. Серия Наук о Земле. 2013. №2. С.18-25.

[2] Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Рахманов Р.Р. Каталог извержений грязевых вулканов Азербайджана (1810-2007 гг.). Баку: Nafta-Press. 2009. С.35-80. Второе издание.

[3] Кадыров Ф.А., Мухтаров А.Ш. Геофизические поля, глубинное строение и динамика грязевого вулкана Локбатан // Физика Земли. 2004. №4. С. 67-74.

[4] Алиев Ад.А. Локбатан вновь активизировался // Газета Вышка. 2012 – 28 сентября.

ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ТЕРРАС ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ) В ПРОДОЛЬНОМ ПРОФИЛЕ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

Савельева П.Ю.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, poli@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В горных долинах рек Чуи и Катуни сохранились эрозионно-аккумулятивные террасы, уникальные по своему количеству и высоте. На основании геоморфологического строения Л.Н. Ивановским террасы в среднем течении Катуни и Чуи были разделены на высокие и низкие (средние) - высотой до 80-100 метров относительно уреза рек [1]. В подсчете и разделении террас по высотам, которое проводилось многими исследователями, имеется ряд расхождений, поскольку не всегда удается однозначно выделить их площадки, которые могут быть значительно размыты и перекрыты пролювиально-делювиальными шлейфами. Некоторые террасы также могут представлять небольшие уступы, прирусловые валы и старичные понижения.

Большое значение при изучении морфологии террас играет поведение их в продольном профиле. Л.Н. Ивановским были построены профиля долины Чуи на участке от устья р. Чаган-Узуна до выхода в Курайскую впадину, а также в районе р. Чибит [1]. В.Е. Попов изучал профиль по долине средней Катуни и полагал, что террасы параллельны руслу и их относительные высоты почти не меняются, а превышения цоколей колеблются весьма значительно и снижаются вниз по долине, что указывает на неоднородность тектонических поднятий [2]. Построенный Б.М. Богачкиным профиль показал увеличение относительных высот террас вниз по течению вследствие развития регрессивной эрозии. Также подтверждено мнение В.Е. Попова, что на участке центральной долины Катуни выделяются отрезки с глубоко погруженным коренным ложем и разделяющие их отрезки с высоко поднятыми цоколями. Работы Н.А. Ефимцева и Б.М. Богачкина, доказали, что террасы в долинах среднего течения Катуни и Чуи не аккумулятивные, а вырезаны в осадочных толщах (средненеоплейстоценовая ининская и верхненеоплейстоценовая сальджарская), что явилось причиной пересмотра взглядов не только на происхождение отложений, слагающих террасы, но и на формирование самих уступов [3,4].

Не смотря на то, что важность изучения продольных профилей террас признается большинством исследователей, по-прежнему не прослежены террасы по всей долине р. Чуя и не сопоставлены с террасами р. Катунь, не изучена их высотная группировка, отвечающая определенным этапам эрозионного вреза, а также окончательно не определена роль экзогенных и тектонических факторов в формировании рельефа долин для неоплейстоцена-голоцена.

Для систематического изучения террас нами были составлены продольные профили долин р. Катунь (от устья р. Казнахта до р. Кадрин) и р.Чуи от (устья р. Чаган-Узун до впадения в р. Катунь). Все выраженные в рельефе уступы террас определялись в ходе полевых наблюдений и дешифрирования аэрофото- и космоснимков высокого разрешения, высотное положение террас и уреза рек вычислялось по топографическим картам масштаба 1:25000. На участке среднего течения реки Катунь сохраняется параллельность террас между собой, и увеличиваются их высоты относительно уреза реки. Террасы как бы расщепляются на два или несколько локальных уровней, образуя «террасовый веер». Такая морфология долин создается регрессивной эрозией, развивающейся вверх по долинам от устьев боковых притоков или на участках смены

уклона русла [5]. На участке среднего течения р. Катунь нами были выделены 33 эрозионно-аккумулятивные ступени, характеризующиеся определенным гипсометрическим положением. Ступени, распространенные на протяженных участках, соответствуют отдельному эрозионно-аккумулятивному циклу (этапу) основной долины. Наиболее высокий уровень террас в долине нижнего течения р. Чуя составляет 350-355 м в 1 км ниже по течению от устья р. Сырнах, в районе устья р. Салганду-Тутугой эта терраса снижается до высоты 325-330 м относительно современного уреза р. Чуя. Спорным остался вопрос о проведении границы между средними и высокими террасами. Так, если по долине Катуни за высокие террасы нами были приняты площадки высоток более 100 м, то в долине р. Чуя прослеживаются террасы высотой 102-105 м в районе устья ручья Тутугой, выше по течению Чуи в районе ручья Айгулак эта же терраса понижается до 50-60 м, что уже отвечает уровню средних террас. Таким образом, гипсометрическое положение, не может являться единственным однозначным критерием для отнесения террас к той или иной категории. Единичные террасы, как правило, приурочены к устьям боковых притоков долин как наиболее динамически нестабильных участков.

Глубина эрозионного вреза средних террас для каждой ступени в целом равномерна – 5-12 м. Для высоких террас погрешность в корреляции в продольном профиле больше, так как площадки сильно изменены денудационно-аккумулятивными процессами, тем не менее, можно сказать, что глубина вреза ступеней составляет в среднем 10-20 м.

Полученные результаты исследований позволяют сделать следующие выводы по истории развития долин Чуи и Катуни в неоплейстоцене - голоцене. На протяжении неоплейстоцена и голоцена шло интенсивное направленное врезание речной сети Юго-Восточного Алтая, чередующееся с этапами заполнения долин. В среднем неоплейстоцене, когда долины Чуи и Катуни заполнились большим количеством обломочного материала, происходило частичное выравнивание и выполаживание профиля долины. О том, что первичные неровности коренного ложа долин значительны, говорит наличие многочисленных признаков облекания коренного цоколя высоких террас и мощные толщи осадков (ининской толщи), выполняющие углубления долин. В последующие этапы развития долин уклон рек менялся незначительно, что выражается в повторении наклона террас и современных тальвегов рек в продольном профиле. Веерообразный тип расщепления террас обусловлен деятельностью экзогенных процессов в условиях общего поднятия бассейна. Известно, что роль тектоники в этом случае является только фоном, на который накладываются экзогенные ритмы рельефообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-31501 мол_а и №13-05-00599а) и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 53.

[1] Ивановский Л.Н. Продольное профилирование речных террас как метод морфотектонического анализа в Горном Алтае // Труды ТГУ. Т 133. Томск: Изд-во Том. Ун-та. 1956. С.163-170.

[2] Попов В.Е. Схема соотношения речных террас и геологических структур долины Катуни между устьями рек Аккема и Чуи // Труды ТГУ. Т 133. Томск: Изд-во Том. Ун-та. 1956. С.179-192.

[3] Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М: Наука. 1981. 132 с.

[4] Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115-131.

[5] Сладкопевцев С.А. развитие речных долин и неотектоника. М.: Недра. 1973. 184 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.

Сизикова А.О.

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
sizikova_a@ngs.ru

На юге Западной Сибири широко развиты отложения верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной последовательности. Ее структура показывает периодичность условий почвообразования и лёссонакопления, связанных с изменением влажности и температуры. Согласно стратиграфической схеме [1] она состоит из трех горизонтов лёссов (баганский, ельцовский и тулинский) - и двух педокомплексов (искитимский и бердский). Баганский и ельцовский лёссы выделены в составе сартанского горизонта (МИС-2). Первый залегает непосредственно под голоценовым почвенным покровом (МИС-1), а последующий - на отложениях искитимского педокомплекса (МИС-3). Тулинский лёсс соответствует МИС-4 и перекрывает бердский педокомплекс, коррелируемый с МИС-5 и состоящий из двух палеопочв (МИС-5c,e). В данном исследовании рассматривались разрезы Приобской (Ложок, Мраморный, Белово) и Предалтайской (Песчанка) равнин, в которых представлены все вышеназванные стратиграфические единицы.

Корреляция изученных разрезов показала, что по направлению господствующих ветров от Новосибирского Приобья к фасу Алтая увеличиваются мощности каждого горизонта лёссов и глубина залегания, что, по-видимому, зависит от удаленности разреза относительно предполагаемой области выноса материала (Барабинская низменность). Выявлено увеличение в гранулометрическом составе фракции крупной пыли по трансекту разрезов от Новосибирского Приобья через Приобскую равнину к Предалтайской равнине, что вероятно, также связано с удаленностью разрезов от области развевания.

Метод морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен [2] показал, что все исследуемые горизонты лёссовидных суглинков образовались эоловым путем, о чем свидетельствует повсеместная микроямчатая текстура поверхности зерен и достаточно высокие показатели коэффициента окатанности и степени заматованности [3]. В разрезах Приобской и Предалтайской равнин от Новосибирского Приобья к фасу Алтая по разрезам отмечается более выраженная ветровая обработка зерен. Это связано с удаленностью разреза относительно предполагаемого источника выноса материала и, соответственно, с более длительным пребыванием частиц в воздушном потоке. На большинстве зерен отмечаются характерные раковистые сколы, образовавшиеся в результате десквамации при морозном выветривании [2]. Наибольшее количество таких зерен отмечается в баганском позднесартанском лёссе (МИС-2), меньше всего их в тулинском лёссе (МИС-4). Это связано, с частотой проявления сезонного промерзания пород в то время, что может свидетельствовать о более холодных условиях во вторую половину сартанского времени. Все изученные верхнеплейстоценовые горизонты лёссов образовались в условиях перигляциальной обстановки (сухие холодные пустыни).

Для разрезов Приобской и Предалтайской равнин рассчитаны средние скорости лёссонакопления, которые отчетливо увеличивались в течение позднего плейстоцена от МИС-4 к МИС-2. Интенсификация эоловых процессов также подтверждается результатами гранулометрического анализа и морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен.

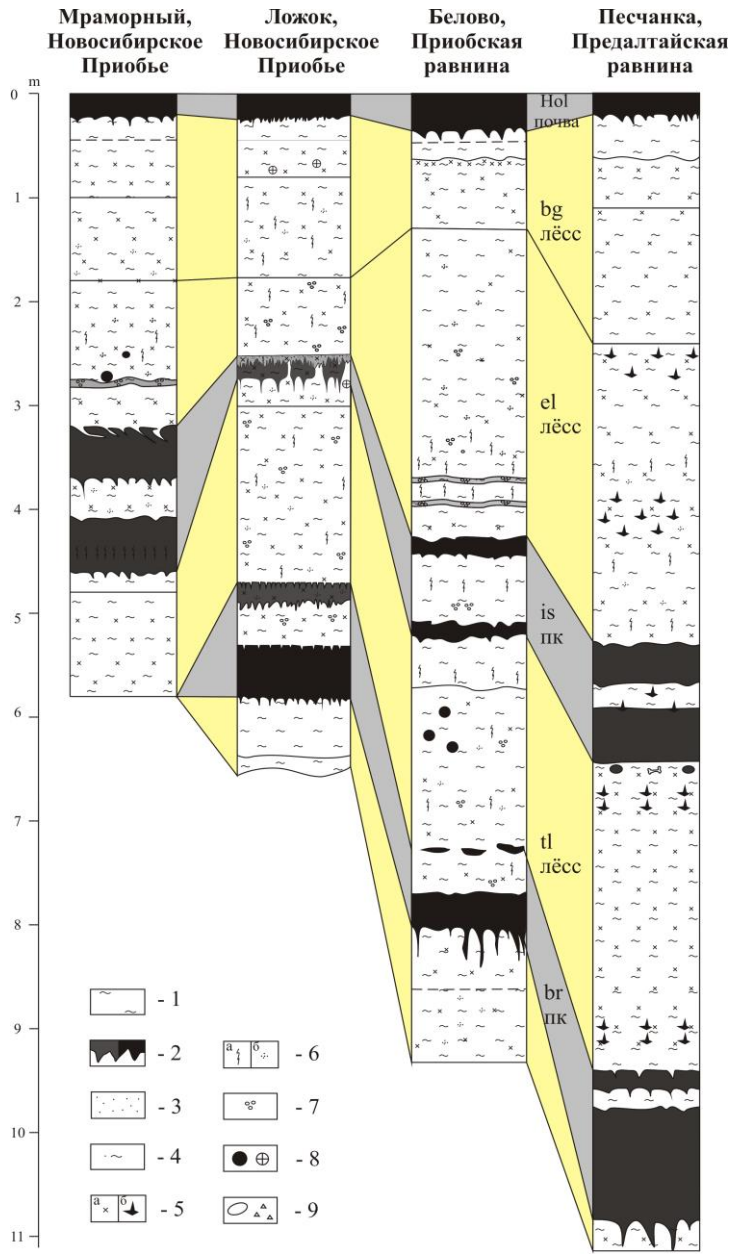


Рис. 1. Корреляция лёссово-почвенных разрезов Приобской и Предалтайской равнин. 1 – лёсс, 2 – гумусовый горизонт, 3 – песок, 4 – суглинок опесчаненный, 5 – кротовины, 6 – новообразования: a – карбонаты, b – гипс, 7 – новообразования: a – Fe, b – Mn, 8 – оглеение, 9 – галька, щебень. bg – баганский лёсс, el –ельцовский лёсс, tl – тулинский лёсс, is пк – искитимский педокомплекс, br пк – бердский педокомплекс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №13-05-00599, №14-05-31501).

[1] Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: «Гео». 2012. 477 с.

[2] Величко А.А., Тимирева С.Н. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лёссов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: ИГ РАН. 2002. С. 170-185.

[3] Сизикова А.О., Зыкина В.С. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лёссов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. №1. 2014. С. 41-50.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Стельмах А.Г.

Ташкент, Узбекистан, Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, stelmakhag@rambler.ru

Проблема разработки региональной стратиграфической схемы для голоценовых отложений Узбекистана на базе корреляции местных схем и ее корреляция с Международной стратиграфической шкалой с применением абсолютных временных реперов до сих пор остается открытой [1].

Магнитостратиграфический метод, основанный на глобально проявляющихся геомагнитных изменениях, т.е. смене направлений геомагнитной полярности, в отличие от других методов абсолютной и относительной геохронологии, которые, как правило, зависят от региональных особенностей и условий образований отложений, имеет ряд преимуществ. Одно из них в том, что каждый комплекс горных пород любого района исследований несет в себе магнитные минералы и, поэтому, можно говорить о практически повсеместной возможности применения и достоверности данного метода при расчленении и корреляции изучаемых отложений [2].

На основе опорных разрезов бассейна реки Чирчик были проведены палеомагнитные исследования голоценовых отложений. В районе исследования отложения голоцена представлены отложениями, слагающими пойму, первую и вторую надпойменные террасы рек и их притоков. В головных частях долин преобладают русловые галечники с подчинёнными им песками, супесями и суглинками. В средних и нижних частях в пределах поймы наряду с песками мелких протоков получают развитие лессовидные суглинки и глины. Среди голоценовых осадков наибольшим развитием обладают отложения второй надпойменной террасы. Отложения поймы и первой надпойменной террасы ограничены рамками русла и отличаются разнообразием литологического состава. В покровных толщах голоцена локально распространены от двух до пяти палеопочв, окрашенных в серовато-коричневый во влажном и палево-серый в сухом состояниях цвета.

Детальные палеомагнитные исследования опорных разрезов позволили составить палеомагнитную схему расчленения и корреляции голоценовых отложений, определить в сводном магнитостратиграфическом разрезе стратиграфические уровни кратковременных геомагнитных событий голоцена и разработать корреляционную стратиграфическую схему голоцена для бассейна реки Чирчик.

Корреляционная схема голоценовых отложений бассейна реки Чирчик скорелирована с Международной стратиграфической шкалой, геомагнитной шкалой полярности и схемами подразделений голоцена других регионов – биостратиграфическая схема Маева для Аральского моря, климатохронологическая схема Нейштадта для центральной части России и климатохронологическая схема Блитта-Сернандера для северо-западной части Европы.

Исходя из палеомагнитных данных и учитывая положения стратиграфического кодекса Узбекистана, голоценовые отложения бассейна реки Чирчик выделены в сырдарьинскую серию (Q_Hsr), которая подразделена на нижнесырдарьинскую (Q_Hsr_1) и верхнесырдарьинскую (Q_Hsr_2) толщи, граница между толщами проведена на уровне 5000 лет назад.

Нижнесырдарьинская толща (Q_Hsr_1). В бассейне р. Чирчик к этой толще относятся отложения, слагающие вторую надпойменную террасу. В литологическом отношении

отложения данной толщи состоят в основном из аллювиальных суглинков, подстилающихся галечником, песком и супесью. В предгорьях им соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные отложения, в горах – мореные отложения раннего голоцена и на равнине раннеголоценовые озёрно-солончаковые отложения. Мощность отложений этой толщи на исследуемой территории не превышает десяти метров.

В этой толще установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в изученных разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно в 13000 лет.

Верхнесырдарьинская толща (Q_Hsr_2). В бассейне р. Чирчик к этой толще относятся отложения, слагающие первую надпойменную террасу, пойму, а также конусы выносов. Литологически отложения рассматриваемой толщи представлены в основном галечником, дресвой, песком, супесью и в ограниченном объёме суглинками. Мощность толщи не превышает нескольких метров. В предгорьях отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья.

В палеомагнитном отношении породы данной толщи намагничены прямо, но в пределах прямо намагниченной зоны зафиксирован один кратковременный эпизод голоцена, его возраст определен в 1600 лет.

[1] Стельмах А.Г. Обзор стратиграфической изученности голоценовых отложений Узбекистана // Материалы IV Университетских чтений. Минск. 2013. С. 112-114.

[2] Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Стратиграфия четвертичных отложений Узбекистана на основе палеомагнитных исследований // Материалы IV Университетских чтений. Минск. 2013. С. 114-115.

ПРИЧИНА УСКОРЕНИЯ ЭРОЗИИ НА БЕРЕГАХ РЕКИ «ТИЕН» (ПРИТОК РЕКИ МЕКОНГ, ПРОТЕКАЮЩИЙ ЧЕРЕЗ ПРОВИНЦИЮ ДОНГТХАП, ВЬЕТНАМ)

Чинь Фи Хоань[1], Ле Ван Луиен[2], Фунг Тхай Зыонг[2].

[1] Каолань, Вьетнам, Университет Донгтхап,
[2] Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Введение. Длина реки Меконг составляет 4880 км и исходит из Китая со стоком 475 млн. м³/год. Площадь бассейна реки широкая, 795000 км^2 – в бассейне реки Меконг, территориально соответствующем частям Китая, Мьянмы, Тайланда, Лаоса, Камбоджы и Вьетнама.

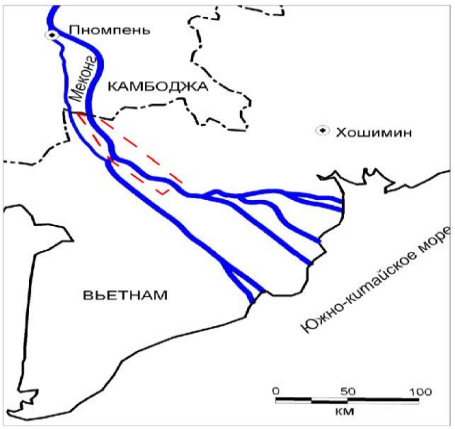


Рис. 1. Район исследования в нижнем течении р. Меконг

Эта статья будет выяснять социально-экономические деятельности, которые ускоряют эрозии на берегах реки Тиен, часть протекает через провинцию Донгтхап (Вьетнам) (рис. 1).

Социально-экономические деятельности, ускоряющие эрозии берегов реки Тиен.

**** Вырубка защитных лесов.***

В настоящее время, площадь и качество лесов серьезно уменьшись. По всему бассейну, особенно в районах верхнего течения, площадь лесов день за днем уменьшается, лесной покров составляет 30 – 40%. Остальные леса в основном являются лесным восстановлением, их регулирование уровня воды невысокое. Рассчитав только в провинции Донгтхап, площадь лесов заметно уменьшается, в 2008 году, площадь лесов составляла 8975 га, 8378 га, в 2009 году – 8378 га, до 2010 года остались 7593 га [1,2]. Состояние лесного упадка в настоящее время создает режим речной воды, дифференцирует по сезону, имеет отрицательный характер, что увеличивает динамику 2-хсезоного потока, это в свою очередь приводит к эрозии – сносу речных берегов.

**** Нецелесообразность экономических и жилых объектов.***

В настоящее время, из-за потребности в социально-экономическом развитии, на реке и вдоль реки Меконг были построены многие объекты и до сих пор ведутся другие строительные работы, в том числе сильно влияющие на изменения берегов. Они представлены гидроэлектростанциями и ирригационными объектами. Сейчас, по всему бассейну реки осуществляется строительство 12 гидроэлектрических проектов, однако, регулирование воды в этих районах очень плохое *(сброс воды при наводнении, задержка воды в сухом сезоне)* [4]. Вдоль обоих берегов реки Тиен в провинции Донгтхап расположены многие жилые дома, другие социально-экономические объекты, которые влияют на русло реки и создают чрезмерную нагрузку по краям реки. Таким образом, это приводит к возрастанию эрозии речных берегов.

**** Добыча песков.***

В соответствие со статистикой, в Камбодже, каждый день примерно 50-60 тонн песков добываются в системе реки Меконг и их экспортируют в Сингапур. А в провинции Донгтхап добыча песка составляет в среднем 8 млн. м^3/год с количеством сотен лодок для добычи песков на реке (рис. 2,3) [2,3]. Добыча песка не только увеличивает скорость потока во время наводнения *(за счет противопоставления*

между верховьем и низовьем) и обратный поток прилива, отлива *(из-за изменения естественного откоса реки)*, а также изменяет естественный профиль (продольный, горизонтальный профиль) русла, особенно линии водного накопления, что приводит к созданию необычного нерегулярного и быстрого потока.

**** Использование пресной воды противоречивое природному водному источнику реки.***

В бассейне реки Меконг наблюдаются 2 разных сезона: дождливый сезон с высоким количеством осадков, и сухой сезон с низким количеством осадков. Сейчас при социально-экономическом развитии, потребность водопользования, особенно во время сухого сезона, очень высокая, и при этом объём воды в реке незначительный. Добыча источника воды противоречива водоснабженному источнику (*в основном из реки*), вызывая снижение уровня воды реки в сухой сезон, от которого движение прилива и отлива производится сильнее, проникает глубже в сушу, что приводит к изменению на берегах.

Рис. 2. Добыча песков на реке Тиен в городе Шадек

Рис. 3. добыча земли на реке Тиен в городе Каолань

**** Другие жизнедеятельности человека.***

Кроме того, необыкновенные изменения появляются из-за происхождения других социально-экономических деятельностей, таких как нецелесообразные деятельности аквакультуры на реке Тиен (*создавая изменение естественного потока*); нецелесообразное строительство оросительных систем (*осушало уровень воды в сухой сезон, создало изменение потока, т.д.*); увеличение водных транспортных средств по количеству и нагрузке (*вызывая сильные прибои к берегам*); эксплуатации земли на берегах реки, особенно в эрозионных местах или в местах, имеющих высокие эрозионный риск и т.д.

[1] Департамент сельского хозяйства и развития сельских местностей в провинции Донгтхап. Южный гидротехнический институт. Доклад о планировании развития сельского хозяйства, развития сельских местностей в провинции Донгтхап до 2020 года. 2008. 215 с. (на вьет. языке).

[2] Комитет пропаганды образования провинции Донгтхап. Книга, написана в провинции Донгтхап. Издатель «Молодежь». 2014. 995 с. (на вьет. языке).

[3] Народный комитет провинции Донгтхап. План управления и анализа риска стихийных бедствий в провинции Донгтхап до 2020 года. 2010. 113 с. (на вьет. языке).

[4] Чинь Фи Хоань, Нгуен Тхам. Оценка причины эрозии, наносящей береги реки // Научная конференция, национального университета Тэйнгуен. 2013. № 10. С. 94-101 (на вьет. языке).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА

Якимов А.С.

Тюмень, Институт криосферы Земли СО РАН,
Yakimov_Artem@mail.ru

Проведены исследования береговых обнажений на западном побережье полуострова Ямал, в районе гидрометеорологической станции Марре-Сале (Ямало-ненецкий автономный округ, Тюменская область).

В настоящее время существует две точки зрения на четвертичную историю развития полуострова Ямала и в частности его западного побережья: морская и ледниковая. Согласно морской теории, в четвертичное время большая часть его территории была занята морем, которое постепенно отступало, начиная с позднеплейстоценового времени. Основная роль в геологическом строении Западного Ямала принадлежит четвертичным морским отложениям, которые образуют в рельефе морские террасы разного уровня. Континентальные отложения имеют подчинённое значение и формировались на стадии поднятия поверхности над уровнем моря [6,7]. Другая точка зрения – ледниковая – интерпретирует четвертичные береговые отложения, как ледниковые и постледниковые образования. В соответствии с этим рельеф Западного Ямала рассматривается как постледниковый. В этой связи практически вся верхняя толща отложений представляет собой диамектон, который перекрывают флювиогляциальные и эоловые пески [3,5].

В геоморфологическом отношении территория представлена III морской террасой [1]. Она занимает пространства с абсолютными отметками 20-35 м и представлена переслаиванием тёмно-серых и зеленовато-серых суглинков, реже глин, пылеватых песков и супесей при общем преобладании в основании разреза суглинистого материала. Считается, что мощность собственно отложений III террасы не превышает 25 м, поэтому в основании разрезов III морской террасы с отметками выше 25 м залегают казанцевские отложения [4]. Согласно международной морской изотопной шкале кислорода (Marine oxygen isotopic stage) время её образования относится к стадиям MIS 4 (72-60 тыс. лет) и MIS 3 (60-25 тыс. лет)

Большинство исследователей считают, что береговые обнажения Западного Ямала имеют 2-х ярусное строение [2]. Ведущая роль в их образовании принадлежит морским отложениям марресальской свиты и перекрывающим их континентальным отложениям ненецкой свиты

В тоже время наши исследования, с привлечением микроморфологического анализа, позволили выделить три типа генетических отложений: морские, лагунные и континентальные, последовательно сменяющие друг друга снизу вверх и слагающие III морскую террасу Западного Ямала.

Строение отложений морского генезиса свидетельствуют о спокойной водной обстановке, в которой шло их формирование. В тоже время строение лагунных осадков указывает на динамичные природные условия, по всей видимости, связанные с частыми изменениями уровня моря и, как следствие, условий осадконакопления. Континентальные отложения характеризуются активным поступлением и переработкой материала экзогенными процессами, педогенезом, что указывает на окончательное отступление моря и установление условий близких к современной природной обстановке.

Реконструкция природных условий позволяет заключить, что в течение позднего плейстоцена - голоцена (последние 70 тысяч лет) территория Западного Ямала

претерпела две крупные смены природных условий: от морской к лагунной и от лагунной к континентальной, которые последовательно сменяли друг друга. Вместе с тем, внутри стадий были возможны небольшие флуктуации.

[1] Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. Омск, ФГУП «Омская картографическая фабрика». 2004. 304 с.

[2] Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала. // Криосфера Земли. 2001. Т.V. №1. С. 44-52.

[3] Гатауллин В.Н. Верхнечетвертичные отложения западного берега полуострова Ямал: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 1988. 21 с.

[4] Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мёрзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС. 2002. 246 с.

[5] Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценовых оледенений криолитозоны // ДАН. 1976. Т.231. №5. С. 1185-1187.

[6] Методы региональных инженерно-геокриологических исследований для равнинных территорий. М.: Недра. 1986. 207 с.

[7] Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). М.: Изд-во МГУ. 1975. 276 с.

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ

РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАКИСЛЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ КОЛЬСКОГО СЕВЕРА В УСЛОВИЯХ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ

Базова М.М.

Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, mm.bazova@yandex.ru

Уникальность и богатство природно-сырьевых ресурсов Кольского региона обусловили высокую концентрацию предприятий горнорудной и металлургической промышленности. Антропогенная нагрузка на данную территорию начала формироваться еще в 30-е годы XX века, в настоящее время по мощности и многофакторности она сравнима с наиболее загрязненными северными регионами мира. На территории Кольского полуострова выделяют два мощных центра аэротехногенного загрязнения - металлургические комплексы «Североникель» и «Печенганикель». Одно из основных проявлений аэротехногенного загрязнения – закисление вод малых озер [1, 2, 3]. Антропогенное закисление вод является сложным процессом и сопровождается не только снижением pH, а ему предшествуют сложные геохимические процессы на водосборе, обусловленные прямыми и опосредованными эффектами выпадения кислотообразующих веществ и их сухого поглощения подстилающей поверхностью.

Низкие значения pH есть следствие закисления озер с низкой цветностью. В мировой практике под антропогенно-закисленными озерами понимают озера, в которых цветность не выше 10°, а pH меньше 5. Для определенного региона эти критерии «смягчаются» в ту или иную сторону. Для Кольского полуострова в озерах, подверженных закислению, pH также меньше 5, а цветность меньше 30°. В последние годы исследования показывают, что озера, имеющие природные низкие значения pH также подвержены техногенному закислению вод [4]. С другой стороны, озера, характеризующиеся высоким содержанием органических кислот, являются природно-подкисленными озерами. Вклад органических анионов в кислотность вод очень высок, особенно с цветностью более 100° Cr-Co. Исследования ряда авторов [5, 6, 7] подтверждают существующую связь между наличием природных гумусовых веществ и изменением кислотности вод.

В лесных и заболоченных водосборах закисление вод обусловлено увеличением содержания органических природных кислот. Кроме того, органические кислоты могут в ряде случаев являться важным фактором уменьшения кислотонейтрализующей способности вод. Помимо естественных условий разложения органического вещества, усиление поступления органических кислот связано с продолжительностью периода и интенсивности воздействия аэротехногенной нагрузки сильных кислот на лесные и заболоченные водосборы [8]. S.K. Jeffrey, S.A.Norton, T.A.Haines подтверждают, что совместное воздействие сильных минеральных и органических кислот способно усиливать закисление вод [9]. В целом в малых озерах Кольского Севера содержание растворенного углерода варьирует от 2.4 до 19.0 мгС/л.

Таким образом, низкие значения pH и низкое содержание органических кислот свидетельствуют об антропогенном закислении озер, а низкое значение pH, сопровождаемое увеличением содержания органических кислот, является характеристикой природного закисления вод. Эту тенденцию подтверждают результаты, представленные в таблице 1.

Таблица 1. Распределение озер (n – количество озер) в зависимости от pH и цветности вод в тундро-таежном регионе Кольского Севера

pH	Цветность, ^{0}Pt-Co шкалы					
	<10	10-30	30-60	60-100	>100	Всего
4-5	1	3	-	1	-	5
5-6	6	2	1	1	3	13
6-7	5	33	32	5	1	76
7-8	1	1	1	-	-	3

Так, большинство озер Кольского Севера развиваются в нейтральных условиях (pH=6-7), цветность варьирует в широких пределах – от 10 до 60° Pt-Co шкалы. Это зависит как от ландшафтных, так и от геологических условий региона. Среди исследованных озер, пять являются кислыми (pH<5, Color <30° Pt-Co шкалы), что свидетельствует об антропогенном закислении вод. В озерах, с цветностью более 100° Pt-Co шкалы и широким варьированием pH=5-7 природное подкисление обусловлено наличием гумусовых кислот.

[1] Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. и др. Кислотные дожди. Л.: Гидрометиздат. 1989. 269 с.

[2] Моисеенко Т.И. Закисление вод: факторы, механизмы и экологические последствия. М.: Наука. 2003. 276 с.

[3] Моисеенко Т.И., Кудрявцева Л.П., Гашкина Н.А. Рассеянные элементы в поверхностных водах суши. М.: Наука. 2006. 261 с.

[4] Brakke D.F., Henriksen A., Norton A.S. The relative importance of acidity sources for humic lakes in Norway // Nature. 1987. V. 329. P. 432-434.

[5] Monteith D.T., Stoddard J.L., Evans C.D., de Wit H.A., Forsius V., Hogasen T., Wilander A., Skjelvåle B.L. Dissolved organic carbon trends resulting from changes in atmospheric deposition chemistry // Nature. 2007. V. 450. N. 7169. P. 537-539.

[6] Evans C.D., Monteith D.T., Reynolds B., Clark J.M. Buffering of recovery from acidification by organic acids // Sci. Total Environ. 2008. V. 404. P. 316-325.

[7] Clark J.M., Bottrell S.H., Evans C.D., Monteith D.T., Bartlett R., Rose R., Newton R.J., Chapman P.J. The importance of the relationship between scale and process in understanding long-term DOC dynamics // AMBIO. 2013. V.13. P. 2768-2775.

[8] Jeffries D.S. Canadian acid rain assessment Ed., 1997 Toronto. V. 3. 113 p.

[9] Jeffrey S.K., Norton S.A., Haines T.A. et al. Mechanisms of episodic acidification in low-order streams in Maine, USA // Environ. Pollut. 1992. V. 78. P. 37-44.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИРОДНОГО ЗАКАЗНИКА ВОРОБЬЕВЫ ГОРЫ (ГОРОД МОСКВА)

Белютина В. С., Самарин Е. Н., Барабошкина Т. А.

Москва, Московский государственный университет им. Ломоносова,
geovera@bk.ru

На современном этапе эколого-геологические условия природного заказника Воробьевы Горы сформировались под воздействием природных и техногенных факторов. Установлена доминирующая роль природных факторов в формировании эколого-геодинамических условий и их эпизодической активизации под влиянием экстремальной техногенной нагрузки и ведущая роль техногенных факторов в структуре эколого-геохимических и эколого-геофизических условий. Техногенный пресс и запредельная рекреационная нагрузка приводят к частичной или полной деградации естественных ландшафтов в условиях городской среды. По сравнению с аналогами в неурбанизированной среде, на Воробьевых горах наблюдаются: высокая степень техногенного преобразования рельефа, активизация неблагоприятных геологических процессов, «запечатанность» территории, обеднение флоры и фауны, упрощение структуры сообществ, шумовое, вибрационное и геохимическое загрязнение. Расположение заказника в городе приводит к целому ряду экологических проблем административно-хозяйственного характера, которые препятствуют нормальному функционированию и развитию. К таким проблемам относятся:

1) несоответствие установленных административных границ особо охраняемых природных территорий природным границам (ландшафтов или ландшафтных выделов более низкого ранга);

2) присутствие сторонних землепользователей, деятельность которых часто не соответствует природоохранному статусу;

3) катастрофический ход некоторых природных процессов вследствие высокой техногенной нагрузки на ландшафты;

4) рекреационная нагрузка;

5) деградация экосистем.

В настоящее время почти все пригодные для застройки территории природного заказника Воробьевы горы уже заняты под различные объекты. Непосредственно для самого заказника остались наиболее неудобные и труднодоступные участки. Именно к таким местам – склоны, оползневые тела, ложбины, овраги – приурочена основная лесная масса, и именно там наиболее сохранено естественное состояние почвенного слоя. При этом необходимо отметить, что именно данные места пользуются наибольшей популярностью у отдыхающих, в связи с чем испытывают крайне высокую антропогенную нагрузку.

Для оптимального развития заказника на современном этапе в первую очередь необходимо экранирование полос автотрасс в зоне их пересечения с территорией заказника. Данная природоохранная мера позволит как сократить миграционный поток поллютантов на территорию заказника, прилегающую к автотрассе, так и понизить уровень шумового воздействия на орнитофауну и других представителей живых организмов.

Вторым шагом необходимо создание службы контроля, препятствующей разведению открытых костров и замусориванию территории, так как при постоянно растущей посещаемости заказника данные риск-факторы приобретают определяющее значение. Впоследствии требуется налаживание системы регулярных наблюдений за

численностью популяций, в связи с зафиксированным резким ростом числа особей нескольких видов, приводящим как к угасанию смежных популяций, так и к развитию эпидемий.

В ходе работ были выделены и исследованы наиболее значимые для развития заказника факторы:

- Максимальный уровень трансформации экогеосистем природного заказника «Воробьевы Горы» зафиксирован вблизи пересечения Проспекта Вернадского и улицы Косыгина, а также на локальных участках несанкционированных свалок и мест неорганизованного отдыха населения.
- Перспективный план развития территории природного заказника лимитируют геодинамические факторы, которые в исторической ретроспективе способствовали максимальному сохранению биоразнообразия в пределах Воробьевых гор, несмотря на урбанизацию. Неудобья - резервация для краснокнижных видов в пределах городской агломерации.
- Активизация оползневых процессов в районе в настоящее время идет преимущественно под влиянием техногенных факторов и чаще всего приводит к негативным последствиям для фитоценозов и фауны, а кроме того вызывает дополнительные финансовые затраты для оптимизации ресурса геологического заказника для рекреационного использования.
- Шумовая нагрузка на территории всего заказника превышает норму для особо охраняемых природных территорий, что препятствует полноценному отдыху населения, а также влияет на способность воспроизводства у птиц, особенно у хищных разновидностей (на территории заказника наиболее подвержена шумовому воздействию популяция краснокнижных сов).

Обозначены основные рекомендации, способствующие устойчивому развитию заказника:

-создать защитные экраны – для снижения шумового и химического загрязнения от автотранспортных магистралей;

-регламентировать рекреационную нагрузку;

-совершенствовать противооползневые мероприятия;

-проводить регулярные наблюдения за численностью популяции (мезофауна, орнитофауна, растительность).

МИГРАЦИЯ РТУТИ СО СНЕГОТАЛЫМИ ВОДАМИ В ГИДРОГРАФИЧЕСКУЮ СЕТЬ, ПРИЛЕГАЮЩУЮ К ПОТОКУ РАССЕЯНИЯ ХВОСТОХРАНИЛИЩА, НА ПРИМЕРЕ ОТХОДОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД НОВО-УРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ).

Густайтис М.А.[1], Мягкая И.Н.[1], Чумбаев А.С.[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН,

gustaitis@igm.nsc.ru

[2] Новосибирск, Институт почвоведения и агрохимии СО РАН

Ртуть и её соединения – это высокотоксичные вещества, относящиеся к веществам I класса опасности, которые являются приоритетными токсикантами [1]. Искусственные геосистемы, сформированные за счет присутствия рыхлой вскрыши и крутых склонов, характеризуются неустойчивостью. При этом энергия рельефа в сочетании с абиотическими факторами приводят к появлению всего спектра дифляционно-эрозионных процессов, протекающих в десятки и сотни раз интенсивнее, чем в природных условиях [2]. Значительная часть тяжелых металлов и токсичных соединений попадает в паводковые воды при таянии снега [3]. Целью данной работы было определить общее количество ртути, которое поступает со снеготалыми водами в гидрографическую сеть, прилегающую к складированным отходам и их потоку рассеяния.

Урское хвостохранилище сформировано из отходов цианирования, как первичных сульфидных руд, так и руд зоны окисления. По логу, где располагается хвостохранилище, протекает естественный ручей, воды которого в процессе взаимодействия с сульфидным веществом подкисляются до pH 2, а состав меняется с гидрокарбонатного Ca^{2+}-Mg^{2+} до сульфатного Al^{3+}.-Fe^{3+} Складированные в отвалы отходы не закреплены. На протяжении всего времени существования хранилища (порядка 80 лет) происходит снос вещества отходов в нижележащий лога вплоть до реки Ур (приток р. Иня). Снесённые отходы обогащения перекрывает торф. Частично над материалом отходов еще сохранились болотные кочки.

Во время весеннего снеготаяния (апрель 2014 г.) на участке хвостохранилища поверхностный сток талых вод фиксировался преимущественно в двух основных руслах. Первое русло представлено потоками талой воды, которые формировались с отвала первичных руд (ОПР), площадью примерно 3.5 га. Второе русло стока талых вод собирало в себя поверхностные воды, которые стекали с отвала окисленных руд (ОРЗО), площадью 4 га. Отбор проведен в течение 5-ти дней активного снеготаяния. В растворах замерялись pH и Eh («Анион 7051»). Для изучения распределения ртути между раствором и взвесью вода фильтровалась ручной установкой через мембранные фильтры (диаметр пор 0.45 μm). Содержания Hg определялись атомно-абсорбционной спектрометрией (спектрометр Solar M6, «Thermo Electron»).

Основной ионный состав снеготалых вод – SO_4^{2-}-Al^{3+}-Ca^{2+}-Fe^{3+}, pH и Eh в среднем составляет для ОПР (2.95; 622 мВ) и ОРЗО (2.59; 616мВ) соответственно. Из рисунка 1 видно, что основная доля ртути в гидрографическую сеть поступает во возвещенном состоянии. Концентрация растворенной ртути на 2-3 порядка меньше. Содержание ртути во взвеси варьирует от 48 до 582 мкг/г и в среднем составляет 245 мкг/г. Количество ртути в растворенном виде колеблется от 3.5 до 10.2 мкг/л; средняя концентрация составляет 6.6 мкг/л. Для сравнения в июле 2014 г. содержание ртути содержание ртути в ОРЗО во взвешенном составило 13.3 мкг/г и в растворе 5.5мкг/л и соответственно в ОПР 50.5 мкг/г и 1.00 мкг/л. Важно отметить, что количество

растворенной ртути в ручье отходов окисленных руд выше, чем в ручье отходов первичных руд (рис. 1). Возможно, это объясняется её формой нахождения в веществе отходов окисленных руд.

Проведя анализ снегомерной съемки, которая была проведена 16 марта 2014 г, установлено, что формирование снежного покрова за холодный период 2013/2014 гг. на территории отвалов было неравномерным; в среднем по исследуемой территории, составил 180 мм.

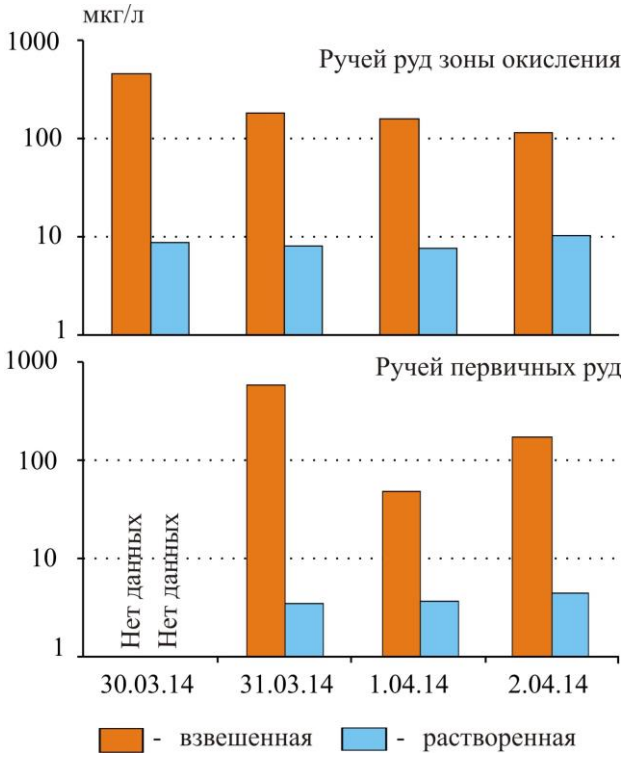


Рис. 1 Распределение Hg между фракциями в снеготалых водах хвостохранилища.

В целом, за 5 дней активного снеготаяния, с исследуемого участка поверхностным стоком сбежало более 118 мм талых вод (то есть 1180000 л), которыми было смыто и вынесено в местную гидрографическую сеть более 45 т твердого нерастворимого материала. По приблизительным расчетам в результате снеготаяния в реку Ур поступило 11025 г ртути во взвешенном состоянии и 7788 г в растворенном виде.

Исследования выполнены при поддержки РФФИ 14-05-31280 мол_а.

[1] Трахтенберг М.И., Коршун М.Н. Ртуть и ее соединения в окружающей среде (гигиенический и экологические аспекты). К.: Выща шк. 1990. 232 с.

[2] Паников Я.В., Андрющенко В.П., Дюков А.Н. Эрозионные процессы на гидроотвале Березовый лог Курской магнитной аномалии и борьба с ними // Растения и промышленная среда. Свердловск, 1984. С. 115-120.

[3] Зосин А.П., Приймак Т.И., Сулименко Л.П., Мингалева Т.А. Анализ влияния предприятий медно-никилевого комплекса на состояния водных ресурсов ближайших объектов // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. №5. С. 558-568.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ НА ОПОЛЗНЕОПАСНЫЕ СКЛОНЫ В РАЙОНЕ Г. СОЧИ

Еркушов В.Ю.[1], Кононенко В.Н.[2]

[1] Краснодар, ООО «ГеоСлайд»,
v.erkushov@gmail.com
[2] Краснодар, Кубанский государственный политехнический университет

Динамические воздействия связаны с вибрацией вследствие действия машин и механизмов, особенно с неуравновешенными вращающимися частями, ударными воздействиями, взрывами, перемещающимся транспортом, сейсмическим воздействием, действием фильтрационных потоков и другими причинами. С практической точки зрения наиболее значимы динамические нагрузки от движущегося транспорта в связи с высокой интенсивностью и широким распространением, особенно на городской территории г. Сочи и на новых строящихся автодорогах с почти непрерывным транспортным потоком.

В ходе данного исследования было рассмотрено влияние динамической нагрузки и вибрационного воздействия от строительных механизмов и автомобильного транспорта на оползневые склоны и слагающие их грунты. Установлено, что в пределах района г. Сочи свежими, относительно молодыми оползнями, занято около 35%, а в некоторых районах предгорий до 55% [1]. Не вызывает сомнения, что на такую пораженность оползневыми процессами повлияла различная антропогенная деятельность, включающая в себя динамическое воздействие на оползнеопасные склоны во время строительства различных объектов. На склонах имеется большое количество старых оползней, образовавшихся в голоценовый период, отличавшийся по сравнению с современным более активным тектоническим режимом, более молодым рельефом, и, как следствие этого, более интенсивным развитием оползневых процессов.

Для изучения влияния динамического воздействия использовались геофизические методы исследования и расчетные методики, основанные на скоростях продольных и поперечных волн и упругих свойствах горных пород. Проведенные вычисления позволили получить величины напряжений, возникающих в грунтах в результате воздействия, и значения собственных частот грунтов, слагающих оползневых склоны. Полученные результаты математических расчетов основываются на работах множества ученых, занимавшихся вопросом влияния динамических нагрузок на грунты. В результате, после анализа материалов геофизических исследований и данных математических расчетов, в грунтовой толще были выделены слои, в которых значения собственных частот совпадают со значениями частоты вибрационного воздействия.

[1] Клименко А. И. Роль современных сейсмотектонических факторов в оползневом процессе // Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа, 1986. Вып. 5. С. 37–43.

РЕАКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОРГАНИЗМОВ НА ПОСТПИРОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В КАРАКАНСКОМ БОРУ

Журкова И.С

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
inna-zhurkova@yandex.ru

Изучению окружающей среды посвящено большое количество работ. Резкое ухудшение экологии явилось последствием развития промышленности, деятельности предприятий энергетики, увеличения транспортной нагрузки и т.д. Но кроме этого, одним из важных факторов воздействия на экологическую обстановку является постпирогенные процессы. Лесные пожары приводят к изменению элементного состава растительных организмов, в том числе почв. Впоследствии это влияет как на состав растений, так и на жизнедеятельность человека. Поскольку, именно в почвах происходит активное накопление тяжелых металлов и затем перенос в другие среды, такие как воздух, растения, почвенная биота, грунтовые воды [1].

Были проведены аналитические исследования и получены данные по многоэлементному составу растительных материалов и почв. Приведены различия содержаний элементов в пробах, отобранных на свежих участках, и пробах, взятых с горелых площадей. Объектом для исследований был выбран Караканский бор, в котором в 2006 году проходил пожар. Для проведения исследовательских работ был выбран лесной массив с приблизительным размером 7 га и точечно отобраны пробы почв и растительных материалов. Пожар, возникший вследствие возгорания в четырех разных точках, сопровождался юго-западным ветром, что повлекло за собой его неравномерное распределение. На данном объекте имелись верховые, низовые и смешанные пожары. Пробы (почвы, листья березы, осины, сосна, мох, лишайник, иван-чай) отбирали на фоновых участках и участках повальных и низовых пожаров.

Почвы отбирались методом стального кольца. После отбора все пробы были высушены и прошли стандартную подготовку для дальнейших аналитических исследований, которые проводились атомно-абсорбционным методом с помощь прибора SoolarM6 (фирмы ThermoElectron, Англия), который снабжен Зеемановским и дейтериевым корректором фона. Анализ выполнялся в аккредитованном аналитическом центре ИГМ СО РАН, по аттестованным методикам, включающим плазменную и электротермическую атомизации. Точность анализа подтверждена выполнением государственных стандартных образцов почв и растений: ЗУА-1, ТР-1, ЛБ-1.

В результате исследований, приведенных в таблице 1, было определено, что такие элементы как Fe, Al, K, Na, Ni, V, Li, As накопились в почвах, отобранных с участков подвергшимся пожарам. В то время как, большее содержание Mn, Cu, Pb зафиксировано на фоновых участках.

В ходе анализа выяснилось, что одни и те же элементы могут или накапливаться или удаляться в зависимости от вида растительного материала. Так, например, содержание марганца в листьях березы, лишайнике и мхе выше в образцах, собранных с фоновых площадей, чем в образцах, полученных на горелых участках. Противоположные значения обнаружены для осины, сосны и иван-чая.

Кроме того, было измерено pH суспензий по методике Аринушкиной [2] и определено, что почвы отобранные на фоновых площадях имеют более кислую среду (4.8) в отличии от почв, собранных на постпирогенных площадях, для которых pH составляет 5.8.

Таблица 1. Распределение элементов в почвах

Тип участка	Fe	Al	Ca	Mg	Na	Ba	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Cd	V	Li	As
фон	1.0	2.5	0.83	0.29	0.76	0.02	1.2	4.4	13	9.5	25	0.2	10	6.0	4.6
гарь	1.1	3.2	0.80	0.31	1.2	0.03	0.26	3.9	14	7.8	18	0.1	33	7.0	5.9

Примечание. Fe, Al, Ca, Mg, Na приведены в %, Ba, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Cd, V, Li, As в г/т.

Подводя итог, следует отметить, что на выбранном объекте элементный состав в пробах фоновых площадей в большинстве своем не отличается от элементного состава в пробах горелых участков. Элементы постоянно мигрируют [3], пребывая в том или ином состоянии, а любой пожар является катализатором для их более активного выноса в атмосферу или накопления в почвах. Но с течением времени, цикл миграции постепенно восстанавливается и с каждым годом после пожара все сложнее отметить явные различия в содержаниях на фоновых/горелых площадях.

В совокупность с этим, были проведены сравнения с результатами, полученными при исследовании проб, отобранных в Алтайском крае 2013 года, где возраст пожара составил 1 год. Тенденция распределения элементов соответствует полученным данным по Караканскому бору, но определены более значительные содержания тяжелых металлов, таких как свинец, кадмий и мышьяк, мигрирующих в атмосферу.

[1] Бечина И.Н. Накопление и перераспределение тяжелых металлов в почвах г.Новодвинска /Научный диалог, 2013. №3(15) : Естествознание. Экология. Науки о Земле. С. 7-25.

[2] Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Москва, МГУ, 1970. 488 с.

[3] Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука. 1983. 424 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАМЕЩЕННЫХ ФУРОКУМАРИНОВ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ

Краюхина В.С., Брянцева Н.Г., Чайковская О.Н.

Томский государственный университет, Россия, 634050, Томск, просп. Ленина, 36;
e-mail: krayvlada0523@mail.ru

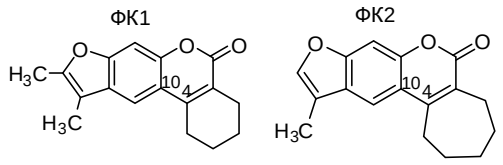
Исследуемый класс молекул находит широкое распространение в разных областях науки и техники, в том числе, в решении проблем, связанных с охраной окружающей среды. В лабораторных условиях и на практике реализовано оригинальное предложение – добавлять небольшое количество фотосенсибилизатора в воду: на свету вода с такой добавкой самоочищается от бактерий, грибков, фенолов и пестицидов. Другим из таких применений является ПУФА-терапия (аббревиатура ПУФА происходит от слов "псорален" и "УФ-А" (ультрафиолет 320-400 нм)), которая используется для лечения различных кожных заболеваний (например, псориаз).

Однако наряду с полезными эффектами эти соединения оказывают и побочные действия, такие, как фототоксичность и мутация клеток. Следует отметить, что фототоксичность относится к обоим случаям. Ее можно интерпретировать двояко: с одной стороны происходит разрушение болезнетворных клеток, с другой, может происходить гибель здоровых клеток организма. Очень важно найти оптимальный вариант между положительным и отрицательным воздействиями. Поэтому вопрос токсичности весьма актуален и требует новых методов и решений.

Одним из возможных способов детоксикации является применение гуминовых веществ - продуктов естественной трансформации различных органических веществ в почве. В природных условиях детоксикация гуминовыми веществами может происходить в присутствии оптического излучения видимого и УФ диапазонов, поэтому изучение фотоиндуцированной детоксикации исследуемых соединений в присутствии гуминовых веществ представляет особый интерес.

Цель данной работы – исследование с помощью биолюминесцентного теста [1] влияния на спиртовые растворы замещенных кумаринов двух детоксицирующих факторов: УФ излучения от различных источников и гуминовых веществ.

Материалы и методы. Объектами исследования были выбраны новые замещенные фурокумаринов: 4',5'-диметил,3,4-циклогексил псорален (ФК1) и 4'-метил,3,4-циклогептил псорален (ФК2). Вещества синтезированы химиками-синтетиками Киевского Национального университета им. Тараса Шевченко.



Мониторинг токсичности растворов замещенных кумаринов осуществляли с помощью биолюминесцентного теста (Микробиосенсор–677Ф, Красноярск, Россия). Биолюминесцентное тестирование применялось ранее для решения задач, связанных с окружающей средой. Способностью к биолюминесценции (свечение живых организмов) обладают организмы, принадлежащие к самым разным систематическим группам: бактериям, грибам, моллюскам, насекомым. В данной работе для изучения свойств молекул использованы биолюминесцентные бактерии. Биолюминесцентные измерения выполняли на хемилюминометре («Ангстрем», г. Новосибирск). Интенсивность биолюминесценции в контрольном опыте I_0 сравнивали с

интенсивностью биолюминесценции в присутствии молекул псораленов I при концентрации C_{ps}. Токсичность растворов оценивали величиной биолюминесцентного индекса БИ=I/I_0 Степень детоксикации растворов псораленов с помощью гуминовых веществ и УФ облучения характеризовали коэффициентом детоксикации: К = $БИ_h/БИ^0$, где $БИ^0$ - величина биолюминесцентного индекса раствора псоралена; $БИ_h$ - максимальная величина биолюминесцентного индекса раствора псоралена при добавлении гуминовых веществ и/или воздействии УФ облучения. Величины К>1 свидетельствовали о детоксикации растворов.

В качестве образца гуминовых веществ использовали препарат «Гумат-80» (ООО «Гумат», г. Иркутск, Россия). В качестве источников УФ-излучения для исследований использованы: ртутная УФ лампа, а также импульсные эксиплексные лампы KrCl* ($\lambda_{изл}$ = 222 нм) и XeCl* ($\lambda_{изл}$ = 308 нм).

Результаты и обсуждение. На рис. 1а приведены результаты оценки токсичности раствора ФК1 (С= 10^{-4} моль/л). Как видно, ФК1 независимо от источника излучения подавляет интенсивность биолюминесценции (БИ=0,26), т.е. раствор является токсичным. При облучении ФК1 УФ светом и излучением с λ = 308 нм, 222 нм увеличивается значение БИ (К=1,26; 1,41; 1,15) по сравнению с необлученным раствором. Это свидетельствует о снижении токсичности данных растворов. Вероятно, после фотовоздействия изменяются длины связей соединения ФК1. Исходя из анализа результатов квантово-химических расчетов, можно предположить, что при облучении фурокумаринов наибольшему изменению подвержена связь 4-10.

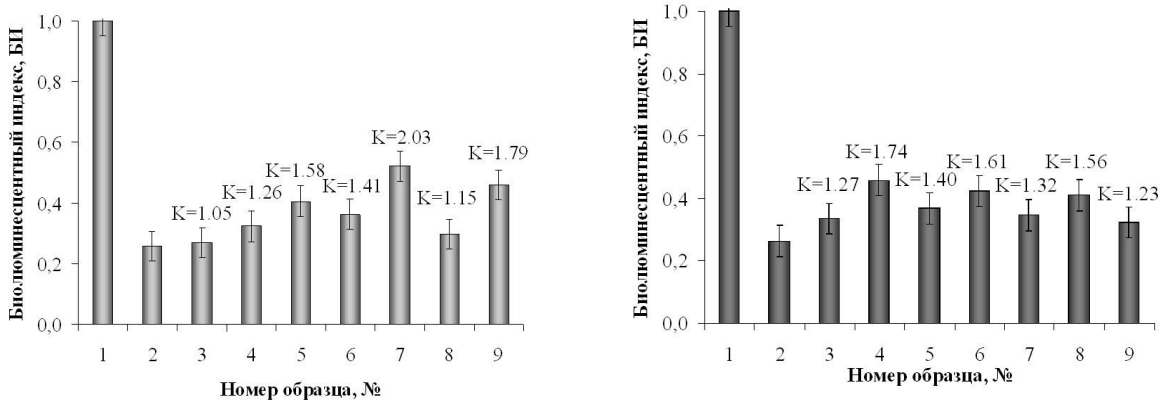


Рис.1. Биолюминесцентный индекс (БИ) и коэффициент детоксикации (К) соединений ФК1(а) и ФК2(б): 1 - контроль, 2 - не облученный, 3 - не облученный+ гумат, 4 - облученный ртутной лампой (15 мин.), 5 - облученный ртутной лампой (15 мин) + гумат, 6 - облученный (308 нм, 15 мин.), 7 - облученный (308 нм, 15 мин) + гумат, 8 - облученный (222 нм, 15 мин.), 9 - облученный (222 нм, 15 мин) + гумат.

На рис. 1, б приведены результаты оценки токсичности раствора ФК2 (С= 10^{-4} моль/л). ФК2 подавляет интенсивность биолюминесценции (БИ=0,26), т.е. является токсичным. При облучении смеси ртутной лампы и ламп с λ = 308 нм и 222 нм значительно увеличивается значение БИ (К=1,74; 1,61; 1,56). Это свидетельствует о снижении токсичности данных растворов. Таким образом, можно сказать, что облучение с помощью ламп приводит к уменьшению токсичности исследуемых кумаринов.

Рассмотрим влияние гуминовых веществ на токсичность исследуемых соединений.

На рис. 1, а приведены результаты оценки токсичности раствора ФК1 (С= 10^{-4} моль/л) с добавлением гуминовых веществ. Из полученных данных следует, что

добавление гуминовых веществ в необлученный раствор ФК1 не влияет на интенсивность биолюминесценции бактерий, т.е. не детоксицирует раствор. Добавление гуминовых веществ к раствору ФК1, подверженному излучению ртутной лампой и эксилампами λ = 308 нм и 222 нм, приводит к увеличению значений БИ и К (1,58; 2,03; 1,79), что свидетельствует о снижении токсичности данных растворов. Максимальное значение К=2,03 соответствует раствору, облученного 308 нм с последующей детоксикацией этого раствора гуминовыми веществами. Вероятно, после фотовоздействия происходит изменение длин связей соединения ФК1 и гуминовые вещества с большей эффективностью детоксицируют облученный раствор.

Из рис. 1, б видно, что присутствие гуминовых веществ в растворе ФК2 приводит к его детоксикации. Добавление гуминовых веществ в необлученный раствор благоприятно воздействует на интенсивность биолюминесценции бактерий (К=1,27). Добавление гуминовых веществ в облученные растворы ртутной лампы и эксиламп с λ = 308 и 222 нм, также приводит к детоксикации растворов (К=1,40; 1,32; 1,23). Наиболее эффективная фотоиндуцированная детоксикация раствора ФК2 обнаружена при воздействии излучением ртутной ламп (К=1,74).

Гуминовые вещества по-разному влияют на исследуемые соединения. На соединение ФК1 они оказывают детоксицирующее действие для всех рассматриваемых длин волн, в случае с раствором ФК2 гуминовые вещества подавляют активность биолюминесценции бактерий. Как итог всего вышесказанного, наименее токсичным в сочетании с гуминовыми веществами является ФК1.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России (код проекта № 1347).

[1] Kudryasheva N.S. Bioluminescence and exogenous compounds: Physico-chemical basis for bioluminescent assay // J. Photochem. and Photobiol. B: Biol. 2006. V. 83. No 1. P. 77-86.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ БОЛОТА В ГОЛОЦЕНЕ

Курьина И.В.

Томск, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
klimirin@sibmail.com

Торфяные залежи являются ценным объектом для исследования истории изменений климата в голоцене. Для этого проводятся палеоклиматические исследования с применением различных методов. Цель нашей работы: обнаружить признаки воздействия климата на динамику водного режима болота по данным ризоподного анализа.

Объектом для исследования выбрано болото Темное, расположенное на территории Обь-Чулымского междуречья на второй надпойменной песчаной террасе р. Томи (56°56′ с.ш., 84°39′ в.д.) в пределах подзоны южной тайги Западной Сибири. Климат района исследования континентально-циклонический [1]. Среднегодовая температура –0.4˚С. Средняя температура января –19.3˚С, июля +18.1˚С. Количество осадков 465 мм в год [2].

На болоте заложен торфяной разрез в олиготрофном сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Разрез мощностью 425 см представлен верховой фускум залежью, которая подстилается органо-минеральными отложениями. Нижняя часть залежи образована преимущественно шейхцериевым и шейхцериево-сфагновым верховым и переходным торфами, верхняя – фускум торфом. Сделано датирование 10 слоев торфа в разрезе, на основании которого рассчитан возраст всех слоев торфа [3]. Данные по возрасту, приведенные в тексте, откалиброваны в системе BP (http://calib.qub.ac.uk/calib/). Возраст залежи составил 7850 лет.

Для 81 слоев торфа (шаг 5 см) проведен ризоподный анализ (анализ сообществ раковинных амеб) по стандартной методике [4]. Исследована видовая структура палеосообществ раковинных амеб. Определена концентрация раковинок в расчете на 1 г абсолютно сухого вещества торфа (а.с.в.). По видовым оптимумам при помощи переходной функции осуществлена реконструкция динамики уровня болотных вод (УБВ) на болоте за время его существования.

Подробный анализ сообществ раковинных амеб в разрезе проведен ранее [3]. В данном исследовании внимание уделено особенностям их динамики по глубине торфяной залежи. Для верхней части залежи (0–250 см, 4100 лет), сложенной верховыми торфами, обнаружено периодическое возвращение к определенной структуре палеосообществ данных организмов. Особенно ярко это проявляется на примере концентрации раковинок двух видов (рис. 1). Эти виды отличаются высокой встречаемостью во многих торфяных разрезах в различных районах Северного Полушария. Вид *Trigonopyxis minuta* является ксерофильным, повышение его относительного обилия свидетельствует о периоде обсыхания на болоте. Вид *Archerella flavum*, наоборот, гидрофильный и отражает повышение уровня обводненности среды. Выявлены колебания концентрации раковинок данных видов в верхней части разреза, идущие в противофазе и отражающие изменения водного режима болота. В нижележащих слоях переходного и низинного торфа колебания сглаживаются, так как данные виды раковинных амеб развиваются преимущественно в олиготрофных местообитаниях. Периодичность этих изменений, по нашему мнению, свидетельствует о влиянии вариаций климата на гидрологический режим болота. Проведенный спектральный анализ для параметра концентрации раковинок данных видов

раковинных амеб позволил обнаружить значимые (при $p < 0.05$) циклы продолжительностью 894 года для вида *T. minuta* и 2338 лет – для вида *A. flavum*. Отсутствие выраженных пиков концентрации раковинок амеб в период 2500–1900 л.н. (рис. 1), вероятно, вызвано действием похолодания климата [7], из-за которого развитие живых организмов-индикаторов было заторможено.

Спектральный анализ значений УБВ, рассчитанных по оптимумам всех видов раковинных амеб в разрезе, обнаружил значимый цикл продолжительностью 2600 лет для всей торфяной залежи (0–420 см), а для верхней части (0–250 см) – 2286 лет. В целом, выделяется цикл около 2400 лет, известный и по работам других авторов [5–6]. Мы полагаем, что некоторые различия в продолжительности данного цикла не значительны и связаны с различной чувствительностью взятых индикаторных признаков и погрешностями статистической обработки данных.

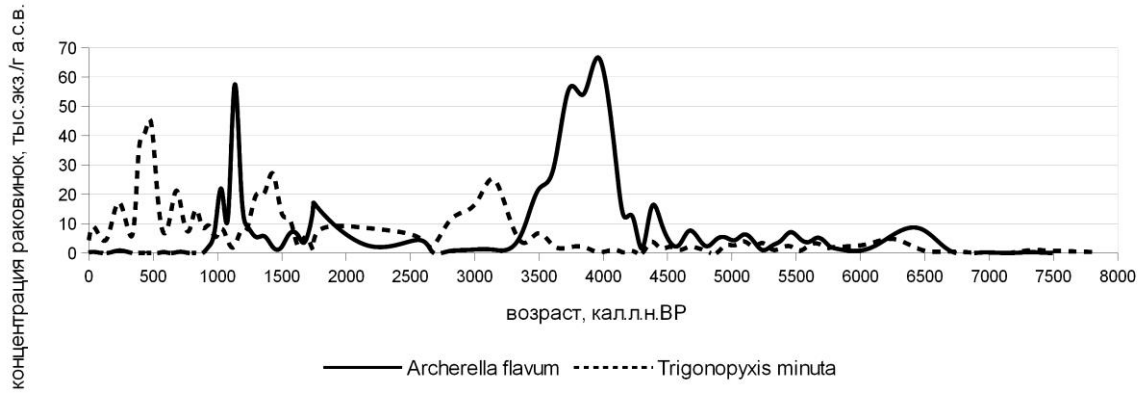


Рис. 1. Динамика концентрации раковинок *Archerella flavum, Trigonopyxis minuta* в верхней части торфяного разреза, сложенной верховыми торфами.

Следы воздействия климата в голоцене на водный режим болота находят отражение как в видовой структуре палеосообществ раковинных амеб, так и в динамике показателя УБВ, реконструированного по данным ризоподного анализа. Воздействие климата на водный режим особенно очевидно для периода, когда болото вышло в олиготрофную стадию развития и уровень его обводненности стал зависеть преимущественно от количества атмосферных осадков. На этом этапе повышение обводнения болота наблюдалось в периоды 3500–4000, 1000–1200 л.н.; а обсыхания – 2800–3300, 1300–1600, 300–900 л.н.

[1] Евсеева Н. С. География Томской области. Природные условия и ресурсы. Томск: Изд-во ТГУ. 2001. 222 с.

[2] Климат России (научно-прикладной справочник) [Электронный ресурс] URL: http://aisori.meteo.ru/ClspR.

[3] Прейс Ю. И., Курьина И. В. Палеореконструкция высокого разрешения по данным комплексного исследования торфяных отложений южной тайги Западной Сибири // Исследование природно-климатических процессов на территории Большого Васюганского болота. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2012. С. 14–40.

[4] Рахлеева А.А., Корганова Г.А. К вопросу об оценке численности и видового разнообразия раковинных амеб (Rhizopoda, Testacea) в таежных почвах // Зоологический журнал. 2005. Т.84. №12. С. 1427–1436.

[5] Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 3–23.

[6] Крутиков В.А., Прейс Ю.И., Кусков А.И., Чередько Н.Н. Цикличность торфообразовательного процесса на юге лесной зоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 317. № 1. С. 46–51.

[7] Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П. Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука. 1989. С. 90–95.

ОБЕЗВРЕЖИВАНИЕ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ОТХОДОВ КОМПОЗИТНЫМИ НАНОБИОСОРБЕНТАМИ НА ОСНОВЕ ОКСИДОВ МЕДИ И ТИТАНА

Макаревич Т. Г.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, link-link3@mail.ru

В 21 веке всё более значимым становится вопрос энергетического кризиса. Непрерывный рост населения и течение научно-технического прогресса требуют постоянного увеличения объема потребляемой энергии. Самыми распространенными источниками энергии являются полезные ископаемые, такие как нефть, газ и уголь. Однако наиболее легкодоступные природные ресурсы планеты исчерпываются. Добывать сырье приходится на больших глубинах, морских шельфах, в сланцах и т.д.

Широко используемые ныне полезные ископаемые, такие как нефть, газ, газовый конденсат, а так же сопутствующие им попутные воды, находясь в земных недрах, содержат в своём составе естественные радионуклиды. Наибольшую опасность для человека представляют вещества уранового и ториевого рядов (уран-238, торий-232). Вынос радиоактивных веществ на дневную поверхность происходит в процессе добычи нефти и газа. На оборудовании, используемом для промыслов, а так же на прилегающей земной поверхности возникают уровни радиоактивного загрязнения, порой значительно превышающие фоновые [5].

Одной из известных альтернатив нефти и газа, является использование мирного атома. Ядерный сектор энергетики наиболее развит в индустриальных странах, не имеющих достаточного количества собственных природных энергоресурсов, среди таких государств можно выделить Францию, Бельгию, Финляндию, Швецию, Болгарию и Швейцарию [6]. Однако использование атомной энергии несёт на себе ряд проблем: атомная энергетика не является устойчивой, так как ядерное топливо весьма ограничено, как и ископаемое топливо, помимо прочего можно отметить, небезосновательные опасения, связанные с потенциальной возможностью возникновения аварийных ситуаций, а также с загрязнениями при непосредственной промышленной добыче урана.

Другой глобальной проблемой современного общества является колоссальное количество отходов, в том числе радиоактивных. Отходы подобного рода образуются при изготовлении ядерного топлива и топливных элементов, работе ядерных реакторов, переработке облученных топливных элементов, производстве и использовании искусственных и естественных радиоизотопов. Источниками РАО также могут служить заводы по переработке урановой руды и исследовательские лаборатории.

Радиоактивные отходы (РАО) образуются в различных формах и обладают разными физико-химическими характеристиками, такими, как периоды полураспада и концентрации составляющих их радионуклидов. РАО могут образовываться в газообразной, жидкой и твёрдой форме. Особым видом РАО являются жидкие технологические радиоактивные отходы [1].

Способы, применяемые для очистки и обезвреживания радиоактивных сточных вод, определяются природой радиоактивных веществ. Как известно, распад каждого радиоактивного элемента происходит самопроизвольно, невозможно изменить интенсивность излучения или вовсе лишить вещество его радиоактивных свойств внешними физическими воздействиями. Вследствие чего, обезвреживания сточных вод, загрязненных долгоживущими изотопами, направлены не на уничтожение

радиоактивных свойств этих веществ, а на удаление последних из водного раствора. Широкое применение имеют физико-химические и биологические способы очистки радиоактивных вод путем выделения радиоактивных элементов. Одним из наиболее массовых методов является сорбционный.

Перспективным направлением в разработке сорбентов является использование наночастиц, пригодных для сорбции, а так же веществ биогенного происхождения или включающих их как основной компонент (биосорбенты) [2,3]. Однако данные методы имеют ряд недостатков: многие наночастицы имеют высокую стоимость, что не позволяет использовать их в массовых масштабах, к тому же, небольшой размер частиц затрудняет отделение воды от материала, а степень сорбции биосорбентов зачастую не превышает 60% [2,4]. Можно предположить, что композиты, состоящие из биосорбента и наночастиц оксидов металлов, проявят лучшие сорбционные способности, чем чистые сорбенты.

В настоящей работе были исследованы сорбционные способности композитных материалов на основе плесневых грибов и наночастиц оксидов металлов в реальных растворах, содержащих уранил-ионы (сточные воды, г. Новосибирск).

Из литературных данных известна высокая сорбционная способность плесневых грибов [4]. Вследствие чего, в качестве матрицы был выбран плесневый гриб Aspergillus niger, известный своей неприхотливостью и высокой скоростью роста мицелия. В качестве армирующего элемента выбраны наночастицы оксида меди и титана.

Таблица 1. Сорбционные характеристики материалов

Сорбент	Степень сорбции, %	Сорбент	Степень сорбции, %
Asp. niger+ CuO	93	CuO	18
Asp. niger+ TiO_2	82	TiO_2	64
Asp. niger+ CuO *	88	Aspergillus niger	50
Asp. niger+ TiO_2*	72		

* Сорбент высажен на сточные воды предприятия ядерного комплекса

Проведенные исследование, позволяют сделать следующие выводы:

1. Эффективность полученных композитных материалов существенно превосходит по сорбционным характеристикам чистые сорбенты.
2. Материал сохраняет высокую степень сорбции по отношению к урану в сточных водах, несмотря на растворённые сопутствующие загрязнители.
3. Таким образом, можно говорить о перспективности использования композитных материалов на основе нанопорошка оксида титана, меди и плесневого гриба Aspergillus niger для очистки сточных вод от урана.

[1] Милютин В.В., Гелис В.М. Современные методы очистки жидких радиоактивных отходов и радиоактивно-загрязнённых природных вод. М., 2011. [Электронный ресурс]. URL: http://www.ich.dvo.ru/~isse/2011/images/stories/papers/russian/milyutin.pdf.

[2] Горовой Л.Ф., Косяков В.Н. Клеточная стенка грибов – оптимальная структура для биосорбции // Биополимеры и клетка. 1996. Т.12. №4. С. 49-60.

[3] Xu M., Wei G., Li S. et al. Titanate nanotubes as a promising absorbent for high effective radioactive uranium ions uptake // Journal of Nanoscience and Nanotechnology. 2011. V. 12. № 8. P. 6374-6379.

[4] Селиверстов А.Ф. Сорбция хитином, хитозаном и хитинсодержащими материалами радиоактивных элементов из водных растворов. Дис. канд. хим. наук. Москва, 2004. 120 с.

[5] Очистка труб НКТ [Электронный ресурс]. URL: http://gidroneftemash.ru/face/info.php (Дата обращения 29.09.2014).

[6] Попов И., Попова Л. В поисках разумной энергетической политики // Pro et Contra. 2002. Т. 7. № 1. С. 33-53.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОЧВО-ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗОЛООТВАЛА (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

Никитина В.В, Подлипский И.И.

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет
veronika.nikitina@student.spbu.ru

Преобразование земной коры на урбанизированных территориях происходит очень интенсивно. Оно осуществляется при подземном и поверхностном перемещении вещества человеком, а также вследствие различного рода воздействий на нее.

Города являются концентраторами вещества, здесь на локальных территориях скапливается население и промышленность, происходит взаимодействие окружающей среды и деятельности человека. Складирование промышленных, строительных и бытовых отходов по классификации Ф.В. Котлова относится к прямым антропогенным воздействиям и факторам, вызывающим повышение отметок поверхности земли, а также существенные геохимические аномалии даже на уровне фона города [2, 3]. В настоящее время приобретают важное экологическое значение и территории бывших золоотвалов, которые сегодня расположены уже в городской черте и являются постоянным источником негативного экологического воздействия на состояние поверхностных и подземных вод, почво-грунтов, а также атмосферного воздуха (за счет пылевого разноса). В связи с этим, основной целью проведенной работы является эколого-геохимическая оценка состояния грунтов на территории золоотвала, расположенного на пр. Косыгина в черте г. Санкт-Петербург.

Угли и горючие сланцы изначально характеризуются повышенными содержаниями многих металлов и токсичных элементов, могут содержать высокие концентрации радионуклидов. В результате сжигания происходит резкое обогащение зольной части тугоплавкими и редкоземельными элементами, радионуклидами. Особенно характерно обогащение для свинца, кадмия, вольфрама, ртути, мышьяка, никеля, хрома, стронция, германия, а также других элементов первых двух классов опасности [1].

На данный момент все прилегающие территории изучаемого объекта заняты жилыми кварталами и общественными зданиями, поэтому крайне важно иметь представление о загрязнении данной территории, чтобы впоследствии оценить возможное влияние на население и предложить какие-либо мероприятия по улучшению ситуации.

Для изучения эколого-геологического состояния объекта было отобрано 52 пробы почво-грунтов на глубине 0.0-0.2 м. (методом «конверта»). При построении общей сети опробования на первом этапе было проведено разделения всей исследуемой территории на однородные зоны (в соответствии с особенностями мезо- и микрорельефа, фитоценоза а также характера современного использования и, как следствие, сходными геохимическими условиями), в пределах которых были заложены элементарные площадки опробования (25×25 м). Рентгенофлуоресцентным методом анализа, определено содержание некоторых тяжелых металлов и металлоидов I-II класса опасности (As, Zn, Cu, Pb, Ni, Cr).

В результате статистической обработки исходной геохимической матрицы были рассчитаны оценки математического ожидания и рассеивания, установлены закону распределения для каждого элемента и проведена гомогенизация выборки с использованием правила 3σ и заменой «выбросов» значением половины аппаратного предела обнаружения. На основе проведенного корреляционного анализа установлена

высокая степень линейной связи распределения содержаний Cr и Ni (0.75). По результатам кластерного анализа и построения дендрограммы выделена геохимическая ассоциация As-Ni-Cr, которая является типоморфной для зольных грунтов и может быть использована в дальнейших исследованиях при установке геохимической взаимосвязи зольного массива и прилегающих территорий.

В результате эколого-геологического анализа полученных данных были рассчитаны коэффициенты концентрации (по отношению к городскому фону) и показатель суммарного загрязнения (Zc) для каждой точки, на основе которых была построена схема распределения загрязнения по объекту. Было установлено, что территория золоотвала представляет собой высоко контрастную геохимическую поли элементную аномалию даже с учетом общегородской нагрузки – содержания исследуемых элементов превышают фоновые для As и Ni в 3 раза, Zn и Cr в 5 раз, Cu – в 7.77, а Pb – почти в 9 раз.

По данным горизонтального распределения значений суммарного показателя загрязнения территория характеризуется наличием локальных аномалий с высоким значением Zc. В северо-восточной части участка территории высокого уровня загрязнения скорее всего связаны с современной несанкционированной свалкой строительных и бытовых отходов.

Для определения степени воздействия геологического тела, сложенного техногенными зольными грунтами, на почво-грунты прилегающих территорий и качество природных поверхностных (р. Оккервиль) и подземных вод планируется дальнейшее исследование объекта с заложением почвенных разрезов, послойным отбором проб грунтов и геохимическим картированием и фитогеохимической съемкой в рамках дипломного проекта.

[1] Бобович Б.Б. Переработка промышленных отходов. М.: Наука. 1999. 346 с.

[2] Курбатова А.С., Герасимова С.А., Решетина Т.В. и др. Оценка состояния почв и грунтов при проведении инженерно-экологических изысканий. М.: Научный мир. 2005. 232 с.

[3] Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Недра. 1978. 186 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА ОСНОВЕ ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННЫХ НАГРУЗОК

Панченко Е.М.

Томск, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, panchenkoem17@mail.ru

Антропогенное воздействие постоянно и повсеместно влияет на состояние окружающей среды, создавая различные экологические проблемы и ситуации на территории. Изучение распространения экологических проблем и ситуаций включает в себя своеобразную экодиагностику территории, которая направлена на выявление и изучение признаков, характеризующих современное состояние окружающей среды, экосистем и ландшафтов, а также разработку оптимальных методов решения [1]. Объектом нашего изучения является территория, расположенная на Обь-Томском междуречье. Это хорошо освоенная территория со сложной ландшафтной и хозяйственной структурой. При разнообразном и многофункциональном использовании территории обычно возникает напряженность и конфликты природопользования. Для грамотного развития и использования территории необходимо оценить напряженность ситуаций и вести постоянную разработку мер для сохранения и поддержки сбалансированного соотношения различных видов антропогенной деятельности и интересов различных групп населения на территории с учетом потенциальных возможностей природы [1]. Для решения данных целей применяют методику оценки антропогенной нагрузки на территорию.

Согласно методике Б.И. Кочурова [1] для определения степени земель вводятся экспертные балльные оценки, каждому виду земель с учетом его экологического состояния присваивается соответствующий балл, после чего природные комплексы объединяются в однородные группы: минимальная антропогенная нагрузка – на мало нарушенных землях, на землях особо охраняемых территорий, максимальная – на землях, занятых населенными пунктами. На первом этапе оценки нами были определены основные виды антропогенных факторов, воздействующих на окружающую среду междуречья. Основными факторами влияния на территорию является эксплуатация подземных источников водоснабжения, рекреационное воздействие, лесное хозяйство, сельское хозяйство, лесные пожары, строительство жилья. Таким образом, мы разработали классификационную таблицу распределения земель (табл. 1). К территориям со средней антропогенной нагрузкой были отнесены группы земель природоохранного назначения, припоселковые кедровники, где наблюдается активная рекреационная деятельность. К территориям со значительной антропогенной нагрузкой были отнесены группы земель, трансформированные под воздействием Томского водозабора.

Проведенные исследования показали, что распределение антропогенных нагрузок на территории междуречья весьма неоднородно.

И в результате экодиагностики Обь-Томского междуречья, по преобладающим антропогенным нагрузкам проведено зонирование территории по экологическим ситуациям. За условно эталонную территорию была принята территория заказников. Остальные ландшафтно-экологические участки ранжировались по степени измененности.

Таблица 1. Классификация земель Обь-Томского междуречья по степени антропогенной преобразованности

Степень АН	Балл	Группа земель
Низкая	**1**	Леса и неиспользуемые земли
Незначительная	**2**	Земли под водой, болота
Средняя	**3**	Пастбища, сенокосы, многолетние насаждения, припоселковые кедровники, природоохранные (рекреационные) территории
Значительная	**4**	Пашня, трансформированные под воздействием водозабора, территории, гари
Высокая	**5**	Земли промышленности, транспорта, инфраструктуры, городской и сельской застройки; нарушенные земли.

Ситуация на лесных ландшафтах была оценена как конфликтная. В настоящее время значительная часть лесных массивов на территории междуречья вырублена. Современные лесные массивы представлены чаще всего сосновыми молодняками или производными березово-осиновыми лесами [2]. Конфликтная ситуация также отмечается на территориях охранного назначения. Напряженная ситуация отмечается на сенокосных и пастбищных участках, т.к. сосредоточение данных видов на террасовых и пойменных участках ведет к ослаблению и без того уязвимого объекта междуречья. Северная часть междуречья характеризуется сочетанием территорий со статусом защиты, территорий, практически неиспользуемых человеком из-за их труднодоступности, а так же трансформированных территорий из-за воздействия водозабора. Четко определить категорию экологической ситуации представляется сложным, отнесем эту территорию к конфликтным. Наиболее трансформированы неустойчивые ландшафты первой очереди водозабора, где произошла сработка грунтовых и почвенно-грунтовых вод, иссушение грунтов, деградация болот, их постепенное выгорание и замещение лесными ландшафтами, вследствие чего частое возникновение пожаров [3]. Здесь наблюдается критическая ситуация. Земледельчески-освоенные территории характеризуются максимальными трансформациями природной среды и формированием ландшафтов нового типа – агроценозов, поэтому ситуацию можно характеризовать здесь как критическую. Территорий, характеризуемых кризисной или катастрофической ситуацией на междуречье нами не выявлено.

Данная схема, в значительной степени носит экспертный характер, но имеет принципиальное значение при выявлении и оценке процессов деградации природной среды, организации системы мониторинга и оптимизации природопользования.

[1] Кочуров Б.И. География экологических ситуаций (экодиагностика территории). М.: Игран, нцэбп. 1997. 132 с.

[2] Дюкарев, А.Г., Пологова Н.Н. Природные комплексы Томь-Обского междуречья и устойчивость их компонентов // Проблемы экологии Томской области. Томск: ТГУ. 1992. Т.1. С. 81-83.

[3] Дюкарев, А.Г., Пологова Н.Н. Водный режим почв в зоне влияния Томского водозабора // Вестник ТГУ. Томск ТГУ, 2009. Вып. 324. С. 363-372.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ СОВРЕМЕННЫХ ЭОЛОВЫХ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Рубцова М.Н.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН,
rubtsova83@inbox.ru

Актуальность инженерно-геологической оценки эоловых отложений Байкальского региона обусловлена необходимостью рационального освоения удобных прибрежных участков озера Байкал, представляющих собой в основном песчаные пляжи и прилегающие к ним эоловые массивы. Кроме того, полученные материалы послужат основой для разработки научно-обоснованных проектных решений по созданию здесь курортно-оздоровительных, спортивных, туристско-рекреационных и парковых зон.

Впервые в рамках реализации генетического подхода при инженерно-геологической оценке песчаных массивов региона выполнен широкий комплекс литолого-минералогических исследований (гранулометрический анализ и иммерсионный анализ песчано-пылеватой фракции), служащих основой корреляционно-генетических построений. Объектом исследований явились современные эоловые отложения аквальных впадин Байкальской рифтовой зоны – песчаные покровы острова Ольхон (Нюрганский, Улан- Хушинский, Сарайский и Хужирский заливы) и Восточного побережья оз. Байкал (бухты Каткова, Безымянная, Песчаные Бугры, заливы Чивыркуйский и Усть-Баргузинский), а также песчаные массивы суходольных впадин – Баргузинской, Тункинской и Чарской [1].

Сравнительный анализ гранулометрического и минерального состава эоловых песков позволил установить их сходства и отличия. Так, эоловые покровы аквальных впадин преимущественно относятся к среднезернистым (содержание фракции 0.5–0.25 мм достигает 75 %) пескам, полевошпатово-кварцевого (кварца > 60 %) состава с пироксен-магнетитовой и ильменит-амфиболовой ассоциациями тяжёлых минералов. Отмечены повышенные значения коэффициента мономинеральности (2.0–2.6). Установлено сходство минерального состава донных осадков взморья, отложений пляжа и эоловых песчаных покровов. Характер распределения минералов лёгкой и тяжёлой фракций по профилям, заложенным от уреза воды в континентальную часть массива, представляет закономерное уменьшение кварца, магнетита, эпидота, ильменита и др. Подобная картина свидетельствует о том, что источником песчаного материала в аквальных впадинах является прибрежная часть аккумулятивного залива. Отличительная особенность эоловых песков суходольных впадин заключается в следующем. Они относятся к средне- и мелкозернистым пескам, полевошпатового и кварц-полевошпатового состава с пироксен-амфиболовой ассоциацией тяжёлых минералов. Характеризуются относительно низкими значениями коэффициента мономинеральности (0.12–1.0), что указывает на слабую степень химической зрелости отложений. Распределение минералов лёгкой и тяжёлой фракций по профилям, заложенным вдоль и поперек эоловых покровов, носит волновой характер, что подтверждает преобладание здесь процессов перевеивания.

Таким образом, детальный анализ распределения гранулометрического и минерального состава эоловых отложений Байкальской рифтовой зоны показал, что источники и механизмы их формирования для аквальных и суходольных впадин существенно отличаются.

[1] Akulov N.I., Rubtsova M.N. Aeolian deposits of rift zones // Quaternary International**.** 2011. 234 (1-2). P. 190-201.

ФОНОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОГО МАКРОСКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Селиванова Д.А.

Тюмень, Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана, das@crru.ru

Малонаселенные и труднодоступные территории западной части Ханты-Мансийского автономного округа - Югры, удаленные от месторождений углеводородного сырья, до настоящего времени исследованы очень слабо, несмотря на то, что здесь намечается промышленная разработка твердых полезных ископаемых. Перспективное промышленное освоение восточного макросклона Приполярного Урала со всей актуальностью ставит вопрос об оценке фонового состояния биосферы, в том числе и фоновых ландшафтно-геохимических показателей, которые могут быть использованы при организации экологического мониторинга.

В работе определен геохимический фон компонентов природной среды (почв, поверхностных вод, донных отложений) проведена дифференциация характеристик геохимического фона горных и равнинных ландшафтов, связанных общим потоком вещества и энергии.

Полевые исследования геосистем и отбор проб проведены на основании ГОСТов. Химический анализ 66 проб почвенных образцов выполнен в Лаборатории экологических исследований Тюменского государственного университета, поверхностных вод (38 проб) и донных отложений (41 проба) - в Ханты-Мансийском центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. В пробах были определены валовые формы микроэлементов методом атомно-абсорбционной спектрометрии.

Статистические характеристики рассчитаны в программах Microsoft Excel 2010 и PAST (Paleontological statistics software) version 3.0 [4]. В случае отсутствия нормального или логнормального распределения, за величину геохимического фона принята медиана, значение которой сравнительно мало подвержено влиянию аномальных значений [1].

Вычисленные кларки концентрации (КК) биогеохимической провинции Приполярного Урала, которые характеризуют относительную распространенность химических элементов в почвах (по отношению к кларку почв по А.П. Виноградову), в донных отложениях (по отношению к кларку литосферы по А.П. Виноградову), в поверхностных водах (по отношению к средним концентрациям растворенных микроэлементов в речных водах по В.В. Гордееву и А.П. Лисицыну), приняты за общий региональный фон [3].

Отношение фоновых геохимических характеристик горных ландшафтов и подгорных равнин к общему региональному фону представляет собой кларк местной концентрации (Klk) [2]. Оценки микроэлементов по значениям Klk охарактеризованы как накопление (Klk>1.2), как соответствие общему региональному фону (Klk= 1.2-0.8), как дефицит (Klk ≤0.7) [2].

В результате проведенных исследований выявлено, что содержание большинства химических элементов в природных средах близко к кларковым показателям (табл.1) Прослеживается контрастное распределение свинца, вызванное миграцией из почв горных ландшафтов и накоплением в донных отложениях предгорий. В горных почвах с маломощным органогенным горизонтом биофильный марганец содержится в пониженных концентрациях, но в предгорьях, по мере увеличения мощности профиля

почв, содержание этого элемента закономерно повышается. Для цинка и меди характерна интенсивная водная миграция в условиях горных ландшафтов. В пределах предгорных равнин наблюдается избыток хрома. Согласованный характер поведения микроэлементов характерен для поверхностных вод и донных отложений,

Таблица 1. Фоновые геохимические ассоциации в ландшафтах восточного макросклона Приполярного Урала

Компоненты природной среды	Pb	Zn	Cu	Mn	Cr	Ni	Fe
Горные ландшафты							
Почвы	2.0	1.0	0.9	0.8	0.8	0.9	1.0
Донные отложения	0.8	0.9	0.8	1.0	0.6	1.0	1.0
Поверхностные воды	1.0	1.3	1.3	1.0	0.7	1.1	1.0
Подгорные равнины							
Почвы	0.7	1.1	1.4	1.2	1.3	1.4	1.1
Донные отложения	1.4	1.0	1.2	1.0	1.3	1.0	1.2
Поверхностные воды	1.0	0.9	1.0	1.0	1.3	0.9	1.1

- накопление (Klk>1,2)
- соответствие общему региональному фону (Klk =1,2-0,8)
- дефицит (Klk ≤0,7)

Полученные результаты могут быть использованы для дальнейшего ландшафтно-геохимического районирования территории и в качестве геохимического фона для организации экологического мониторинга территории перспективного промышленного освоения горных ландшафтов и подгорных равнин.

[1] Марченко А.Г., Смоленский В.В. Геохимия. Методические указания по выполнению лабораторных работ. Спб.: Санкт-Петербургский горный институт. 2006. 36 с.

[2] Сорокина Е.П., Дмитриев Н.К., Карпов Л.К., Трихалина Н.Ю. Дифференциация геохимического фона природной среды на основе ландшафтно-геохимического районирования территории // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 143-151.

[3] Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.:Недра. 1990. 480 с.

[4] Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. Paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4(1). P. 1-9 (http://palaeoelectronica.org/2001_1/past/issue-1_01.htm).

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА СОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПИТЬЕВЫХ ВОД

Сокгоев Б.Р.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, bulatsoktoev@gmail.com

Постановка проблемы. Исследования солевых отложений, образующихся в системах водоснабжения на различных этапах подготовки, очистки и транспортировки, посвящены, в основном, вопросам образования и способов удаления данных образований. Лишь в ряде работ приводятся данные по элементному составу подобных образований, причем перечень изучаемых компонентов ограничен (Na, Ca, Fe, Mg, ряд тяжелых металлов, отдельные радионуклиды) [4-6]. Достоинством этих работ является изучение солевых отложений с позиций концентрирования вредных веществ и в то же время их ремобилизации при изменении физико-химических условий. Наши исследования данных образований, формирующихся в бытовой теплообменной аппаратуре, показывают их информативность с позиций экологической геохимии [1-3, 7, 8].

Материалы, методы. Сотрудниками кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета (ТПУ) совместно с учеными Бурятского государственного университета, Алтайского регионального института экологии и рационального природопользования, Павлодарского государственного педагогического института отобраны солевые отложения питьевых вод (накипи) – более 600 проб.

Использованные аналитические методы: 1) инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) (ТПУ); 2) масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) (ООО «ХАЦ «Плазма», Томск); 3) рентгеновская дифрактометрия (Bruker AXS GmbH, Москва, ОАО «ТомскНИПИнефть», г. Томск); 4) сканирующая электронная микроскопия (ТПУ).

Результаты и обсуждение. В целом, солевые отложения питьевых вод представляют собой преимущественно карбонатные образования, сложенные на 90-95 % арагонитом или кальцитом. В качестве примесей могут присутствовать карбонаты Fe, Mn, гидроксиды Fe, сульфаты (барит), силикаты (монтморрилонит, гемиморфит).

По данным ИНАА и ICP-MS, элементный состав накипи неоднороден и отражает, прежде всего, геохимические особенности воды, из которой они формируются. Матричными элементами в солевых отложениях являются Ca, Na, Fe: содержание этих элементов варьирует в широких пределах, но практически всегда превышает десятки мг/кг. Особенности накопления других химических элементов определяют региональную геохимическую специализацию накипи. Для ее выявления средние значения по регионам были пронормированы к элементному составу накипи воды оз. Байкал, как эталона чистой питьевой воды (табл.1).

Геохимические особенности солевых отложений питьевых вод обусловлены опосредованным влиянием факторов природно-техногенного характера через воду. В качестве природных факторов формирования элементного состава накипи могут выступать геохимические ореолы месторождений, рудопроявлений, геохимически специализированных комплексов горных пород. Влияние техногенной нагрузки в элементном составе солевых отложений наблюдается при наличии промышленных предприятий, урбанизированных территорий, разрабатываемых и отработанных месторождений.

Таблица 1. Геохимическая специализация солевых отложений питьевых вод различных регионов (относительно солевых отложений из вод оз. Байкал)

Регион	Геохимический ряд
Томская область	**$Zn_{43.1}$-$Ag_{12.7}$-$Fe_{3.8}$-$Sc_{2.5}$-$Ta_{2.1}$**-$Ba_{1.8}$-$Sm_{1.5}$-$Co_{1.4}$-$Sb_{1.1}$-$Au_{1.0}$
Челябинская область	**$Zn_{35.5}$-$Ag_{6.4}$-$U_{4.8}$-$Sc_{4.3}$-$Ce_{3.5}$-$Ba_{3.2}$-$Sm_{2.7}$-Fe=$La_{2.0}$**-$Sr_{1.6}$-$Lu_{1.5}$-$Ca_{1.4}$
Республика Алтай	**$Zn_{64.0}$-$Ag_{4.2}$-$Fe_{2.5}$-$Ta_{2.1}$-$U_{2.0}$**-$Tb_{1.6}$-$Sc_{1.5}$-$Sb_{1.1}$
Павлодарская область, Казахстан	**$Zn_{118.6}$-$Ta_{15.5}$-$Ag_{11.3}$-$U_{7.1}$-$Sb_{3.8}$-$Fe_{3.1}$-Hf_3-Sc_3-$Sm_{2.1}$-Tb_2**-$Ba_{1.9}$-$Co_{1.8}$-$La_{1.3}$-$Ce_{1.2}$-$Sr_{1.2}$-$Au_{1.2}$-$Yb_{1.1}$-$Lu_{1.1}$
Иркутская область, в том числе:	
• правобережье р. Ангара	**$Zn_{46.6}$-$Ag_{8.5}$-$Ta_{6.4}$-$Sr_{3.0}$**-$U_{1.8}$-$Ba_{1.7}$-Ce=$Rb_{1.4}$-$Tb_{1.3}$-$Sc_{1.2}$-$Ca_{1.1}$
• левобережье р. Ангара	**$Zn_{100.5}$**-$Sr_{1.5}$-$Ag_{1.4}$-$Tb_{1.1}$
Республика Бурятия, в том числе:	
• Закаменский район	**$Zn_{26.4}$-$Ag_{6.6}$**-Sr=$Ta_{1.4}$-$U_{1.2}$-$Ce_{1.0}$
• Боргойская впадина	**$Ag_{8.5}$-$Sr_{6.7}$-$U_{2.5}$-$Zn_{2.1}$-$Ce_{2.0}$**-$La_{1.7}$-Sc=$Lu_{1.3}$-$Ba_{1.0}$
• Пригород г. Улан-Удэ	**$Zn_{102.4}$-$U_{17.6}$-$Ce_{11.2}$-$Ag_{9.2}$**-$Sr_{1.9}$-$Sc_{1.6}$-$La_{1.5}$-Tb=$Ta_{1.1}$
• Усть-Баргузинская впадина	**$Zn_{444.1}$-$Co_{17.4}$-$Ag_{15.5}$-$Ba_{11.4}$-Sc=$Ce_{6.0}$-$U_{5.6}$-$Yb_{4.9}$-$La_{4.2}$-$Sb_{4.1}$-$Sm_{3.1}$-$Fe_{2.5}$-$Hf_{2.3}$**-$Lu_{1.8}$-Na=$Eu_{1.7}$-Ta=$Th_{1.4}$
• Тункинская котловина	**$Ag_{401.2}$-$Au_{37.2}$-$Zn_{6.9}$-$Sr_{2.8}$-$Fe_{2.5}$**-$Ba_{1.9}$

Примечание: полужирным выделены элементы с коэффициентами концентрации больше 2.

Заключение. Солевые отложения питьевых вод можно рассматривать как индикаторную среду. Исследования показывают, что элементный состав накипи зависит от особенностей геологии и металлогении, а также степени антропогенной нагрузки. Данные могут быть использованы для оценки качества вод, металлогеническом прогнозировании, эколого-геохимической оценке.

[1] Монголина Т.А., Барановская Н.В., Соктоев Б.Р. Элементный состав солевых отложений питьевых вод Томской области // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1. С. 204-211.

[2] Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Усенова Ш.Ж., Монголина Т.А., Барановская Н.В. Солевые образования питьевых вод как индикаторная среда в эколого-геохимических и металлогенических исследованиях // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 1(84). С. 40-45.

[3] Язиков Е.Г., Рихванов Л.П., Барановская Н.В. Индикаторная роль солевых образований в воде при геохимическом мониторинге // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 67-69.

[4] Lytle D.A., Sorg T., Wang L., Chen A. The accumulation of radioactive contaminants in drinking water distribution systems // Water Research. 2014. V. 50. P. 396-407.

[5] Peng C.-Y., Korshin G.V., Valentine R.L., Hill A.S., Friedman M.J., Reiber S.H. Characterization of elemental and structural composition of corrosion scales and deposits formed in drinking water distribution systems // Water Research. 2010. V. 44. № 15. P. 4570-4580.

[6] Peng C.-Y., Korshin G.V. Speciation of trace inorganic contaminants in corrosion scales and deposits formed in drinking water distribution systems // Water Research. 2011. V. 45. № 17. P. 5553-5563.

[7] Rikhvanov L., Baranovskaya N., Soktoev B., Mongolina T. Evaluation of drinking water according to geochemical composition of its salt deposition // Proceedings of 8th International Conference Environmental Engineering. Vilnius: Vilnius Gediminas Technical University Press, 2011. P. 337-342.

[8] Tapkhaeva A.E., Taisaev T.T., Rikhvanov L.P., Yazikov E.G., Baranovskaya N.V. Geochemical specialization of limescale of water sources illustrated by two regions in Siberia // Contemporary Problems of Ecology. 2010. V. 3. № 4. P. 498-507.

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В СНЕГОВОМ ПОКРОВЕ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПРЕДПРИЯТИЙ ЯДЕРНО-ТОПЛИВНОГО ЦИКЛА (НА ПРИМЕРЕ ТОМСКОГО РЕГИОНА)

Таловская А.В., Филимоненко Е.А.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет
talovskaj@yandex.ru

В работе представлены результаты анализа данных притока пылевого аэрозоля с комплексом тяжелых металлов, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов на снеговой покров в населённых пунктах северо-восточной зоны влияния Томск-Северской промышленной агломерации с 1990-х по 2006-2013 гг.

Авторы проводили отбор проб снега в 2006, 2011 и 2013 гг. на территории населенных пунктов, расположенных в северо-восточной зоне влияния промышленной агломерации. Всего было отобрано и изучено 75 проб. Объектом исследований являлся твердый осадок снега, содержащий пылевые аэрозоли, осажденные на поверхность снегового покрова. В 2013 г. дополнительно проводили изучение состава талой снеговой воды.

Аналитические исследования твердого осадка снега выполняли в аккредитованных лабораториях Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» при кафедре геоэкологии и геохимии ТПУ. Для определения элементного состава применяли инструментальный нейтронно-активационный анализ (аналитики Судыко А.Ф., Богутская Л.В.). Минеральные формы элементов изучали на сканирующем электронном микроскопе (аналитик Ильенок С.С., Чумак Ю.В.). В пробах, отобранных в 2013 г., синхронно было определено содержание 58 химических элементов в 45 пробах твердой и жидкой фазы снега методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в аккредитованном ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

Анализ динамики среднего значения величины пылевой нагрузки с 1990-х [Язиков, Рихванов, 1996; 1999; 2006; Шатилов, 2001] по 2006-2013 гг. на изучаемую территорию показал сохранение притока пыли (табл.1).

Установлена тенденция по уменьшению содержания Rb, Sr, Lu, Th, Hf, Na, Ta Cr, Co, Sb, Ba, Eu, Au, Sc и Fe в составе пылевого аэрозоля на снеговой покров в течение периода наблюдения. Содержание As в пробах значимо увеличилось в 16 раз, La – в 1.5 раза, Yb и U – в 1.6 и 1.8 раз соответственно. Данная закономерность может свидетельствовать об изменении антропогенной нагрузки со стороны источников загрязнения – произошли изменениями в топливном балансе локальных котельных в населённых пунктах, а также в технологических процессах промышленных предприятий гг. Томска и Северска (например, остановка реакторного завода СХК). В данный период наблюдений не значимо изменяются содержания Br, Cs, Ce, Sm и Tb в пробах, что возможно, свидетельствует о постоянстве источника их поступления.

Величина суммарного показателя загрязнения значимо уменьшилась в 1.5 раза, тогда как в соответствии с нормативным показателем [2] сохраняется высокая степень загрязнения снегового покрова данными химическими элементами.

Анализ данных синхронного изучения содержания химических элементов в пробах талой снеговой воды и твердом осадке снега в 2013 г. показал, что большая доля Br, Sb, Au, Ca, Re, Bi, As, Mo, Se, Mg, Zn, Na, Sr, Ge находятся в подвижной форме в талой снеговой воде. Все остальные рассматриваемые элементы концентрируются преимущественно в твердом осадке снега. Подвижность Sc, Sn, W, Ge, Mo и Au выше фоновых показателей, тогда как все остальные элементы характеризуются сниженными свойствами подвижности и в большей степени содержатся в твердом осадке снега в

сравнении с фоном. Полученные данные хорошо согласуются с литературными данными [3,4].

По результатам электронной микроскопии установлено, что в твердом осадке снега минеральными формами As является арсенопирит, Pb – галенит, Sb – стибнит, Cr – хромит, Fe – пирит, магнетит, Ti – ильменит, Ba – барит, Zr – циркон, монацит. Выявлены Al-Si сферулы, содержащие La, Ce, Y и Ga.

Таблица 1. Динамика величины пылевой нагрузки (P_n, мг/(м^2·сут.)) и содержания химических элементов (мг/кг) в пробах твердого осадка снега на территории северо-восточной зоны влияния Томск-Северской промышленной агломерации

	Фон	1990-е гг. [1]	2006 г.	2011 г.	2013 г.
P_n	7	31.5±4.2	38.1±3.6	28.0±2.7	25.0±3.0
Na, %	0.15	0.74±0.05	0.55±0.02	0.61±0.02	0.48±0.02
Ca, %	0.82	1.81±0.70	1.05±0.05	1.12±0.03	1.46±0.07
Sc	7.1	52.5±2.8	11.8±0.2	10.4±0.3	10.3±0.5
Cr	110	261±20	70±2	82±4	81±12.3
Fe, %	1.87	23.1±1.6	3.9±0.1	3.3±0.2	2.9±0.1
Co	10.3	46.4±2.4	18.4±0.6	15.0±0.4	14.7±0.8
As	0.5	0.5	3.3±1.4	2.3±0.2	8.5±0.6
Br	2.9	6.2±1.5	6.6±0.2	5.5±0.3	5.6±0.4
Rb	55	118±10	71.6±3.3	58.4±1.7	52.4±2.1
Sr	100	532±241	333±74	249±18	266±24
Sb	2.3	9.4±1.2	4.2±0.2	1.7±0.1	3.0±0.3
Cs	3.5	5.8±0.3	5.7±0.2	5.1±0.2	4.0±0.2
Ba	100	2636±224	1168±44	717±28	832±48
La	2.8	31.5±2.7	52.8±1.7	44.4±1.5	45.4±2.5
Ce	10.3	108.2±7.3	95.2±2.1	90.8±2.8	98.5±5.8
Sm	0.57	7.5±0.3	8.4±0.4	6.6±0.2	6.8±0.4
Eu	1.1	3.8±0.2	1.5±0.1	1.2±0.05	1.3±0.1
Tb	0.06	1.5±0.2	1.1±0.05	0.9±0.04	1.1±0.1
Yb	0.2	2.3±0.1	3.6±0.1	3.3±0.1	3.1±0.1
Lu	0.075	1.1±0.1	0.6±0.02	0.5±0.02	0.5±0.02
Hf	2.2	11.2±0.5	7.3±0.2	7.1±0.2	7.5±0.4
Ta	0.1	3.5±0.3	1.5±0.1	1.5±0.1	1.7±0.1
Au	0.22	0.12±0.03	0.04±0.01	0.02±0.002	0.02±0.003
Th	2.9	22.2±1.3	14.5±0.4	12.9±0.5	13.6±0.8
U	0.2	3.3±0.4	6.0±0.2	5.4±0.3	4.5±0.3
Суммарный показатель загрязнения		206	159	140	152

Таким образом, пыль с комплексом химических элементов в исследуемых населенных пунктах имеет преимущественно местное происхождение за счет выбросов от локальных источников, преимущественно угольные и газовые котельные, печное отопление, выхлопы от автотранспорта. Кроме того, от промышленных объектов Томск-Северской агломерации происходит перенос загрязняющих компонентов согласно главенствующему направлению ветра в северо-восточном направлении на территорию населенных пунктов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ для поддержки молодых российских ученых (МК 951.2013.5).

[1] Л.П. Рихванов, Е.Г. Язиков, Ю.И. Сухих, Н.В. Барановская, В.Т. Волков, Н.Н. Волкова, В.В. Архангельский, Т.А. Архангельская, О.А. Денисова, А.Ю. Шатилов, Е.П. Янкович. Томск: Изд-во ИП Серкова Т.И. 2006. 216 с.

[2] Сает Ю.Е., Ревич Б. А., Янин Е.П., Смирнова Р.С. М.: Недра. 1990. 335 с.

[3] Королева Г.П., Горшков А.Г., Виноградова Т.П. Бутаков Е.В., Маринайте И.И., Ходжер Т.В. // Химия в интересах устойчивого развития. 1998. Т. 6. С. 327-337.

[4] Бортникова С.Б., Рапута В.Ф., Девятова А.Ю., Юдахин Ф.Н. // Геоэкология. 2009. № 6. С. 515-525.

ДОЛГОСРОЧНОЕ ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД ЗАИГРАЕВСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ

Украинцев А.В., Плюснин А.М.

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН,
ukraintsev87@bk.ru

Среди множества явлений, оказывающих влияние на состояние окружающей среды, лесные пожары занимают особое место. После значительных пожаров длительное время проявляются вторичные поражающие факторы: существенно меняются условия формирования поверхностного стока, усиливаются эрозионные процессы, из почв дождевыми и талыми водами вымываются загрязняющие вещества, которые попадают в водотоки и водоемы. Снижаются водоохранно-защитная, водорегулирующая и противоэрозионно-аккумулятивная роль лесов. Лесные пожары по масштабам воздействия – важнейший фактор формирования химического состава таежных рек [1] .

Республика Бурятия является регионом со сложной лесопожарной обстановкой. На ее территории за последние 5 лет ежегодно фиксируется более 500 очагов возгорания, в результате чего выгорают десятки тысяч гектаров лесных насаждений. Так, по данным Федерального агентства лесного хозяйства от 18 июля 2014 г., с начала пожароопасного сезона зарегистрировано 816 очагов на общей площади около 73 тысяч га [2]. Одним из характерных примеров неблагоприятной лесопожарной обстановки является Заиграевский район республики. Согласно статистике, за последние 5 лет на территории района ежегодно фиксируется до 100 очагов возгорания [3]. Кроме того, интерес к изучению экологических последствий лесных пожаров на территории Заиграевского района вызван его географическим положением и гидрологическими особенностями. Большая часть территории района входит в водосборную площадь р.Уда, непосредственно ниже по течению которой находится г. Улан-Удэ – крупнейший населенный пункт республики Бурятия.

Существенным последствием лесных пожаров, негативно влияющим на экологическую обстановку, является долгосрочное изменение химического состава природных вод. Для изучения динамики химического состава природных вод, нами был составлен ряд карт, отражающих ежегодную лесопожарную обстановку в районе. На основании картографического материала, были выбраны участки, относящиеся к водосборам основных рек района и пораженные сильными пожарами в разные годы. На этих участках с 2012 года проводится периодический отбор проб воды и измерение характеристик русла рек для количественной и качественной оценки состояния природных вод. Кроме того, были выбраны участки с характерным для района ландшафтом и видовым составом растительности, также пораженные сильными пожарами в разные годы. На них с 2012 года проводится периодический отбор проб снега и измерение характеристик снежного покрова.

Результаты лабораторного анализа проб показали, что концентрации растворенных веществ в образцах снежного покрова, взятых на пирогенно поврежденных участках существенно выше, чем в образцах, взятых на участках не пострадавших от пожаров. Наиболее значительное повышение концентрации наблюдается у катионов Na^+, Ca^+, Mg^+, а также у анионов HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-. Причем, в первые годы после крупного пожара, концентрации основных компонентов состава были увеличены в 1.5 и более раза. Например, содержание ионов гидрокарбоната в снежном покрове, взятом с участка, сгоревшего в 2011 году, на вторую зиму после

пожара превысило фоновое значение в 2.5 раза. Повышенная минерализация сохраняется на 3-й и на 4-й год после пожара, постепенно снижаясь до фонового уровня. Обобщенные показатели минерализации снежного покрова на участках, пораженных сильными верховыми пожарами, приведены на диаграмме (рис. 1). На основании полученных данных можно говорить о том, что динамика концентрации компонентов химического состава у различных пожаров имеет большие сходства. Влияние пожаров, произошедших в разные годы на участках со сходным ландшафтом и видовым составом лесных насаждений, определяется в основном временем, прошедшим после пожара. Рассматривая последствия пожара, произошедшего в 2010 году, в сравнении с пожаром, произошедшим в 2011 г., можно отметить, что спустя одинаковые промежутки времени, показатели общей минерализации имеют сходные значения. Кроме того, исходя из полученных данных, можно предположить, что темпы уменьшения общей минерализации будут снижаться с течением времени по мере того, как показатели минерализации все более будут приближаться к фоновым значениям.

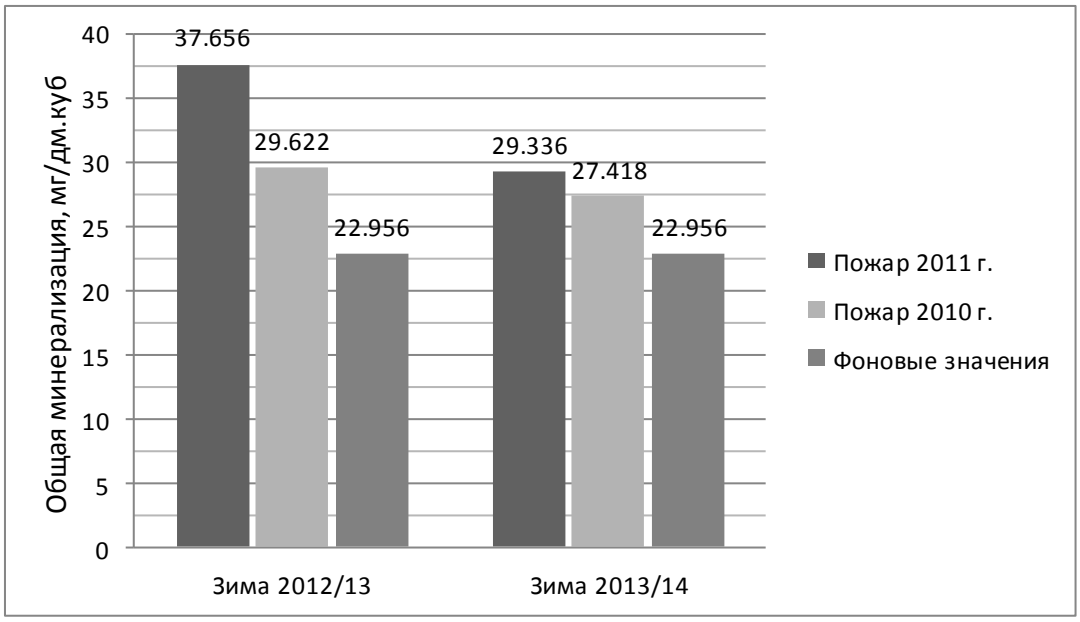


Рис. 1. Диаграмма изменения общей минерализации снежного покрова в ближайшие годы после пожаров.

На основании проводимых исследований планируется более детально выявить закономерности динамики состава природных вод в районах, подверженных влиянию сильных лесных пожаров. Полученные результаты позволят нам дать комплексную оценку долгосрочного влияния пожаров на экологическое состояние водоемов района и получить более полное представление о проявлении вторичных поражающих факторов лесных пожаров.

[1] Шестеркин, В. П., Форина Ю. А., Шестеркина Н. М. Влияние катастрофических лесных пожаров 1998 года на гидрохимический режим рек Сихотэ-Алиня // Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии : тр. Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Барнаул. 2012. С .208-212.

[2] Оперативные данные по лесным пожарам в Сибирском федеральном округе: новости Федерального агентства лесного хозяйства от 18.07.2014г. [Электронный ресурс] URL: http://www.rosleshoz.gov.ru/dep/siberia/press/1569.

[3] Лесохозяйственный регламент Заиграевского лесничества Республиканского агентства лесного хозяйства, Министерство природных ресурсов республики Бурятия, Улан-Удэ, 2008 г.

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ РТУТИ (Hg) В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ЗОНЕ УСТЬЯ РЕКИ МЕКОНГ В ТЕЧЕНИЕ 2013-2014

Фунг Тхай Зыонг[1], Ле Ван Луиен[1], Чинь Фи Хоань[2], Нгуен Тхи Тхань Ван[2], Фан Ван Туан[2], Фан Хоань Линь[3]

[1] Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет
[2] Каолань, Вьетнам, Университет Донгтхап
[3] Каолань, Вьетнам, Университет Кантхо

Ныне Вьетнам находится в периоде индустриализации и модернизации страны, поэтому проблема загрязнения тяжелыми металлами окружающей среды является весьма актуальной. Однако внимание ученых больше всего сосредоточено на изучении речной воды. Изучение содержания тяжелых металлов в донных отложениях является новым и необходимым направлением.

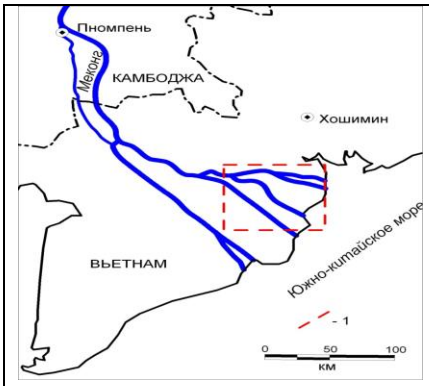


Рис. 1. Район исследования (нижнее течение р. Меконг)

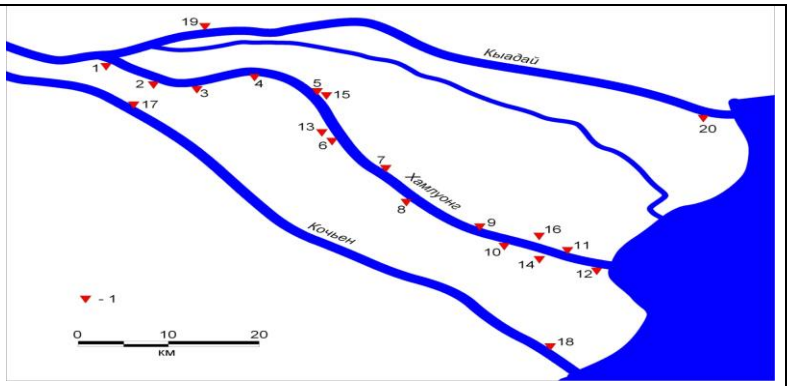


Рис. 2. Схема размещения пунктов отбора проб донных отложений

Основной задачей исследования являлось изучение содержания Hg в донных отложениях устья реки Меконг в течение 2013-2014. Кроме того, мы также провели сравнение с реками, протекающими в других районах Вьетнама, что является важным для сельского хозяйства.

Рукав Хамлуонг был основным объектом исследований, в его пределах были проведены отборы проб поверхностных вод и донных отложений на участке протяжённостью 77 км от устьевого взморья, в том числе: в январе 2013 г. – 12 проб; в январе 2014 г. – 12 пробы из проток рукава Хамлуонг, Кочьен и Кыадай (рис. 1, 2).

Вьетнамская норма (QCVN XX: 2012/BTNMT) состоит из двух степеней: степень А представляет собой предельное значение параметров, если значения превышают этот предел, то начинается негативное влияние на жизнь водяных организмов и прибрежные экосистемы; степень В - предельное значение параметров, и когда значения превышают этот предел, то происходит негативное влияние на жизнь водяных организмов и прибрежные экосистемы. На основе анализа проб устья реки Меконг мы находим, что содержание Hg больше, чем Вьетнамская норма (табл. 1).

Таблица 1. Среднее содержание Hg в донных отложениях в зоне устья реки Меконг, мг/кг

Hg	
A (2014)	0.31
A (2013)	0.12
QCVN XX: 2012/BTNMT	*0.13*

Примечание: А – среднее арифметическое; QCVN XX: 2012/BTNMT – Вьетнамская норма [2].

Среднее содержание Hg в зоне устья реки Меконг составляет 0.31 мг/кг, это повышенное значение, по сравнению с другими реками и районами. Высокое содержание Hg сильно влияет на жизнь организмов и прибрежные экосистемы в этом районе. Источник накопления в основном из верховья. Проблема загрязнения Hg в регионе дельты Меконга является все более и более актуальной для научных исследований. Ограничение распространения источника загрязнения является первоочередным делом не для Вьетнама, но и для стран, по которым протекает река Меконг (табл. 2).

Таблица 2. Среднее содержание Hg (мг/кг) в донных отложениях в зоне устья реки Меконг по сравнению с содержанием в других реках и районах Вьетнама

Показатель	Зона устья реки Меконг (2014)	Содержание тяжелых металлов в отложениях залива Данан [3]	Тяжелые металлы в отложениях в реке Сайгон, г. Хошимин [4]	Состояние качества отложений поверхностной воды в приморских районах в Хайфоне [1]
Hg (2014)	0.31	0.0009	0.01	0.22

Результаты показывают, что содержание ртути наиболее высокое в зоне устья реки Меконг. Исследования содержания тяжелых металлов в донных отложениях Нгуен Ван Тхо (2007 г.) также показали аналогичный результат. По мнению Ле Хуи Ва (2000 г.) донные осадки представлены, в основном, илами и характеризуются повышенным содержанием многих тяжелых металлов, что является естественным. Полученные результаты аналогичны опубликованным в трудах J.I. Nirmal Kumar и др. (2003), G.W. Brayan, W.J. Langston (1992), R.M. Cenci, J.M. Martin (2004) и др. Перечисленные авторы также подтверждают сделанные выводы: в устьях рек, недалеко от мест их впадения в море, осаждаются антропогенные загрязняющие вещества (жизнедеятельность населения, транспортные средства, промышленное производство), поступающие из верховьев рек и каналов, стекающих с суши. По мнению этих авторов, степень загрязнения донных осадков и рек увеличивается от их верховья к низовью.

[1] Данг Хоай Ньон. Состояние качества отложений поверхностной воды в приморских районах в Хайфоне // Журнал наук и морской технологии. 2010. № 3. С. 33-52 (на вьет. языке).

[2] Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды. Государственный технический стандарт качества речных донных отложений (QCVN XX:2012/ BTNMT). 2012. 21 с. (на вьет. языке).

[3] Фам Тхи Нга. Содержание тяжелых металлов в отложениях залива Дананг // Журнал наук и морской технологии. 2012. № 3. С. 79-88 (на вьет. языке).

[4] Хоанг Тхи Тхань Тхуй. Тяжелые металлы в отложениях в реке Сайгон, г. Хошимин // Журнал научных разработок и технологий. 2007. № 1. С. 27-37 (на вьет. Языке).

[5] О.Г. Савичев, Ю.Г. Копылова, Р.Ф. Зарубина, Н.Г. Наливайко, А.А. Хващевская. Методика эколого-геохимических исследований. Томск: Изд-во Томского университета. 2012. 183 с.

[6] Cenci R. M, Martin J. M. Concentration and fate of trace metals in Mekong River Delta // Science of the total Environment. 2004. № 332. P. 167-182.

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАСТЕНИЯ (ВОДЯНАЯ ИПОМЕЯ) В ЦЕЛЯХ АДСОРБЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Фунг Тхай Зыонг[1], Ле Ван Луиен[1], Чинь Фи Хоань[2], Фан Ван Туан[2], Нгуен Тхи Тхань Ван[2], Фан Хоань Линь[3]

[1] Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет
[2] Каолань, Вьетнам, Университет Донгтхап
[3] Каолань, Вьетнам, Университет Кантхо

1. Подготовка почвенной пробы

Пробы донных отложений были взяты в верховье реки Хамлуонг (одно из 9 устьев реки Меконг), где приток Тиен начинает разветвляться перед тем, как впадает в Южно-Китайское море (территория Вьетнама).

Объем *воды*: требуется отобрать около 5 кг для проведения эксперимента с водяными ипомеями.

2. Подготовка растительной пробы

Для проведения эксперимента требуется примерно 30 семян (10 г). Семена водяной ипомеи были взяты из растительного питомника. Качество семян гарантированное.

3. Инструменты и модели

Время проведения эксперимента с 05.01.14 по 16.02.14. Выполнение эксперимента при температуре около 30^0C.

Параметры воды, использованной для полива ипомеи: температура: 29.3°C, электропроводность: 4.46 мСм/см. Количество воды, использованной для полива ипомеи: 5 л. Вода, использована для орошения растения, взятая на том же месте, где отбирались донные отложения (рис.1).

Рисунок 1. Эксперименты

4. Результат эксперимента

После начала эксперимента, в течение 6 недель, содержание тяжелых металлов в отложениях значительно снизилось (табл. 1).

Таблица 1. Содержание тяжелых металлов в отложениях после эксперимента (мг/кг)

Показатель	pH	Zn	Cu	Pb	Cd	As	Hg
До эксперимента	7.32	72.64	3.52	1.88	0.13	7.14	0.36
После эксперимента		43.78	3.34	1.84	0.02	2.80	0.12

Содержание (мг/кг) основных тяжелых металлов снижалось: Zn — с 72.64 до 43.78; Cu — с 3.52 до 3.34; Pb — с 1.88 до 1.84; Cd — с 0.13 до 0.02; As — с 7.14 до 2.80; Hg — с 0.36 до 0.12.

Из 6 элементов, изученных автором, снижение содержания Cd является самым высоким по сравнению с первой пробой.

5. Результаты анализа содержания тяжелых металлов в стеблях, листьях и корнях водяной ипомеи

Содержание (мг/кг): Zn в стеблях – листьях самое высокое (19.20), содержание Hg (0.00) — самое низкое. В корнях, содержание Zn (58.60) — самое высокое, Hg (0.05) — самое низкое. Сравнивая содержания тяжелых металлов в стеблях – листьях и в корнях водяной ипомеи, мы находим, что тяжелые металлы в основном накапливаются в корнях растения.

Таблица 2. Содержание тяжелых металлов в стеблях, листьях растения «Водяной ипомеи»(мг/кг)

Показатель	Zn	Cu	Pb	Cd	As	Hg
в стеблях – листьях	19.20	11.67	3.57	1.04	2.08	0.00
в корнях	58.60	36.82	4.53	1.33	8.20	0.05

[1] Савичев О.Г., Фунг Т.З. Зональные закономерности изменения химического состава речных отложений сибири и условия его формирования // Известия Томского политехнического университета. 2013. № 1. С. 157-161.

[2] Савичев О.Г., Копылова Ю.Г., Зарубина Р.Ф., Наливайко Н.Г., Хващевская А.А. Методика эколого-геохимических исследований. Томск: Изд-во Томского университета. 2012. 183 с.

[3] Hart B.T., Jones M.J., Pistone G. Transboundary water quality issues in the Mekong River Basin. Mekong River Comission. Water Studies Centre. Monash University, Australia. 2001. 77 p.

[4] McAlister C., Mahaxay M. Mapping wetlands in the Lower Mekong Basin for wetland resource and conservation management using Landsat ETM images and field survey data // Journal of Environmental Management. 2009. V. 90. P. 2130-2137.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКА СТОЧНЫХ ВОД ПРОЦЕССОВ ОБРАБОТКИ ПОВЕРХНОСТИ ИЗ ТИТАНА

Царев Н. С.

Екатеринбург, ФГАОУ ВПО «УрФУ имени первого Президента России Б. Н. Ельцина»
nstzar@gmail.com

Из титана, производимого на Урале, выпускают детали для Boeing и Airbus, компоненты авиадвигателей, спутниковой связи, межконтинентальных ракет и подводных лодок, элементы болидов «Формулы-1», титановые имплантаты и другую продукцию.

Процесс обработки поверхности титановых заготовок, полуфабрикатов и изделий сопровождается образованием значительного количества отработанных концентрированных растворов и промывных вод, содержащих различные кислоты, соединения металлов, в том числе титана, и другие компоненты.

В результате нейтрализации указанных производственных сточных вод суспензией гидроксида кальция образуется осадок, который без какой-либо специальной обработки складируют в накопителе отходов, что приводит к загрязнению окружающей среды.

В настоящее время на кафедре водного хозяйства и технологии УрФУ под руководством автора магистры и аспиранты проводят исследовательскую работу по изучению физико-химических и технологических свойств титансодержащего осадка и разработке технологии его переработки в утилизируемый продукт.

Исследуемый осадок представляет собой суспензию со средним содержанием твердой фазы около 80 кг/м^3.

Катионный состав твердой фазы осадка представлен в таблице 1.

Определение компонентов произведено методом эмиссионно спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой с помощью прибора «Optima 4300 DV» фирмы «Perkin Elmer» (США).

Таблица 1 – Состав твердой фазы осадка производственных сточных вод

Компонент	Содержание, массовых %	Компонент	Содержание, массовых %	Компонент	Содержание, массовых %
Ag	< 0.0002	Hg	< 0.003	Sb	< 0.006
Al	0.420	K	<0.01	Sc	< 0.001
As	< 0.01	Li	< 0.0002	Se	< 0.007
B	0.013	Mg	0.2162	Si	0.6975
Ba	0.00014	Mn	0.016	Sn	< 0.001
Be	< 0.00002	Mo	0.119	Sr	0.0137
Bi	< 0.04	Na	0.160	Ta	< 0.01
Ca	24.4100	Nb	0.182	Ti	6.8810
Cd	< 0.0002	Ni	0.0075	V	0.5077
Co	0.0108	P	0.022	W	< 0.002
Cr	0.0492	Pb	< 0.003	Zn	0.0005
Cu	0.006	Re	< 0.0005	Zr	0.0240
Fe	1.203	S	11.110		

Особый интерес представляют титан и ванадий. Концентрация этих компонентов в твердой фазе осадка сопоставима с содержанием их в руде ряда месторождений.

Таким образом, исследуемый осадок представляет собой вторичный материальный ресурс, из которого могут быть получены, например, титановый коагулянт для очистки воды, пигменты, соединения ванадия и другие товарные продукты.

Для снижения затрат на переработку осадка с целью утилизации его необходимо повергнуть предварительному обезвоживанию. Эта стадия обработки осадка является в настоящее время предметом нашей исследовательской работы.

ВЛИЯНИЕ ОЧИСТНЫХ ФИЛЬТРОВ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Янкович К.С.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, yankovich.k.s@gmail.com

В настоящее время проблемам загрязнения окружающей среды и ее воздействию на здоровье человека уделяется повышенное внимание. Основная часть химических элементов, как необходимых для жизнедеятельности, так и токсичных поступает в организм человека пероральным путем с водой и продуктами питания. Сельское население и жители коттеджных поселков для хозяйственно-питьевых нужд используют воду из собственных колодцев и скважин. Подземная вода, не проходящая предварительную водоподготовку, часто не соответствует гигиеническим нормам по содержанию веществ. Поэтому необходимо осуществлять очистку воды с помощью специальных фильтров. Целью данной работы было проведение сравнительного анализа подземной воды с разной степенью очистки.

Отбор проб осуществлялся в г. Барнаул, который расположен в южной оконечности Западно-Сибирской платформы на территории Приобского плато [1]. Глубина скважины 105 метров. Анализы проводились в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии – научно-образовательный центр «Вода» ИПР ТПУ. Природные воды пресные гидрокарбонатные, характеризуются повышенным содержанием железа (формула 1).

$$M_{0,505}\frac{HCO_3 98 Cl 1 SO_4 1}{Ca 52 Mg 36 Na 12} pH 7{,}4 \qquad (1).$$

Состав вод во многом зависит от состава пород и антропогенного влияния. Природные подземные воды, находящиеся в тесной связи с окружающей средой, могут не соответствовать нормативам по содержанию веществ.

Для очистки воды на первоначальном этапе применялся магистральный угольный фильтр Гейзер, в котором помимо картриджей для очистки воды от механических примесей можно применять картриджи специального назначения для защиты от определенного вида примесей: удаление избыточного железа (картридж БА), умягчения воды (картридж БС) и пр.[2] После фильтра №1 в воде значительно сократилось содержание железа общего, сульфатов, двуокиси углерода, кремния; снизилась мутность и пропал запах. На втором этапе очистки использовался фильтр для питьевой воды Барьер EXPERT Standard, имеющий три степени очистки. После фильтра №2 еще снизилось содержание общего железа, кремния, натрия; значение показателя мутности сократилось до нуля. Содержание двуокиси углерода увеличилось в пять раз, на порядок возросла величина фосфатов. Данные приведены в таблице 1.

По полученным данным можно сделать следующие выводы:

- при использовании подземной воды для хозяйственно-питьевых нужд необходимо проводить ее очистку;
- выбор фильтров для очистки воды, должен основываться на химическом составе;
- необходим периодический контроль качества потребляемой воды.

Подземная вода, прошедшая все ступени очистки, соответствует нормам по исследованным показателям.

Таблица 1. Результаты химического анализа воды (3 стадии очистки)

Компонент	ПДК, мг/л	Содержание		
		Без фильтра	После фильтра №1	После фильтра №2
		мг/ л	мг/ л	мг/ л
pH, ед. pH	6.5-8.5	7.4	7.6	7.26
Удельная электрическая проводимость, мкСм/см	2500	644	644	652
Перманганатная окисляемость, мгO_2 /л	5.0-7.0	0.99	0.95	1.11
Вкус, балл	2	0	0	0
Запах при 60^{o}C, балл	2	2	0	0
Характер запаха		Землистый	Отсутствует	Отсутствует
Мутность, мг/ л	1.5	17.7	2.8	0
Цветность, ^{0}цветн.	20	0	0	0
Двуокись углерода		8.8	2.6	10.5
Аммоний-ион	2	0.26	0.13	0.07
Нитрит-ион	3	<0.02	<0.02	<0.02
Нитрат-ион	45	<0.1	<0.1	<0.1
Сульфат-ион	500	3.77	1.21	1.66
Хлорид-ион	350	1.39	1.39	1.39
Фосфат-ион	3.5	0.066	0.069	0.2
Кальций		66	66	66
Магний	50	28.06	28.06	28.06
Натрий	200	18	18	15.05
Калий		0.46	0.48	0.55
Железо общее	0.3 (1)	3.43	0.49	0.06
Кремний	10	8.84	8.32	8.1
Минерализация по сумме солей, мг/ л	1000	505	502	491

[1] Энциклопедия Барнаула / Под ред. Скубневского В. А.. Барнаул: Изд-во АлтГУ. 2000. 408 с.

[2] Компания «Гейзер»: описание продукции компании фильтры. Калуга. 2013. [Электронный ресурс] Режим доступа: http://geizer-kaluga.ru.

[3] ГОСТ 2761-84. Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. Взамен ГОСТ 17.1.3.03-77; введ. 01.01.1986. М: Издательство стандартов. 1984. 11 с.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК НЕОТЪЕМЛЕМАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГИДРОЭКОСИСТЕМЫ

Ярошевич И. Н.

Днепропетровск, Институт проблем природопользования и экологии НАН Украины, ira2156@yandex.ru

Среди составляющих природных экосистем особое место принадлежит водной экосистеме, исходя из того значения, которое играет вода в жизни на Земле. А устойчивое развитие общества, отраслей экономики государства возможны только при гарантированном и экологически безопасном водообеспечении. В XXI веке водные ресурсы для большинства стран мира станут решающим фактором их экономического развития, социального благополучия и экологической безопасности [1].

Большинство загрязняющих веществ техногенного происхождения, в конечном счете, оседают на дне водоема, формируя донные отложения минеральные, органоминеральные или органические илы: токсичные, санитарно опасные или просто безжизненные, исключающие существование аборигенного биотопа. В свою очередь техногенный ил служит бесперебойным источником загрязнения воды даже тогда, когда внешнее негативное воздействие прекратилось много лет назад [2].

При экологической оценке гидроэкосистемы одним из наиболее информативных объектов изучения являются донные отложения. Аккумулируя загрязнения, которые поступают в водоем на протяжении продолжительного периода, донные отложения являются индикатором экологического состояния территории, своеобразным интегральным показателем уровня загрязненности [3].

Известно, что заиливание русла происходит в результате изменения гидрологического режима реки: снижение скорости течения ведет к оседанию частиц, которые ранее уносило потоком воды. Добыча речного песка, строительство гидротехнических сооружений и другие мероприятия, увеличивающие площадь сечения русла, в конечном счете, приводят к накоплению на дне тонкодисперсных взвешенных веществ в виде ила. Любое водохранилище является не только хранилищем воды для системы питьевого водоснабжения, но и самым эффективным накопителем ила, состав которого определяется качеством хозяйственной деятельности на территории водосбора.

Главным фактором заиливания водоемов в местах плотного проживания населения является эвтрофикация, возможности которой существенно превышают масштабы прямого сброса взвешенных веществ. Эвтрофикация водоема – бурное развитие растительной жизни, в первую очередь, микроводорослей фитопланктона, в результате сбросов азота и фосфора с коммунальными и промышленными стоками, в том числе после глубокой биологической очистки. Сезонное отмирание фитопланктона или его ассимиляция в трофической цепи ведут к образованию устойчивых к разложению остатков – дейтрита или органического ила, который в результате адсорбции дополнительно набирает 20% - 40% по сухой массе минеральных веществ из воды, даже ультрапресной.

Донные отложения представляют собой неразрывное единство сложного комплекса минералов и водного раствора, который пропитывает отложения. Именно этот водный раствор физически и химически объединяет совокупность дискретных зёрен, минеральных фаз и органических остатков в целостную систему. Благодаря ему, через его посредство осуществляется многостороннее взаимодействие частей этой системы. В растворе и на поверхностях его раздела с твердыми частицами протекают

разнообразные химические реакции, происходит перенос и перераспределение растворенных компонентов. В водном растворе и на поверхности зерен живет донная микрофлора, которая осуществляет важное влияние на протекание химических процессов в донных отложениях и жизнедеятельность организмов бентоса. Донные отложения – это открытая физико-химическая система, через границы которой (водная толща – донные отложения) осуществляется материальный обмен с окружающей средой [4].

Процесс накопления в водоемах поступающих взвешенных наносов и растворенных элементов наиболее четко обнаруживается в формировании донных отложений.

При накоплении донных отложений (заилении) изменяются морфометрические показатели водоемов, химические и биологические процессы. Процессы, которые происходят в донных отложениях и придонном пласте воды приводят к изменениям состава воды, а также её оптических свойств.

Донные отложения содержат как автохтонные (получающиеся в самих водоемах), так и аллохтонные (поступающие извне) частицы. Автохтонные компоненты включают продукты разрушения (абразии) берегов, элементы, которые выпадают из раствора, остатки отмерших гидробионтов. Аллохтонные компоненты приносятся стоком, ветром, могут поступать в результате хозяйственной деятельности человека (сброс сточных вод).

Интенсивность формирования, мощность, гранулометрический и химический состав донных отложений зависят от физико-географических условий бассейна и совокупности процессов, которые происходят в самих водоёмах. По мере хозяйственного освоения водосборов и водоёмов всё большее значение в формировании донных отложений приобретает антропогенное влияние (распашка водосборов, сбрасывание сточных вод и пр.) [5].

[1] Шапарь А. Г., Емец Н. А., Скрипник О. А. Нарушение водоохранного законодательства как фактор, ускоряющий деградацию экосистемы реки Днепр // Экология и природопользование. 2013. Вып. 17. С. 58-66.

[2] Аджиенко В. Е. Очистка поверхностных водных объектов от донных отложений: причины заиливания и экономика проблемы // Вода: химия и экология. 2010. №3. С.26-37.

[3] Фомин Е. С. Оценка влияния сбрасываемых очищенных сточных вод на экосистему р. Осыкова: автореферат на соискание степени канд. хим. наук. Донецк: ДонНТУ. 2007. 21 с.

[4] Мизандровцев И. Б. Химические процессы в донных отложениях водоемов. Новосибирск: Наука. 1990. 176 с.

[5] Белявский Г. О., Бутченко Л. И., Навроцкий В. М. Основы экологии: теория и практикум: Учебное пособие. К.: Либра. 2002. 351 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СИБИРИ

Новиков Д.А.[1,2]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, NovikovDA@ipgg.sbras.ru

[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Арктические районы осадочных бассейнов Сибири являются уникальными с гидрогеологической точки зрения. Здесь бессолевой тип разреза меняется на соленосный по направлению от полуострова Ямал через структуры Енисей-Хатангского регионального прогиба к Анабаро-Хатангскому междуречью, где развиты солянокупольные структуры. Выявлены обширные области распространения инверсии гидрогеохимического поля, не характерные для большинства осадочных бассейнов мира. С гидрогеохимической точки зрения здесь развиты практически все геохимические типы подземных вод от пресных до сверхкрепких рассолов с величиной общей минерализации более 300 г/л.

С начала поисково-разведочных работ на нефть и газ в осадочных бассейнах Сибири накоплен огромный фактический материал, отражающий химический и газовый состав подземных вод. При этом надо отметить, что самые северные районы, к которым относится исследуемый район (рис. 1), характеризуется высокой степенью неоднородности гидрогеологической изученности. Гидрогеохимическим исследованиям арктических районов Сибири посвящены многочисленные работы А.С. Анциферова, М.Б. Букаты, В.И. Вожова, Г.Д. Гинсбурга, Ю.Г. Зимина, Г.А. Ивановой, М.К. Калинко, А.А. Карцева, А.Э. Конторовича, Н.М. Кругликова, А.Р. Курчикова, В.М. Матусевича, Д.А. Новикова, Б.П. Ставицкого, О.Н. Яковлева и других.

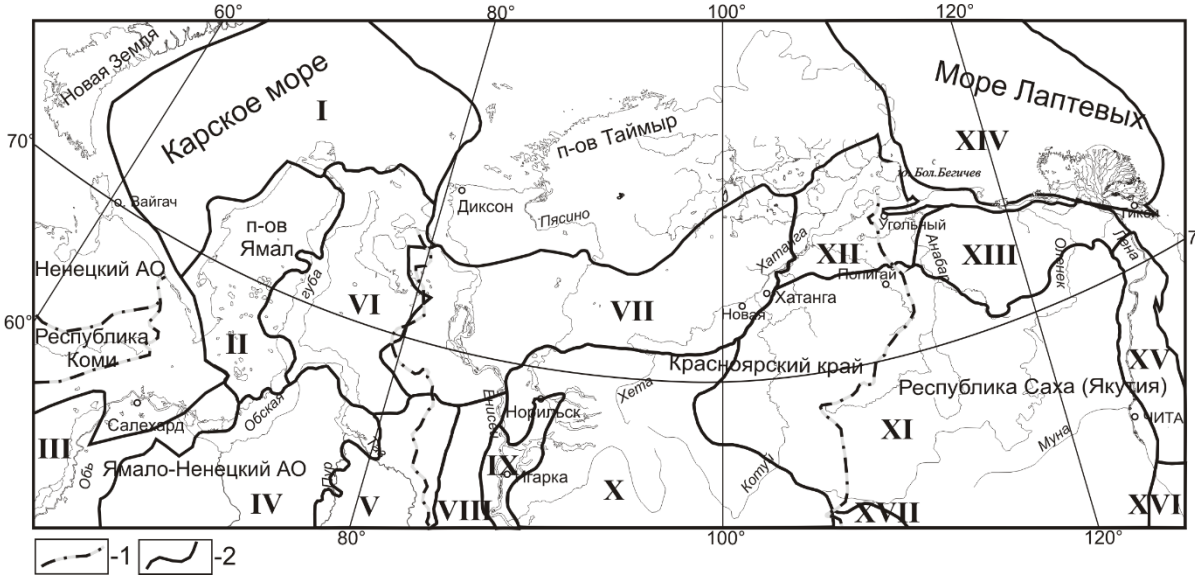


Рис. 1. Местоположение района исследований.

1 – административные границы; 2 – границы НГО: I – Южно-Карская, II –Ямальская, III – Приуральская, IV – Надым-Пурская, V – Пур-Тазовская, VI – Гыданская, VII – Енисей-Хатангская, VIII – Елогуй-Туруханская, IX – Турухано-Норильская, X – Северо-Тунгусская, XI – Анабарская, XII – Анабаро-Хатангская, XIII – Лено-Анабарская, XIV – Лаптевская, XV – Предверхоянская, XVI – Вилюйская, XVII – Сюгджерская.

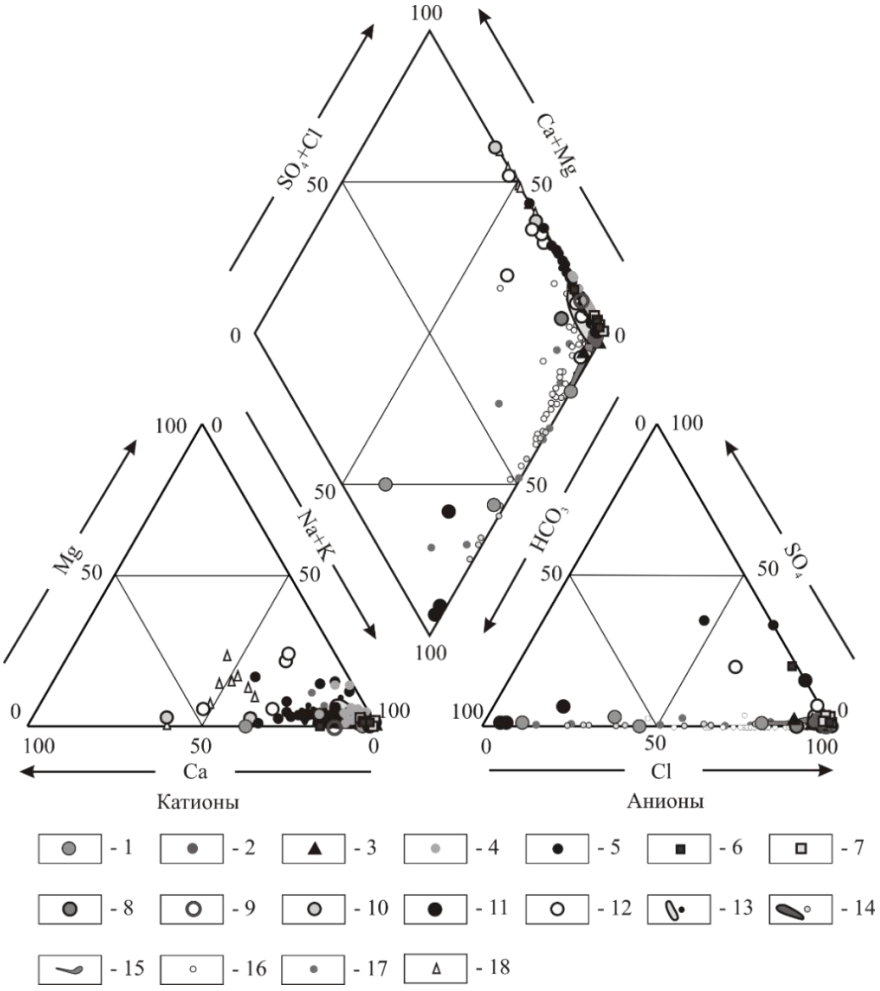


Рис. 2. Диаграмма Пайпера по составу подземных вод осадочных бассейнов Сибири. 1-12 – Анабаро-Хатангский бассейн; 13-17 – арктические районы Западной Сибири; 18 – Сибирская платформа.

Обобщение всего фактического материала по гидрогеохимии арктической зоны Западно-Сибирской геосинеклизы и Сибирской платформы (рис. 2) позволило уточнить особенности региональной гидрогеохимической зональности, характер проявления локальных и зональных гидрогеохимических аномалий и установить пространственную связь последних с углеводородными залежами.

Установлено, что Западно-Сибирский мегабассейн отличается невысокой минерализацией подземных вод и рассолов (в исследуемом регионе до 70 г/дм^3 в районе Известинского, Комсомольского и Губкинского месторождений Надым-Тазовского междуречья и до 55 г/дм^3 в пределах Малыгинской группы месторождений на полуострове Ямал), бессульфатностью, значительным содержанием в пластовых водах мезозойского этажа растворенных ОВ и газов углеводородного состава, изменениями гидрогеохимических типов и минерализации подземных вод по площади и в разрезе. При этом каждая из рассматриваемых водонапорных толщ мезозоя характеризуется рядом гидрогеохимических особенностей, обусловленных палеогидрогеологической историей, последующими процессами метаморфизации пластовых вод, а также вертикальной миграцией вод из палеозойского фундамента в осадочный чехол в районах отсутствия мощной вулканогенно-осадочной толщи триаса.

Продвигаясь на восток в пределах структур Енисей-Хатангского регионального прогиба в изученной части мезозойского разреза в соответствии с гидродинамическими

и гидрогеотермическими условиями водоносных комплексов юрских и меловых отложений, устанавливаются основные гидрогеохимические закономерности: вдоль северо-восточной границы распространены гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 5 г/дм^3, сменяющиеся по мере продвижения к центральным и юго-западным областям хлоридными натриевыми водами с минерализацией до 15-20 г/дм^3. Гидрогеохимическая картина подземных вод свидетельствует о дифференциации водоносных комплексов юрских и меловых отложений. В разрезе можно выделить различные типы вертикальной гидрогеохимической зональности от прямой доминирующей в пределах Мессояхской наклонной гряды до инверсионной.

Далее на восток бессолевой тип разреза характерный для Западной Сибири в пределах Анабаро-Хатангского бассейна сменяется на соленосный. Здесь широко развиты соляно-купольные и штоковые структуры, характерные для многих солеродных бассейнов мира [1], что в сочетании с ранее открытыми на прилегающей суше месторождениями и зафиксированными в обнажениях нефтегазопроявлениями, свидетельствует о высокой перспективности данного региона, в том числе и на обнаружение крупных по запасам месторождений, связанных с известными здесь большими по размерам поднятиями [2-3]. Соль – предположительно девонского возраста [4], хотя корни ее диапиров на отдельным сейсмопрофилях прослеживаются глубже предполагаемой подошвы девона [2]. Поэтому здесь можно ожидать наличие еще одной, додевонской соленосной толщи, например, кембрийского возраста, аналога соленосной формации кембрия Сибирской платформы, формации Хормоз бассейна Загрос в Иране [5-8] и формации Ара бассейнов Габа и Южного в Омане [9-11].

Изученные рассолы имеют хлоридный натриевый состав с величиной общей минерализации варьирующей в широком интервале 52,3 – 350 г/дм^3. Химический тип рассолов с повышенным содержанием кальция и минерализацией 54,6 – 144,6 г/дм^3 выявлен в пределах водоносного комплекса рифейских отложений на Костроминской площади, кембрийских на Северо-Соулемской и пермских отложений на Улаханской и Северо-Соулемской площадях.

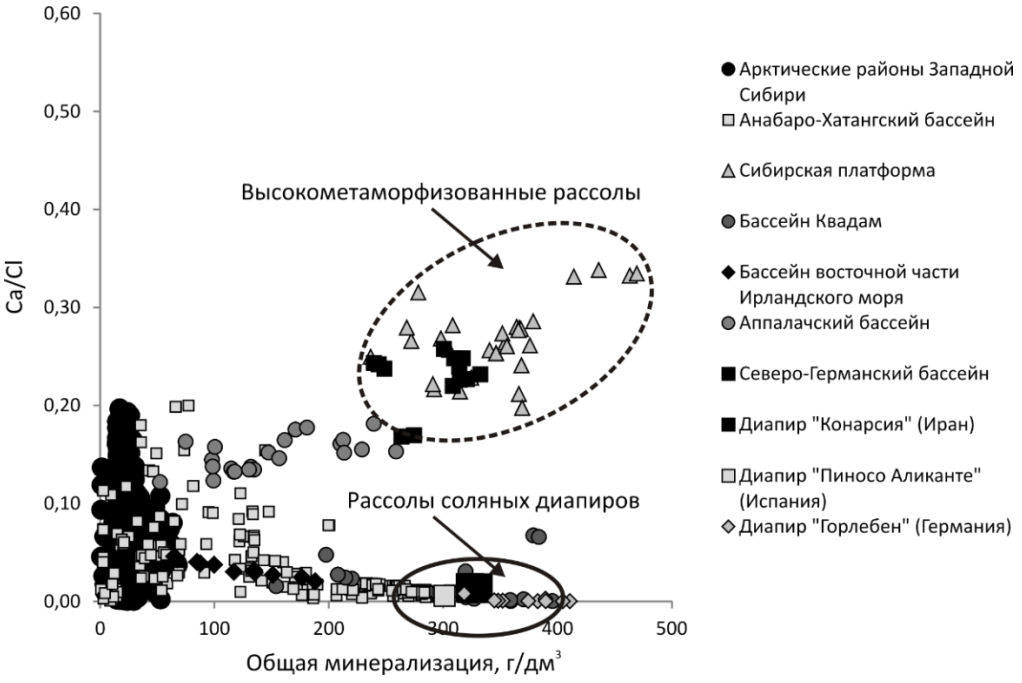


Рис. 3. Зависимость отношения Ca/Cl от величины общей минерализации подземных вод.

При сравнительном анализе подземных вод и рассолов (рис. 3) выделяется группа проб хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации более 250 г/дм^3, которая характеризует генетический тип рассолов выщелачивания каменной соли. Такими же геохимическими параметрами характеризуются рассолы из схожих геологических условий районов проявления соляного тектогенеза в осадочных бассейнах Аликанте (Испания) [12], Заргос (Иран) [13], Северного моря [14], Свердрап (арктические районы Канады) [15], Северной Германии [16] и многих других. С ростом степени метаморфизации рассолов значительно меняется их состав. Так, в изучаемом районе наиболее метаморфизованные рассолы с повышенным содержанием кальция (отношение Ca/Cl составляет до 0,33) выявлены в водоносных горизонтах венд-кембрийского и рифейского комплексов. Они во многом приобретают черты высокометаморфизованных рассолов Сибирской платформы, у которых коэффициент метаморфизации Ca/Cl нередко превышает 0,25-0,35, подземные же воды и рассолы Западной Сибири находятся на самой начальной стадии метаморфизации состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00868 А).

[1] Hudec M.R., Jackson M.P.A. Terra infirma: Understanding salt tectonics // Earth-Science Reviews. – 2007. – V. 82. – PP. 1-28.

[2] Пронкин А.П., Савченко В.И., Цехмейстрюк А.К., Шумский Б.В. Основные результаты работ ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в транзитных зонах акваторий морей России // Геология нефти и газа. – 2011. – № 6.– С. 21-30.

[3] Пронкин А.П., Савченко В.И., Хлебников П.А., Эрнст В.А., Филипцов Ю.А., Афанасенков А.П., Ефимов А.С., Ступакова А.В., Бордунов С.И., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Глухова Т.А., Перетолчин К.А. Новые данные о геологическом строении и возможной нефтегазоносности зон сочленения Западно-Сибирской и Сибирской платформ со складчатым Таймыром // Геология нефти и газа. – 2012. – № 1. – С. 28-42.

[4] Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР // Труды ВСЕГЕИ, Новая серия. Т. 35. – М.: Госгеолтехиздат. – 1960. – 424 с.

[5] Jahani S., Callot J.P., Frizon de Lamotte D., Letouzey J., Leturmy P. (2007) The Salt Diapirs of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran): A Brief Outline of their Past and Present, pp. 289-308. In: Thrust Belts and Foreland Basins. From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems Lacombe O., Lavé J., Roure F.M., Verges J. (Eds.). – Vol. XXIII. – 491 p.

[6] Callot J.P., Jahani S., Letouzey J. (2007) The Role of Pre-Existing Diapirs in Fold and Thrust Belt Development, pp. 309-325. In: Thrust Belts and Foreland Basins. From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems Lacombe O., Lavé J., Roure F.M., Verges J. (Eds.). – Vol. XXIII. – 491 p.

[7] Talbot C., Aftabi P., Chemia Z. Potash in a salt mushroom at Hormoz Island, Hormoz Strait. IranOre Geology Reviews. – 2009. – V. 35. – PP. 317–332.

[8] Ghazban F., Al-Aasm I.S. Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormoz island salt dome, offshore Iran. Journal of Petroleum Geology. – 2010. – V. 33. – PP. 183-196.

[9] Mattes B.W., Conway Morris S. Carbonate/evaporite deposition in the Late Precambrian–Early Cambrian Ara formation of Southern Oman. Geol Soc Spec Publ. – 1990. – V. 49. – PP. 617–636.

[10] Al-Siyabi HA. Exploration history of the Ara intrasalt carbonate stringers in the South Oman Salt Basin. GeoArabia. – 2005. – V. 10(4). – PP. 39–72.

[11] Schoenherr J., Schle´der Z., Urai J.L., Littke R., Kukla P.A. Deformation mechanisms of deeply buried and surface-piercing Late Pre-Cambrian to Early Cambrian Ara Salt from interior Oman. International Journal of Earth Science. – 2010. – V. 99. – PP. 1007–1025.

[12] Rodrı´guez-Estrella T., Pulido-Bosch A. Gypsum karst evolution in a diapir: a case study (Pinoso, Alicante, Spain). Environmental Earth Science. – 2010. – V. 59. – PP. 1057–1063.

[13] Zarei M., Raeisi E. Karst development and hydrogeology of Konarsiah salt diapir, south of Iran. Carbonates Evaporites. – 2010. – V. 25. – PP. 217–229.

[14] Niemann H., Elvert M., Hovland M., Orcutt B., Judd A., Suck I., Gutt J., Joye S., Damm E., Finster K., Boetius A. Methane emission and consumption at a North Sea gas seep (Tommeliten area). Biogeosciences. – 2005. – V. 2. – PP. 335–351.

[15] Grasby S.E., Zhuoheng C., Dewing K. Formation water geochemistry of the Sverdrup Basin: Implications for hydrocarbon development in the High Arctic. Applied Geochemistry. – 2012. – V. 27. – PP. 1623–1632.

[16] Margi F., Bayer U., Pekdeger A., Otto R., Thomsen C., Maiwald U. Salty groundwater flow in the shallow and deep aquifer systems of the Schleswig–Holstein area (North German Basin). Tectonophysics. – 2009. – V. 470. – PP. 183–194.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА БИОТЕСТИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОКСИЧНОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД

Воробьёва Д.А., Нефёдова В.И.

Томск, Томский политехнический университет,
voroeyda@sibmail.com

В последнее время все чаще встает вопрос о контроле качества среды обитания, наиболее популярными при его проведении являются физико-химические методы. Однако же, данные методы не всегда могут дать адекватную картину действия того или иного вещества на целостный организм. Кроме того, многие вещества как природного, так и синтетического происхождения, являются многокомпонентными, что затрудняет их физико-химическую стандартизацию [3]. В этом плане система биологического тестирования является более привлекательной, так как она дает возможность с большой достоверностью определять степень общей токсичности объекта исследований. Методы биотестирования отличаются высокой чувствительностью и позволяют определять токсические вещества в концентрации до 10^{-8}%. Объектом исследований может быть любой объекты внешней среды (вода, почва), отходы промышленного производства и т.д.

Целью данного исследования являлось определение токсичности природных вод методом биотестирования. В качестве объекта исследований были выбраны воды Васюганского болота. Исследуемые природные воды, расположенные в 12.1 км на восток - юго-восток от с. Полынянка Томской области, были опробованы в 2013 г. При гидрогеохимическом опробование производился отбор проб для анализа макро- и микрокомпонентного состава вод, а также токсичности. Анализ химического состава вод производился сотрудниками аккредитованной Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии НОЦ «Вода» ИПР ТПУ. Определение токсичности производилось экспресс-методом на приборе «БИОТЕСТЕР» авторами статьи. В качестве тест-объекта использовался вид Paramecium caudatum – инфузория туфелька.

Индекс токсичности определяется по формуле (1).

$$T = (I_{ср.к.} - I_{ср.а.})/I_{ср.к.}, \quad (1)$$

где $I_{ср.к.}$, $I_{ср.а.}$ – средние показания прибора для контрольных и анализируемых проб соответственно.

По величине индекса анализируемые пробы классифицируются по степени их токсичности на 3 группы [4]:

I. допустимая степень токсичности ($0.00 < T < 0.40$);

II. умеренная степень токсичности ($0.41 < T < 0.70$);

III. высокая степень токсичности ($T > 0.71$).

Рассматриваемые болотные воды кислые с pH 3.66-3.8, ультрапресные, минерализация вод изменяется от 30 до 45 мг/л. В химическом составе среди анионов преобладает сульфат-ион. Необходимо отметить, что при столь низкой величине pH преобладающей неорганической формой углерода является угольная кислота, продуктом ее диссоциации — CO_2. Концентрация последней в рассматриваемых водах составляет от 54 до 62 мг/л. В микрокомпонентном составе отмечаются высокие содержания алюминия (до 1 мг/л), цинка (до 0.1 мг/л), для накопления которых кислая среда является весьма благоприятной [1].

Результаты исследования токсичности исследуемых вод методом биотестирования представлены в таблице 1. В исследуемых болотных водах индекс

токсичности изменяется от 0.7 до 1.44 у.е. Все воды характеризуются высокой степенью токсичности. Исключением является точка 6, в которой индекс токсичности составляет 0.7, что соответствует умеренной степени токсичности. Как было показано выше, исследуемые воды отличаются весьма высокими концентрациями алюминия, который, на наш взгляд, может является основным токсикантом, определяющим столь высокую степень токсичности рассматриваемых вод. Косвенным подтверждением этого может являться тот факт, что в пробе №6 концентрация алюминия минимальна среди всех рассматриваемых вод и токсичность вод в этой точке оценивается как умеренная.

Таблица 1. Результаты биотестирования вод природных поверхностных

№ п/п	Индекс токсичности (Т)*, у.е.	Степень токсичности	Группа токсичности	Результат токсикологического анализа
1	1.2	Высокая	III	Наличие
2	1.44	Высокая	III	Наличие
3	1.1	Высокая	III	Наличие
4	1.1	Высокая	III	Наличие
5	1.36	Высокая	III	Наличие
6	0.7	Умеренная	II	Наличие
7	0.74	Высокая	III	Наличие

Для выявления связи токсичности вод с компонентами химического состава болотных вод были рассчитаны коэффициенты парной корреляции, которые представлены в таблице 2. При учете критической величины коэффициента корреляции равной 0.8, значимые корреляционные связи отмечаются лишь в парах Т - SO_4^{2-} и Т - Al. Этот факт также свидетельствует о том, что именно алюминий является основным токсикантом в исследуемых водах.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции ($r_{кр}$= 0.8 при p=0.05)

	SO_4^{2-}	Zn	Cd	Pb	Cu	Hg	Al
Индекс токсичности Т	0.8	-0.4	0.1	-0.2	-0.3	0.2	0.8

Таким образом, при исследовании было установлено, что воды Васюганского болота на выбранном участке обладают высокой степенью токсичности. Лишь в одной точке отмечается умеренная степень. При исследовании корреляционной связи индекса токсичности с компонентами химического состава вод была выявлена связь между индексом токсичности и SO_4^{2-} и Al. Установленная корреляционная связь индекса токсичности и алюминия подтверждает предположение о влиянии повышенного содержания данного микрокомпонента на токсичность болотных вод.

[1] Воробьёва Д.А., Нефёдова В.И., Парафейникова О.И. Определение токсичности болотных вод методом биотестирования // Проблемы геологии и освоения недр: труды XVIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных. Томск: Изд-во ТПУ. 2014. Т. 1. С. 504-506

[2] Водная экотоксикология./Под ред. Моисеенко Т.И. М.: Наука. 2009. 400с.

[3] Ляшенко О.А. Биоиндикация и биотестирование в охране окружающей среды. СПб: ГТУРП. 2012. 67 с.

[4] ФР. 1. 31. 2005. 01881 Методика определения токсичности проб вод (природных, хозяйственно – питьевых, промышленных сточных) экспресс – методом с применением прибора «Биотестер».

О ГИДРОСФЕРЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ ПРОБЛЕМАХ

Гаев А.Я.

Оренбург, Институт экологических проблем гидросферы при ОГУ,
gayev@mail.ru

Гидросфера планеты трактуется, как оболочка, состоящая из вод океанов, морей, озер, рек, болот, снежников, ледников, а также подземных вод, вод атмосферы и живых организмов. Объем подземных вод еще не подсчитан, за исключением верхней части гидросферы. Не изучены воды черных курильщиков и магматических очагов. На первом конгрессе гидрогеологов в 1931 г. объектом гидрологии определены поверхностные воды планеты и гидрогеологии − подземные воды. В.И. Вернадский, при этом отметил: «Несмотря на то, что природные воды имеют исключительное значение в жизни человека, что они научно изучаются в течение тысячелетий… наши знания о них далеко не отвечают ни их исключительному жизненному значению, ни современному состоянию науки», поскольку … «не создано еще единое учение о природных водах…». [1, с. 648]. Ныне изучаются водные проблемы, криолитозона и озероведение, но не гидросфера, в целом. Нижняя ее граница проводится на глубине с температурой якобы критической для воды (374 ^{o}C) [2]. Но астрофизики выявили воду в солнечных пятнах при 4000 ^{o}C, а мобилисты доказывают, что с участием воды происходят сейсмические толчки на глубинах до 900 км с движением плит. Видимо, в астеносфере вода диссоциирует и превращается в агрессивный растворитель, или «сверхводу» [3]. «В недрах Земли может существовать сверхвода» с исключительной растворяющей способностью, а «без воды в недрах Земли не было бы ни геологического круговорота, ни тектонических процессов» [Источник- chemport.ru]. По сообщению Макса Вильке структура воды при сверхкритических температуре и давлении непрерывно меняется от упорядоченной полимеризованной до разупорядоченной, с незначительным числом водородно-связанных ассоциатов. Микроструктура воды изучалась методом комбинационного рентгеновского рассеяния в камере высокого давления и температуры с алмазными наковальнями [3]. Результаты исследования маленького образца воды моделировались, чтобы понять роль воды в магматических и метаморфических процессах. Нижняя часть гидросферы находится на глубинах 700-900 км и связана с астеносферой, в которой формируются ювенильные воды или «сверхвода». Структура ее непрерывно меняется, что стимулирует процессы растворения и выпадения растворенных веществ в значительных масштабах, формируя минеральные ресурсов. Предполагается, что под океаническая гидросфера перспективна на поиски крупных месторождений полезных ископаемых, а гидрогеологические методы представляют интерес для моделирования геотехнологических процессов. То-есть, гидрогеология не должна замыкаться на поисках подземных вод, а должна выйти на новый уровень развития. Но это – не победа нептунизма над плутонизмом и мобилизма над фиксизмом. Гидросфера является составной частью сложного единого механизма функционирования планеты, многие детали которого пока сокрыты от нас.

Так, установлено, что при неотектонических поднятиях объем коллекторов литосферы увеличивается, а при отрицательных уменьшается. Растет давление, и в астеносфере, видимо, создаются предпосылки для восполнения запасов флюидов за счет ювенильных вод. При положительных движениях формируются деминерализованные рассолы и пьезоминимумы с давлением ниже гидростатического с поступлением дегазированных флюидов из соседних коллекторов. В них установлены концентрации углекислоты до 40 г/л, метана — до 12,9 г/л, водорода — до 1,5 г/л, азота — до 1,2 г/л, кислорода — до 0,2 г/л (в Предкавказье), сероводорода — до 10 г/л (в Болгарии). Экспериментально выявлена

газонасыщенность водного флюида в 40 $м^3/м^3$ при давлении в 10 Мпа с увеличением объема жидкости и уменьшением ее плотности [4]. При отрицательных неотектонических движениях трещиноватость пород уменьшается, растет давление и газонасыщенность флюидов с образованием зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в водонапорной системе. Вероятно, что области ее разгрузки и важнейшие минеральные ресурсы приурочены к морским и океаническим бассейнам, занимающим более 70 % площади планеты.

Большое значение приобретают экспериментальные исследования процессов аналогичных каталитическому гидрокрекингу. Благодаря гидродинамическим особенностям кристаллической оболочки планеты флюиды поступают и накапливаются в осадочных толщах. Отрицательные тектонические движения благоприятствуют формированию гидрогеологически закрытого осадочного чехла и накоплению минеральных ресурсов. Так, в подземной гидросфере Приуралья выделено четыре гидродинамических этажа: 1). Верхнепермско-четвертичного возраста, с зонами активного водообмена и регионального стока. 2). Кунгурско-средне-верхне-девонского с высоким уровнем изоляции и с зонами АВПД и нефтегазовых залежей. 3). Этаж осадочного чехла с породами от среднего девона до кровли кристаллического фундамента. 4). Этаж кристаллических пород планеты, включая астеносферу. Информация об этом этаже ограничена, преимущественно, геофизическими данными.

Видимо, астеносфера является областью питания и разгрузки флюидов на границе гидросферы и мантии [5, стр. 76], которые в виде «сверхводы» проявляются в «черных курильщиках». Сама гидросфера имеет две области питания и две области разгрузки: экзогенную и эндогенную. Эндогенные области почти не изучены. Появились только первые сведения о водах вулканогенов [6]. Обобщение по 52 геотермальным месторождениям мира служит делу становления эндогенной гидрогеологии. Оригинальны концептуальные модели о взаимосвязи изменений давления на Мутновском месторождении с сейсмическими событиями. Необходимы экспериментальные исследования в области моделирования структурных изменений флюидов для формирования основ эндогенной гидрогеологии. Генетический подход к проблемам целостной гидросферы с изучением структурных трансформаций водных флюидов в различных обстановках с моделированием гидробиологических, гидрофизических и гидрогеохимических процессов открывает перспективы по решению комплекса проблем: от обеспечения минерально-сырьевой базы человечества до решения его демографических и медицинских проблем.

Выделены следующие элементы водонапорных систем: а) этаж кристаллической части планеты с трещинными водами и астеносферой; б) этажи платформенных бассейнов; в) две области питания и разгрузки подземной гидросферы: экзогенную и эндогенную. Первоочередные результаты можно получить постановкой сверхглубокого бурения с выполнением гидрогеологических и геохимических исследований хотя бы верхней части главного гидродинамического этажа. Наряду с известным комплексом геолого-геофизических и геохимических работ следует развернуть работы по изучению высокотемпературных флюидов в широком диапазоне термодинамических условий.

[1] Вернадский В.И. История природных вод. М.: Наука. 2003. 751 с.

[2] Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ. 2007. 448 с.

[3] Proceedings of the National Academy of Sciences, 2013; DOI:10.1073/pnas.1220301110. Источник - chemport.ru Информация получена из сообщения электронного журнала С-Петербургского отделения Института Геоэкологии РАН В недрах Земли может существовать сверхвода (В.Г. Румынин, А. Никуленков).

[4] Гаев А.Я., Щугорев В.Д., Бутолин А.Я. Подземные резервуары (технология строительства и эксплуатации). Л.: Недра. 1986. 223 с.

[5] Кирюхин В.А. Общая гидрогеология: Учебник. СПб гос. горный ин-т (техн. ун-т). 2008. 439 с.

[6] Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб: Наука. 2010. 395 с.

ФОРМИРОВАНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ Р. КУДА (ПРИТОК Р. АНГАРА)

Загорулько Н.А.

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

Куда – малая река (правый приток р. Ангары), протяженностью 226 км. Ее бассейн расположен в южной части Иркутского амфитеатра. Формирование стока реки происходит в пределах двух природных областей — горно-таежной и платформенной. Значительные различия их ландшафта и геологического строения обуславливают неустойчивость химического состава воды реки [1].

Река Куда берет начало с перевала Ангаро-Ленского водораздела, сложенного породами кембрийского возраста, представленными красно-цветными, известковистыми, загипсованными отложениями верхоленской свиты [2]. Здесь в основном происходит формирование химического состава ее воды. Средняя и нижняя части бассейна сложены юрскими песчаниками и алевролитами, а также неогеновыми и четвертичными отложениями.

Результаты исследования проб воды р. Куда, отобранных в 8 пунктах в июле 2013 г., показали изменчивость химического состава и минерализации воды по течению. В верхнем течении происходит значительное увеличение минерализации речной воды, ее значения изменяются от 351 до 551 мг/дм^3. Этот рост происходит в основном в результате повышения концентрации сульфат-ионов (от 45 до 200 мг/дм^3), а также концентраций катионов кальция и магния. Вместе с тем, наблюдается рост концентраций ряда микроэлементов (Sr, B, Mo, U, Co).

Стронций, являясь геохимическим аналогом кальция, часто присутствует в виде целестина ($SrSO_4$) в известняках, доломитах и гипсовых породах. Этот минерал обладает хорошей растворимостью (ПР=3.4*10^{-6}). Воды, контактирующие с породами, содержащими целестин, могут в значительной степени обогащаться стронцием [3]. Таким образом, содержание этого элемента в речной воде в районе распространения отложений верхоленской свиты увеличивается от 610 до 1840 мкг/дм^3.

Концентрация молибдена в верхнем течении Куды увеличивается в 7 раз (от 0.4 до 2.7 мкг/дм^3), хотя и остается на уровне фоновых значений для маломинерализованных вод (0.n –n мкг/дм^3)[3]. Содержание бора, кобальта и урана возрастают в 2-3 раза.

Бассейн среднего течения расположен в засушливом степном районе, где годовая сумма атмосферных осадков составляет всего 300-400 мм [4]. Это определяет наличие испарительного барьера в почвах и ведет к их засолению. Сток с засоленных почв привносит в воды реки ряд легко мигрирующих элементов и определяет дальнейшее увеличение минерализации речных вод. На этом участке реки выявлено значительное повышение концентраций хлорид-иона (от 1.7 до 23.9 мг/дм^3) и натрия (от 11 до 33 мг/дм^3). Также продолжается рост содержания сульфат-иона, магния и калия. Для ряда микроэлементов (Mn, As, Rb) наблюдается увеличение концентраций в 2 раза, а для лития в 6 раз (от 7 до 42 мг/дм^3).

В нижнем течении воды р. Куда разбавляются маломинерализованными водами притоков (Куяда, Большой и Малый Кот), берущих начало с предгорий Приморского хребта. Поэтому минерализация и содержание большинства главных ионов заметно уменьшаются. Снижение концентраций отмечается и для ряда микроэлементов (Li, B, Rb, Sr, Mo ,Zn, Pb, U).

Кроме рассмотренных природных факторов, выявляется и антропогенные составляющие изменчивости химического состава воды р. Куда. Так содержание ряда микроэлементов резко возрастает ниже пос. Бозой (пункт отбора проб 5). На территории поселка расположено объединение исправительных колоний, сточные воды которых поступают в воды реки. В 200 м. ниже сброса сточных вод были отмечены максимальные содержания тяжелых металлов (рис. 1).

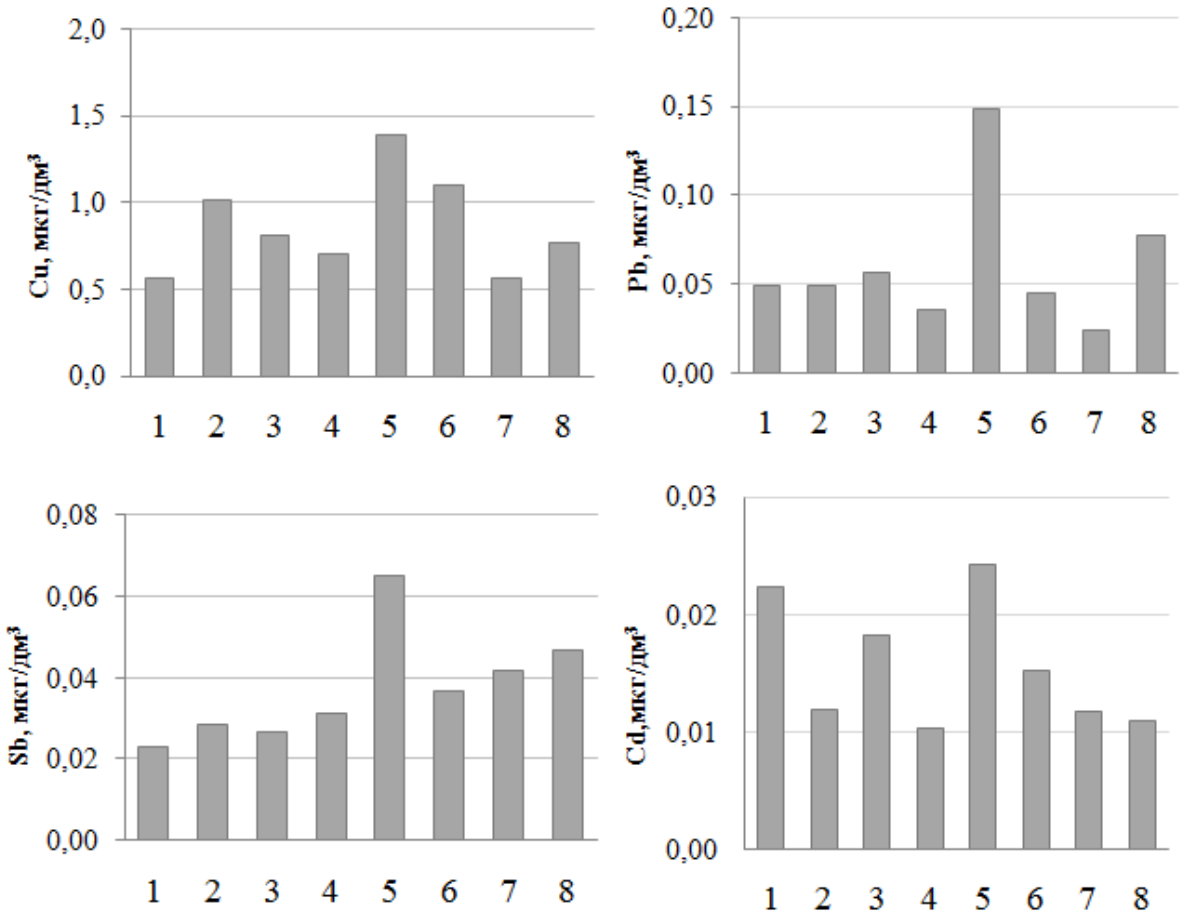


Рис. 1 Динамика некоторых микроэлементов в воде р. Куда по течению

Также выявлено увеличение концентраций железа (в 39 раз) и алюминия (в 3 раза). Ниже по течению реки, в результате процессов разбавления, осаждения, сорбции концентрации этих элементов значительно снижаются.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-45-04171 р_сибирь_а

[1] Астраханцев В.И. Ангара и ее бассейн (гидрологический очерк). М.: АН СССР. 1962. 50 с.

[2] Бочкарев П.Ф. Гидрохимия рек восточной Сибири. Иркутск: Вост. Сиб. изд-во. 1959. 156 с.

[3] Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. М.: ЦентрЛитНефтеГаз. 2012. 672 с.

[4]Беркин Н.С., Филиппова С.А., Бояркин В.М. и др. Иркутская область (природные условия административных районов). Иркутск: Изд-во Иркутского университета. 1993. 300 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Иванова И.С.[1,2], Лепокурова О.Е.[1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, IvanovaisIS_1986@mail.ru, LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru
[2] Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

На территории Томской области в подземных водах широко развит железо-марганцево-органо-аммонийный комплекс в концентрациях значительно превышающих предельно допустимые концентрации (ПДК). Особенно неудовлетворительно обстоит дело с качеством питьевой воды в сельской местности, где более 30% жителей пользуются водой без предварительной ее подготовки. Основное внимание исследователей, в том числе и авторов [1, 2], привлекает проблема железа в регионе, оставляя без должного внимания марганец. В данной работе представлены первые результаты по изучению природы марганецсодержащих вод.

Территория исследований приурочена к юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. Для питьевых нужд используют воду трех верхних водоносных горизонтов: неоген-четвертичного, палеогенового и мелового. Авторами за последние годы (2005-2014) были организованы и проведены экспедиционные работы на территории Томской области, в результате которых было отобрано 136 проб подземных вод из различных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения, кроме того привлечены 208 проб из фондового материала. Средний химический состав вод представлен в таблице 1. Глубина отбора от 2 до 2126 м.

Подземные воды неоген-четвертичных отложений по основным физико-химическим свойствам являются пресными, гидрокарбонатными, преимущественно кальциевыми или кальциево-магниевыми, слабокислыми и около нейтральными (6.2-7.2). Величина общей жесткости невелика — 0.9-5.0 мг-экв/л, как и общая минерализация — 0.13-0.42 г/л. Воды не всегда являются пригодными для питьевого водоснабжения, так как содержат повышенные концентрации органического вещества (до 10 мг/л), железа (до 25 мг/л) и марганца. Содержание Mn колеблется от 0.05 до 0.75 мг/л, среднее значение составляет 0.3 мг/л, что в 3 раза превышает ПДК для хозяйственно-питьевых целей (0.1), максимально в 7 раз. Минимальные его концентрации отмечаются, в основном, на водоразделах малых рек (0.1–0.3 мг/л). Несколько повышенные содержания марганца наблюдается на левобережье р. Оби в долинах рек Кенга, Парбиг, Чая, Икса (от 0.3 до 0.4 мг/л). Наиболее высокие его содержания зафиксированы в Обь-Томском междуречье (от 0.4 до 0.7 мг/л) [3].

Подземные воды палеогеновых отложений наиболее широко используются для питьевых целей в Томске и Томской области. Они являются пресными (минерализация от 0.21 до 0.79 г/л), нейтральными и слабощелочными (pH 6.4-8.1), жесткими (4.0-8.7 мг-экв/л), гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, в некоторых случаях - кальциево-натриевыми. Воды также сильно обогащены Fe (до 25.5 мг/л), хотя его средние концентрации значительно меньше (4.8 мг/л), чем в водах неоген-четвертичных отложений (6.9 мг/л). То же самое характерно и для величины Сорг, которая колеблется от 0.6 до 9.7 мг/л. Содержание марганца в среднем такое же 0.3 мг/л, иногда встречаются точечно аномальные значения (до 2.5 мг/л), в природе которых необходимо разбираться. Максимальные концентрации марганца характерны для Обь-Томского междуречья (до 1.2 мг/л).

Подземные воды верхнемеловых отложений либо пресные, но уже с более высокой минерализацией, либо слабосоленые (от 0.6 до 2.7 г/л, в среднем 1.1), отличаются повышенной щелочностью (pH 6.8-8.6). По составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриевые (содовые). В повышенных содержаниях присутствует хлор, иногда сульфат. Содержание Fe в водах наоборот уменьшается до 2.4 мг/л в среднем, но в целом все еще высокое (до 10 мг/л). Содержание марганца в среднем уменьшилось до 0.16 мг/л, но также все еще высокое. Максимальные концентрации характерны для правобережья р. Оби, особенно на Обь-Чулымском междуречье (0.8 мг/л).

Таблица 1. Средний химический состав питьевых подземных вод района исследований

Компонент	Ед. изм.	Водоносные горизонты отложений					
		неоген-четвертичных		палеогеновых		верхнемеловых	
		Пределы содержаний	Среднее	Пределы содержаний	Среднее	Пределы содержаний	Среднее
Глубина	м	2-66	28	11-180	91	50-2126	273
pH	-	6.2-7.2	6.9	6.4-8.1	7.1	6.7-9.6	7.6
ОЖ	мг-экв/л	0.9-5.0	2.5	4.0-8.7	6.6	0.2-9.8	5.8
Мин-ия	мг/л	130-420	273	209-796	554	630-2702	1067
HCO_3^-		98-313	197	146-554	405	350-817	545
Cl^-		0.8-19.3	5.4	0.5-87.3	8.2	1.7-514.5	76.4
Ca^{2+}		20-82	45.6	34-168	98.8	2-147	80.8
Na^+		4.0-22.0	8.6	6.0-47.5	14.0	43.0-900	232.6
$Fe_{общ}$		0.3-25.5	6.9	0.1-25.5	4.8	0.1-10.3	2.4
Mn		0.05-0.75	0.32	0.05-2.50	0.33	0.05-0.80	0.16
Сорг		1.1-9.6	3.3	0.6-9.7	3.1	0.0-3.4	1.3
Количество анализов	шт.	47		256		41	

Таким образом, Mn весьма распространен в подземных водах южной и центральной части Томской области, его содержание достигает 2.5 мг/л. Какой-либо закономерности в площадном распределение не выявлено, отмечается лишь повышение содержания марганца вблизи обрамления складчатого фундамента Колывань-Томской складчатой зоны. С глубиной концентрация Mn в воде сначала увеличивается, достигая максимума в водах палеогеновых отложений примерно на глубине 100-200 м, далее резко уменьшается, что характерно и для Fe и органических веществ. Благодаря сходным химическим свойствам с Fe, распределение Mn также контролируется такими показателями как pH и Eh. С ростом pH миграция ограничивается осаждением карбонатов, в окислительной среде – осаждением окислов и гидроокислов. Однако Mn^{2+} является в целом более активным водным мигрантом, чем Fe^{2+}, осаждается на барьерах позже [4], а значит, область его распространения шире.

[1] Иванова И.С. Железосодержащие подземные воды юго-восточной части Среднеобского бассейна: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук. Томск. 2013.180 с.

[2] Иванова И.С., Лепокурова О.Е., Покровский О.С., Шварцев С.Л. Железосодержащие подземные воды верхней гидродинамической зоны центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 2. С. 164–179.

[3] Видяйкина Н.В. Обеспечение экологической безопасности при использовании сельским населением подземных вод для питьевых целей: на примере Томской области и Ханты-Мансийского автономного округа: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук. Томск. 2010. 163 с.

[4] Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: в 5 т. Т. 2: Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: СО РАН. 2007. 389 с.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (ТОМСКИЙ РАЙОН ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Колубаева Ю.В.

Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Kolubaeva@inbox.ru

Специфической особенностью структуры Колывань-Томской складчатой зоны является ее двухъярусное строение: верхний ярус рыхлых мезо-кайнозойских отложений вмещает в себя пластово-поровые воды, нижний ярус древнего фундамента палеозоя – трещинные воды зоны выветривания и тектонических нарушений [1-3]. Кроме того, особенностью наших исследований является еще и то, что мы, по существу, имеем дело с самой верхней гидродинамической зоной – зоной активного водообмена, характеризующейся значительными скоростями движения подземных вод.

Фактические данные, полученные в разные годы в ходе полевых работ на территории района и фондовые источники [1,3], позволили собрать обширный материал по распределению в водах химических элементов (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав подземных вод

Компонент раствора	Подземные воды рыхлых отложений			Подземные воды коренных пород		
	Минимум	Среднее	Максимум	Минимум	Среднее	Максимум
pH	6.0	7.4	8.2	6.9	7.6	8.2
Жесткость, мг-экв/л	0.9	5.9	14.6	4.0	6.1	9.7
CO_2, мг/л	1.5	12.7	116	1.5	18.5	127
HCO_3^-, мг/л	49	375	680	265	385	565
SO_4^{2-}, мг/л	1.0	5.8	80	1.0	6.3	53
Cl^-, мг/л	0.5	5.0	78	1.4	6.6	121
Ca^{2+}, мг/л	16	93	210	54	97	166
Mg^{2+}, мг/л	0.5	14.2	63	0.5	15.6	52
Na^+, мг/л	1.4	11	55	5.0	12	46
K^+, мг/л	0.23	1.6	22	0.2	1.7	18.5
NO_2^-, мг/л	0.0015	0.05	1.2	0.0015	0.01	0.9
NO_3^-, мг/л	0.05	0.4	200	0.05	0.5	69
NH_4^+, мг/л	0.015	0.5	3.8	0.015	0.4	2.5
Si, мг/л	0.9	5.3	9.7	2.3	6.2	12
Fe общ, мг/л	0.09	0.5	37.2	0.15	0.7	8.4
Минерализация, мг/л	104	507	1229	354	527	784
Кол-во анализов	601			138		

Как показал анализ полученных данных, подземные воды рыхлых отложений по величине общей минерализации являются пресными (соленость изменяется от 104 до 1229 мг/л, среднее значение — 507 мг/л), нейтральными со средней величиной щелочно-кислотного показателя – 7.4 (от 6.0 до 8.2), от очень мягких до очень жестких (общая жесткость — от 0.9 до 14.6). Если принять во внимание химические компоненты, содержание которых превышает 25 мг-экв %, то порядка 86 % вод от общего количества анализов оказываются по анионно-катионному составу гидрокарбонатными кальциевыми.

Что касается подземных вод коренных пород, то значения их общей

минерализации варьируют от 354 до 784 мг/л, при среднем 527 мг/л. Эти воды характеризуются слабощелочной реакцией среды (среднее 7.6) с пределами от 6.9 до 8.2. Таким образом, некой отличительной особенностью химического состава этих вод от флюидов верхнего этажа является наиболее высокое минимальное ее значение и немного повышенное среднее. Общая жесткость изменяется от 4.0 до 9.7 (от умеренно жестких до очень жестких). По химическому составу – это также воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые (79 % от общего количества анализов) и порядка 18 % составляют воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава.

Основные солеобразующие компоненты в подземных водах представленные гидрокарбонат-ионом и кальцием, связаны прямой корреляционной зависимостью между собой и общей минерализацией. Величина коэффициента корреляции (r) составляет соответственно 0.94 и 0.86 для вод рыхлых отложений и 0.92 и 0.82 – для вод коренных пород. Если к этому добавить, что практически все воды являются нейтральными или слабощелочными, пресными (до 1 г/л) по величине общей минерализации, формирующиеся в условиях преобладания выпадающих осадков над испарением, то становится очевидным, что мы здесь имеем дело с типичными подземными водами выщелачивания. Об этом же свидетельствуют невысокие средние содержания хлоридов, сульфатов и натрия.

Как видно из таблицы 1, на фоне подземных вод с общей минерализацией до 1 г/л выделяются воды с более высокими ее значениями, в частности, это касается вод верхнего этажа, отобранных с небольшой глубины. В этих водах наблюдается одновременное присутствие целого ряда компонентов с повышенными и даже очень высокими концентрациями (особенно нитратов) не только по отношению к фоновым содержаниям, но и по сравнению с ПДК для питьевых вод [4]. Здесь мы имеем дело не с природными условиями их формирования, а с воздействием на их химический состав техногенного фактора. Такие воды мы выделяем в отдельную группу и относим их к техногенно загрязненным, то есть к водам с составом и физическими свойствами, измененными под влиянием деятельности человека [5].

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно сказать, что изучаемые нами подземные воды имеют химический состав, свойственный водам, циркулирующим в пределах зоны активного водообмена. Концентрации многих компонентов в водах палеозойских образований сопоставимы с концентрациями этих же веществ в водах мезо-кайнозойских отложений. Это, вероятно, связано с наличием гидравлической связи трещинных вод коры выветривания с водами зон тектонических нарушений и последних с водами верхнего структурного яруса.

[1] Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М. и др. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд-во ТГУ. 1971. 283 с.

[2] Гидрогеология СССР, том XVI, Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, новосибирская и Томская области). М.: Изд-во «Недра». 1970. 368 с.

[3] Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода - порода. Т.2. Система вода - порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.], отв. редактор Б.Н. Рыженко. Изд-во СО РАН. 2007. 389 с.

[4] СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Информационно-издательский центр Минздрава России. 2002. 100 с.

[5] Колубаева Ю.В., Шварцев С.Л., Копылова Ю.Г. Геохимия вод северной части Колывань-Томской складчатой зоны. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2010. №2. С. 50-58.

ПРОБЛЕМЫ ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ГОРОДА ОРЕНБУРГА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

Куделина И.В.

Оренбург, Институт экологических проблем гидросферы при ОГУ
kudelina.inna@mail.ru

Оренбург расположен на границе Волго-Камского и Прикаспийского артезианских бассейнов Восточно-Европейской платформы с Уральской гидрогеологической складчатой областью. Осадочные палеозойские породы залегают горизонтально, но местами осложнены диапировыми структурами и антиклиналями. Выделяется три структурно-литологических комплекса пород: подсолевой, солевой и надсолевой. Соль-Илецкий выступ по кристаллическому фундаменту отделяет указанные артезианские бассейны. Рельеф с типичными формами эрозионно-денудационных морфоструктур представлен окраинами Общего Сырта, Слудными горами и Илекским плато.

Из пород осадочного чехла на поверхность выходят пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники уфимского яруса и красноцветные глины, песчаники, конгломераты с прослоями известняков и мергелей татарского яруса. Кайнозойские породы представлены неогеном (N_2a) и четвертичной системой (Q_{III}, Q_{IV}). Долины рек совпадают с уступами фундамента и глубинными разломами. Соляные купола проявляются в виде «гор» - Михайловской, Верблюжки, Хусаиновой и др. с выходами гипсов, известняков, доломитов, кирпичных глин и ПГС, идущих на стройматериалы. Имеются месторождения нефти и газа (Оренбургское, Черниговское и др.) и минеральных вод.

Воды аллювиальных отложений близки по составу к речным водам. В поймах рек грунтовые воды залегают на глубине 0,5÷5 м, на террасах − 5÷15 м, а на водоразделах − 12÷40 м. Пресные воды имеются в родниках в долинах рек (0,2÷0,8 г/л), в татарских и триасовых красноцветах, воды которых используются и служат резервом водоснабжения города. Имеют место подземные воды пластового типа классов поровых ($П_1$), трещинно-поровых ($П_2$), порово-трещинных ($П_3$), трещинных ($П_4$) и трещинно-карстовых ($П_5$) вод.

Залежи углеводородов приурочены к артинско-верхне-каменноугольным породам. Месторождение вытянуто вдоль долины р. Урал, захватывая юг города. На нефтегазовом комплексе горят факелы, пробурено до 1000 разных скважин, работают установки по подготовке нефти и газа, компрессорные станции, поля фильтрации сточных вод, проложена сеть продуктопроводов, функционируют могильники скота и отходов производства. На месторождении сформировалась депрессионная воронка глубиной до 600 м. Трудно очищаемые сточные воды закачиваются на глубину > 2 км. Воды водозаборов по данным госконтроля не отвечают санитарным нормам. Источниками загрязнения служат так же промышленные предприятия города, месторождения стройматериалов, не канализованные поселки, горсвалка площадью в 50 га, на которой складируют до 800 тыс. $м^3$/год разных отходов. На территории действуют 12 централизованных и > 40 ведомственных водозаборов. Имеется еще >80 тыс. одиночных скважин и колодцев, в том числе в садах-огородах. До 60-х гг. прошлого века воды аллювиального горизонта имели минерализацию 0,5÷0,7 г/л и относились по классификации Курнакова - Валяшко к сульфатно-натриевому подтипу аналогично речным водам или к содовому типу вблизи контакта с верхнепермскими и акчагыльскими породами. Под влиянием галогенной толщи коэффициент SO_4/Cl

приобретает значения < 1. Качество аллювиальных вод ухудшают источники загрязнения и воды соляных куполов, превращая их в хлоридно-магниевые, например, на водозаборах Сакмара I и Сакмара II. Водозабор Сакмара II расположен у реки и восполняется речными водами, имея с ними сходство в составе (SO_4>Cl). Водозабор Сакмара I расположен в 2-х км от реки, и источники загрязнения увеличили минерализацию его вод за счет хлоридов и сульфатов в 5 раз. На рост минерализации (до 8 г/л) влияет и маловодность года и сезонов. В маловодные годы к водозаборам подтягиваются соленые воды из переуглублённых участков неоген-четвертичных речных долин, например, в Городище, где минерализация вод возрастает до 5,3 г/л.

Паводки снижают загрязнение и минерализацию вод, но из года в год она растет, и воды HCO_3-SO_4 переходят в HCO_3-Cl, а воды содового типа − в сульфатно-натриевые или хлоридно-магниевые. В настоящее время на нефтегазовом комплексе участились аварии, и по данным госконтроля ухудшилось качество природных вод. Концентрации нефтепродуктов в наблюдательных скважинах у объектов промыслов резко возросли. До 500 скважин вскрыли в галогенной толще напорные маточные рассолы. Ряд скважин не ликвидирован, вызвав переток рассолов в горизонты пресных вод. Поэтому требуется ревизия всего фонда набуренных скважин. На многих водозаборах подземные воды не соответствуют санитарным нормам по минерализации и жесткости, по соединениям железа, по сульфатам, хлоридам, по марганцу и др. с интенсивностью загрязнения 1÷10 ПДК.

О КОМБИНИРОВАННОЙ СИСТЕМЕ ВОДОСНАБЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ ВОДОДЕФИЦИТНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО ОРЕНБУРЖЬЯ

Леонтьева Т.В.

Оренбург, Институт экологических проблем гидросферы при ОГУ,
gayev@mail.ru

В Восточном Оренбуржье, в пределах юга Уральской гидрогеологической складчатой области, имеют место воды трещинного типа с классами вод зоны выветривания (Т6), зон тектонической трещиноватости (Т7) и трещинно-карстовых вод в массивах карбонатных пород (Т8).

Водоснабжение населения осуществляется за счет аллювиального водоносного горизонта во взаимосвязи с трещинными водами палеозойских пород. Орск, Гай и Новотроицк обеспечиваются водой высокой поймы р. Урал с минерализацией близкой к речной (0.4÷0.6 г/л). Вода соответствует санитарным нормам. Ириклинское водохранилище играет роль отстойника, восполняя запасы аллювиального горизонта ниже плотины. При фильтрации в аллювии качество воды повышается. Дебиты скважин составляют 0.17÷5.0 л/с при понижении 1.2÷34.7 м.

В Западно-Уральской зоне складчатости преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные породы. Притоки к Блявинскому карьеру составили 1000 $м^3$/сут. В Кувандыкском районе имеются аллювиальные водозаборы низкого качества на Сакмаре, Бляве и Кураганке: Рамазановский, технический, медно-серного комбината и Кувандыкских заводов. На Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях мощность аллювия и дебиты скважин меньше, чем в прогибах, составляя 1.0÷3.3 л/с, а в межень – 0.5 л/с при понижении до 15.8 м.

Воды аллювиального водоносного горизонта соответствуют санитарным нормам, но у них нередко повышена окисляемость (10.2 мг/л O_2) и концентрации железа (0.58 мг/л), а местами и нефтепродуктов. С созданием Ириклинского водохранилища восполняемость запасов и качество аллювиальных вод улучшились. Там, где мощность аллювия недостаточна, например, в долине Губерли, аллювиальный горизонт эксплуатируется во взаимосвязи с трещинными водами палеозоя. В межень инфильтрационные водозаборы питаются за счет трещинных вод, и дебиты снижаются до 0.5÷2.0 л/с при понижении 9.0÷15.8 м. Например, 5 скв. пос. Хмелевка имеют производительность 1000 м³/сут.

От предприятий Орска и Новотроицка в направлении реки выявлены потоки загрязненных вод и техногенные солончаки. Реки Орь, Елшанка и Горячка превращены в сточные канавы. В водозаборах аллювиальные воды смешиваются с загрязненными потоками предприятий. В Урале вода имеет соотношение SO_4>Cl, а в Ори − Cl>SO_4 при минерализации до 0.89 г/л.

До сих пор широко распространены поверхностные водозаборы. Так, Ириклинский водозабор используется для технического водоснабжения Ириклинской ГРЭС и хозяйственно-питьевого обеспечения ГРЭС и пос. Энергетик. Вода имеет минерализацию 0.4 г/л и общую жесткость 4.0 мг-экв/л. Она хлорируется, и в ней сезонно ухудшаются привкус, запах, цветность и мутность, повышается содержание аммония и фенолов. Вдоль водохранилища у поселка развита зона отмытых от солей карбонатных и терригенных пород карбона шириной 1900 м с удельными дебитами скважин 0.34÷9.20 л/с•м и минерализацией вод 0.91÷1.50 г/л. Но запасы их недостаточны без восполнения за счет вод водохранилища. Другими вариантами замены поверхностных вод подземными служит водоснабжение за счет аллювиального

горизонта р. Урал, из под водохранилища, или ниже плотины Ириклинской ГЭС с водоводом протяженностью в 22 км.

В пос. Адамовка водозабор расположен в долине р. Кундырляк с водосбором в 65 км^2. Ширина русла – от 1÷5 м до 20 м на плесах. Расход водотока от 6 до 80 л/с в паводок. Вода водозабора хлорируется и отвечает санитарным нормам. 10 скв. с зоной санитарной охраны обеспечивают все потребности Адамовки в 2 тыс. м³/сут.

В пос. Красноярский Кваркенского района эксплуатируется 8 скв. с водоотбором в 227.0 м³/сут. при дефиците воды в 450 м³/сут. Воды имеют минерализацию 1.4÷2.3 г/л и общую жесткость 9.6÷14.0 мг-экв/л. Поверхностные воды на границе участка солоноватые, с общей жесткостью 6.35 мг-экв/л. В 3-х скв. минерализация воды составила 0.22÷0.87 г/л, в 2-х – 1.55 г/л, в 6-ти поисково-разведочных скважинах в гранитойдах – 0.19÷1.45 г/л. Их ряд длиной в 1160 м дал 451 м^3/сут воды при глубине 50÷65 м и диаметре фильтра 219 мм. Предусмотрена режимная сеть наблюдений из 3-х скв., установлены расходомеры. Надо создать гидродинамический барьер для локализации солоноватых вод.

В Домбаровском районе в бассейне маловодного притока р. Орь − руч. Камсак с ручьями Кугутык и Ушкота с водосборной площадью 3060 км² постоянный водоток сохраняется только в низовьях. Средний многолетний расход реки – 3.6 м³/сек при модуле стока 1.17 л/сек на 1 км². Воды слабо минерализованы и пригодны только для водопоя скота. Дебит скважин из аллювия составил 1.7 л/сек, при понижении 2.7 м и минерализации воды 0.3÷0.8 г/л. Локально их можно использовать при помощи дренажных галерей. Водоносная зона в гранитах мощностью в 50÷60 м обеспечивает дебит скважин в 0.05÷2.3 л/с при минерализации воды − 1 г/л, а в породах девона минерализация вод составляет 0.3÷0.9 г/л, но они окружены водами, с минерализацией до 2.0 г/л. Вдоль Ушкотинского водохранилища площадью в 280 км², объемом в 10 млн. м³ и длиной в 9.5 км расположены водозаборные скважины, вскрывающие пресные воды содового типа в гранитоидах. Их окаймляют воды с минерализацией до 1.5 г/л и содержанием железа до 5.0 мг/л. В паводок расход ручья достигает 129 м³/с, а зимой сток прекращается. В водохранилище вода пресная, бесцветная, без запаха, прозрачная, с сухим остатком 258 мг/л. Запасы подземных вод составили 5760 м³/сут.

Город Ясный и Киембаевский ГОК снабжаются водой из Верхне-Кумакского водохранилища с полезным объемом 45 млн. м³. Водоотбор из водоема составляет 11 млн. м³/год для пос. Светлый (3.9), совхозов района (1.2), г. Ясного и Киембаевского ГОКа (5.9 млн. м³). Объем половодья достигает 35 млн. м³, а максимальные расходы воды при обеспеченности в 1.0% − 600 м³/с, и при 10% обеспеченности − 300 м³/с. Минерализация воды составляет 0.2÷0.3 г/л, общая жесткость – 1.3÷3.1 мг-экв/л, а pH – 6.6÷7.7. Вода хлорируется перед подачей потребителям. В маловодные годы водный дефицит обостряется и необходимо аккумулировать воду в аллювиальном водоносном горизонте долины р. Б. Кумак на участке в 4.5 км ниже впадения р. Джарлы. Дебиты скважин здесь составляют 6÷17 л/с, при понижении 3.9÷2.6 м и $К_ф$ – 48.0÷196.0 м/сут. В летнюю межень расход воды снижается до 0.34 м³/с (29400 м³/сут), а в отдельные годы зимой сток отсутствует до 120 дней. На двух участках создан инфильтрационный ряд скважин длиной 5750 м и утверждены эксплуатационные запасы в 17318 м³/сут. Комбинированный способ водоснабжения за счет водохранилища и подземных вод обеспечивает водоснабжение в нужном объеме 34 тыс. м³/сут.

Таким образом, в районах Восточного Оренбуржья очевидна необходимость комбинированной системы водоснабжения населения и народного хозяйства путем не только аккумулирования паводковых вод в водохранилищах, но и магазинирования части этих вод в аллювиальном водоносном горизонте и в зоне трещинных вод палеозойских пород.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НАРЫКСКО-ОСТАШКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КУЗБАСС)

Лепокурова О.Е. [1,2]

[1] Томск, Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru
[2] Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

В результате гидрогеохимических исследований в Кузбассе в 2012 г. сотрудниками ТФ ИНГГ СО РАН и ТПУ в угольных отложениях Нарыкско-Осташкинской площади были обнаружены подземные воды с аномально «тяжелым» гидрокарбонат-ионом. В задачи исследований входило изучить распределение изотопов углерода в водах по всему разрезу и установить генезис такой «тяжелой» углекислоты.

Всего отобрано на исследуемой площади 17 проб на $\delta^{13}C$ гидрокарбонат-иона (табл. 1). Анализировались пробы в двух организациях: ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ТФ ФГУП СНИИГГиМС (г. Томск). Результаты идентичны. По имеющимся данным, можно выделить три группы подземных вод, резко отличающиеся по изотопному составу углерода. Эти группы соответствуют вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности, а, следовательно, отличаются друг от друга также по химическому составу воды и водорастворенного газа.

Таблица 1. Изотопный состав углерода в подземных водах Нарыкско-Осташкинской площади

Группа	№ скв.	Глубина отбора, м	$\delta^{13}C$ (HCO_3^-), ‰	Группа	№ скв.	Глубина отбора, м	$\delta^{13}C$ (HCO_3^-), ‰
I	1	100	-21.2	III	6	30	8.1
	2	150	-17.1		7	1050	25.3
II	3	830	-6.7		8	565	30.9
	3	497	-12.4		9	870	27.4
	3	931	-10.2		10	1200	26.0
	4	150	-10.5		11	695	4.7
	5	200	-7.0		12	965	29.0
					13	1120	16.0
					14	455	22.5
					15	690	27.6

I. Первая группа подземных вод приурочена к зоне активного водообмена. Это пресные (минерализация менее 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые воды с нейтральной реакцией среды, в газовом составе преобладает азот. Диапазон $\delta^{13}C$ иона HCO_3^- от –17.1 до –21.2‰, что свидетельствует о преимущественной роли биогенных источников углерода и CO_2 [1], т.к. ион HCO_3^- формируется за счет нейтрализации гидроксильной группы OH^-, образующейся из воды в процессе протекания реакции гидролиза алюмосиликатов и CO_2 по реакции [2]:

$$OH^- + CO_2 = HCO_3^-. \quad (1)$$

II. Вторая группа вод приурочена к угольным отложениям верхней части зоны замедленного водообмена (с интенсивно трещиноватыми породами). Воды отличаются повышенной минерализацией вследствие большего времени взаимодействия с породой (от 1 до 5 г/л), содовым составом, щелочной реакцией среды, в газовом составе преобладает метан. HCO_3^- содовых вод угленосных площадей колеблется в пределах от -

12.4 до -6.7‰. Источник также биогенный, но наряду с изотопно легкой биохимической углекислотой здесь присутствует значительная доля изотопно тяжелой биохимической углекислоты (деструктивной), образующейся в процессе метанообразования при метаморфизме углей. В общем случае такой углерод можно назвать биохимическим, он не связан с глубинными (метаморфическими) процессами [3].

III. Третья группа вод отличается крайне тяжелым составом по $\delta^{13}C$ (от +4.7 до +30.9‰, при среднем +21.7‰), впервые обнаруженным для подземных вод Кузбасса. Встречаются такие аномальные значения $\delta^{13}C$ редко: преимущественно в поровых водах донных осадков озер и морей и связаны с восстановительными геохимическими условиями (Китай, Аргентина, США) [4–6]. Также имеются аналогичные данные по свободному газу CO_2 в холодных метановых водах грязевых вулканов Предкавказья. Обработав эти данные, В.Ю. Лаврушин пришел к выводу, что с увеличением HCO_3^- в водах растет и значение $\delta^{13}C$ углекислого газа: при содержании иона HCO_3^-> 4 г/л значение $\delta^{13}C$ (CO_2) становятся положительными. Такая тяжелая углекислота генетически не связана с мантийной, является биогенной и «…отражает условия изотопного обмена при высоких температурах в системе "CO_2–CH_4"…» [7, с. 222]. Аномально высокие значения $\delta^{13}C$ в водах угольных месторождений нам неизвестны.

Воды циркулируют также в зоне замедленного водообмена угольно-терригенных пермских отложений, но уже с затухающей трещиноватостью. Следовательно, более минерализованы (от 5 до 20 г/л), но по составу еще содовые. В газовом составе также преобладает метан, но уже в большем количестве. Этим и попытаемся объяснить аномально высокое содержание ^{13}C. При фракционировании изотопов ^{12}C уходит в метан, а ^{13}C в углекислоту по следующей реакции:

$$2^{12+13}Corg + 2H_2O = {}^{12}CH_4 + {}^{13}CO_2 \qquad (2)$$

При этом чем полнее идет процесс разложения молекул органического вещества, тем большее количество ^{13}C оказывается в CO_2. Затем ^{13}C переходит в гидрокарбонат-ион $^{13}CO_2 \rightarrow H^{13}CO_3^-$, который наследует тяжелый состав. Отсюда вытекает важный поисковый вывод: зная содержание HCO_3^- в воде, можно предположить количество метана. Соответственно чем больше CH_4, тем больше содержание HCO_3^-, тем больше метан забирает легкий углерод, и тем больше тяжелый углерод скапливается в углекислоте и гидрокарбонат-ионе.

Таким образом, на исследуемой площади развит лишь один источник CO_2 – биохимический, который подразделяется на три подтипа: 1) более легкий биогенный CO_2, образованный в результате разложения органики, – в зоне активного водообмена; 2) более утяжеленный биохимический CO_2, образованный в результате метаморфизма углей, - в зоне замедленного водообмена угольных отложений и 3) очень тяжелый биохимический CO_2, образованный в результате изотопного обмена в системе CO_2–CH_4.

[1] Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра. 1968. 226 с.

[2] Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра. 1998. 367с.

[3] Шварцев С.Л., Хрюкин В.Т., Домрочева Е.В. Кузеванов К.И., Рассказов Н.М., Попова Т.С., Лепокурова О.Е., Швачко Е.В. Гидрогеология Ерунаковского района Кузбасса в связи с проблемой образования ресурсов и добычи угольного метана.// Геология и геофизика. 2006. Вып. 47. №7. С. 878–889.

[4] Zhu Z., Chen J., Zeng Y. Abnormal pjsitive $\delta^{13}C$ values of carbonate in Lake Caohai, southwest China, and their possible relation to lower temperature // Quaternary International. 2013. V. 286. P. 85–93.

[5] Valero-Garces B.L., Delgado-Huertas A., Rattoo N., Navas A. Large ^{13}C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 171. P. 253–266.

[6] Sharma S., Frost C.D. An innovative approach for tracing coalbed natural gas produced water using stable isotopes of carbon and hydrogen // Ground water. 2008. V.46. №2. P. 329–334.

[7] Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его оформления. М.: ГЕОС. 2012. 348с.

СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ СОДЕРЖАНИЙ AU И AG В ТЕХНОГЕННЫХ РАСТВОРАХ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Мягкая И.Н.[1], Густайтис М.А.[1], Чумбаев А.С.[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, i_myagkaya@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Институт почвоведенья и агрохимии СО РАН

Хвостохранилища исследуют по большей части в экогеохимическом аспекте [1]. Поведение благородных металлов (БМ) в этих условиях изучено не достаточно [2]. Урское хвостохранилище сложено отходами обогащения первичных сульфидных полиметаллических руд и руд зоны окисления в 2 отвала. Природный ручей, дренируя их, превращается в техногенный. Из-за сноса отходов в нижележащий заболоченный лог формируется поток рассеяния, где протекают дренажные ручьи (ДР). Основной поток ДР опробовался несколько полевых сезонов – проведен мониторинг с марта по сентябрь. В течение 2 дней активного снеготаяния (апрель 2013 г) опробованы 2 снеготалых ручья. Первый – расположен в части потока рассеяния, что покрыта отходами первичных руд (ОПР), второй – отходами руд зоны окисления (ОРЗО). Для изучения распределения Au и Ag между раствором и взвесью вода фильтровалась через мембранные фильтры (диаметр пор 0.45 μm). Содержания элементов определены атомно-абсорбционной спектрометрией (Solar M6, «Thermo Electron»).

Раствор основного дренажного потока независимо от сезона сильнокислый, солёный (минерализация 3-5 г/л), сульфатный (SO_4^{2-} до 3600 мг/л), насыщен Al, Ca, Fe (табл. 1). Содержания литофильных элементов имеют некоторые вариации по сезонам, за исключением Na, K. Алюминий и Ca преобладают в дренажном ручье в апреле и мае; Mn и Mg – в мае и июне (табл. 1). Максимум Fe – с мая по сентябрь, что возможно связано с меньшим разбавлением дренажных растворов в этот период. Концентрации Cu, Zn, Pb варьируют не сильно. Концентрации БМ в весенних дренажных водах (март, май), выше, чем в летний период. Концентрации Au (0.2-1.2 мкг/л) обеспечиваются в основном растворенной формой, Ag – взвешенной (0.01-0.3 мкг/л). При удалении от отвалов, с ростом pH, концентрации БМ снижаются до (мкг/л): 0.003 Au, до 0.008 Ag.

Снеготалые ручьи, стекающие по потоку рассеяния, тоже кислые (табл. 1). Наименьший pH в ручье, текущем по потоку рассеяния, покрытого отходами руд зоны окисления. Основной ионный состав талых вод – SO_4^{2-}-Al^{3+}-Ca^{2+}-Fe^{3+}. В 1-ый день мониторинга содержания халькофильных, литофильных и сидерофильных элементов меньше, чем во 2ой, особенно Mg, Al, Ca, Fe (табл. 1). Наибольшие содержания (выделяются Mg, Ca, Fe, Cu, Zn, Pb) отмечаются для ручья, переносящего отходы руд зоны окисления в оба дня. Содержания халькофильных, литофильных, сидерофильных элементов в талых водах, текущих по отходам руд зоны окисления, сопоставимы со значениями в дренажном растворе, за исключением Na и Pb (табл. 1). В снеготалом ручье, стекающем по отходам первичных руд, содержания наоборот ниже. Содержание Au в талой воде в оба дня мониторинга в области потока рассеяния, перекрытой отходами первичных руд, на порядок ниже (0.14-0.2 мкг/л), чем в области, перекрытой отходами руд зоны окисления (1.2-1.4 мкг/л). Для Ag подобная разница наблюдается во 2ой день (табл. 1). Концентрации БМ в снеготалых ручьях, стекающих по обоим типам отходов, выше, чем в дренажных водах (табл. 1). Наибольшие концентрации элементов в талых водах, переносящих отходы руд зоны окисления, вероятнее всего, связаны с предварительным окислением отходов, что делает формы нахождения Au, Ag и других элементов более доступными для легкой мобилизации. Увеличения содержаний элементов весной, как предполагается, связано с промерзанием сульфидсодержащего

вещества, что приводит к формированию высококонцентрированных сернокислых растворов [3]. За счет привноса N_2 из атмосферы и промерзания растворов, в них концентрируется HNO_2. Как результат возможно усиление окислительного разложения минералов [4]. Аналогично должна концентрироваться и HCl.

Таблица 1. Сезонные содержание элементов в талой воде и ДР (мг/л).

Проба	ДР Март	ОПР Апрель		ОРЗО Апрель		ДР Ап-рель	ДР Май	ДР Июнь	ДР Июль	ДР Ав-густ	ДР Сен-тябрь
		1ый день	2ой день	1ый день	2ой день						
Eh (мВ)	650	635	633	640	646	640	645	655	678	674	703
pH	2.1	2.1	2.2	1.8	1.9	2.1	2.7	2.2	1.9	2.3	2.3
Na	10	3	4	5	4	11.3	15	11	13	15	10
Mg	74	36	51	61	92	71	136	117	79	98	83.4
Al	154	158	154	180	300	286	469	277	250	274	160
K	0.5	0.7	1	1	1	0.6	1.1	0.5	1.1	0.4	0.05
Ca	182	123	147	167	220	376	240	150	29	257	212
Mn	16	8	11	11	17	14.3	23.5	19	12.5	13	11.6
Fe	615	370	545	950	1320	598	1110	873	770	1019	663
Cu	2.5	1	1.6	2	2.7	4	3.7	3.3	2.7	4.4	2.3
Zn	15	3	4	14	21	16.4	18	13	10.7	14.8	7.4
Ag*	0.3	2.8	3.3	3.4	25	н/д	0.04	0.2	н/д	н/д	н/д
Au*	0.39	0.14	0.2	1.4	1.2	н/д	0.7	0.4	н/д	н/д	н/д
Pb	0.001	0.33	0.4	1.5	1.3	0.13	0.06	0.08	0.001	0.6	0.05

Примечание: * – мкг/л; н/д – нет данных; ДР – дренажный ручей; ОПР и ОРЗО – снеготалый ручей, стекающий по отходам первичных руд и отходам руд зоны окисления, соответственно.

БМ в талых водах, также как в дренажном ручье находятся в растворенной и взвешенных формах. Максимум обеих форм Au наблюдается в талом ручье, протекающем по отходам руд зоны окисления. Преобладает взвешенная форма Au (0.1-1.5 мкг/л). Взвешенная форма (мкг/л) Au (1.5) чуть выше растворенной (1.3) в 1ый день мониторинга этого ручья. Для ручья, стекающего по отходам первичных руд, разница между двумя формами Au значимее (мкг/л: 0.1 Au – растворенная, 0.5 Au –взвешенная). Для Ag преобладает взвешенная форма. Ее максимум отмечается в ручье, протекающем по отходам первичных руд (до 130 мкг/л); доля растворенной фракции – 3 мкг/л. В водах, несущих вещество отходов руд зоны окисления, содержание растворенной формы Ag выше – до 35 мкг/л, а взвешенной ниже – до 60 мкг/л. Преобладание взвешенной формы объясняется большим количеством осадка, переносимого ручьями (г/л: до 0.1 – в ОПР, до 3 – ОРЗО). Талыми водами выносится более 1.3 т твердого нерастворимого материала в местную гидрографическую сеть (р. Ур). Количество БМ, выносимых в этот период во взвеси в р.Ур, составляет 22 г Au и 33.5 г Ag.

Исследования поддержаны РФФИ № 14-05-00668, 14-05-31280, ИП СО РАН № 94.

[1] Гаськова О.Л., Бортникова С.Б., Кабанник В.Г., Новикова С.П. Особенности загрязнения почв в районе хранилища отходов пирометаллургического извлечения цинка на Беловском цинковом заводе // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20. № 4. С. 419-428.

[2] Benedetti M., Boulegue J. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55. P. 1539-1547.

[3] Иванов А.В, Базарова В.Б. Химическое выветривание пирита с водой и различными растворами при положительных и отрицательных температурах // Сборник «Миграция химических элементов в криолитозоне». Наука. Новосибирск. 1985. С. 115-124.

[4] Маркович Т.И. Особенности кинетики окисления двухвалентного железа в процессе сернокислого выщелачивания пирротина с участием азотистой кислоты // Журнал физической химии. 2009. Т. 83. № 1. С. 33-36.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ПОЛУОСТРОВА ГЫДАН

Садыкова Я.В.[1], Бич А. С.[2]

[1]Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
Sadykovayv@ipgg.sbras.ru
[2]Новосибирск, Новосибирский государственный университет, as_bich@mail.ru

Гидрогеологическая стратификация лежит в основе любых гидрогеологических исследований. При гидрогеологическом картировании основной задачей является расчленение геологического разреза на водоносные и водоупорные толщи. Разработке теоретических основ гидрогеологической стратификации в целом, и осадочных бассейнов Сибири, посвящены многочисленные работы М.С. Гуревича, А.А. Карцева, В.А. Кирюхина, Н.М. Кругликова, Б.Ф. Маврицкого, В.М. Матусевича, А.Д. Назарова, В.В. Нелюбина, А.М. Овчинникова, О.В. Равдоникас, А.А. Розина, Б.П. Ставицкого, Н.И. Толстихина, В.Б. Торгововой, С.Л. Шварцева и многих других исследователей.

Гыданский полуостров находится на севере Западно-Сибирской низменности, он вдаётся в Карское море между Тазовской и Обской губами на западе и Енисейским заливом на востоке. Административно район исследования приурочен к северо-восточной части Ямало-Ненецкого автономного округа и северо-западной части Красноярского края. В тектоническом плане охватывает большую часть отрицательного надпорядкового элемента - Антипоютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы и структуры ее обрамления.

Разрез осадочного чехла представлен триасовыми, юрскими, меловыми, неогеновыми и четвертичными породами. Осадочный чехол характеризуется понижением степени изученности глубоким бурением сверху вниз по разрезу от верхнего мел-кайнозойского до палеозойского комплексов. Наиболее хорошо изучены апт-альб-сеноманские и берриас-нижнеаптские отложения, значительно хуже - верхнеюрские и нижнесреднеюрские. Наличие триасовых осадков предполагается по сейсмическим данным, но они не вскрыты глубоким бурением.

Гыданский полуостров с точки зрения нефтегазогеологического районирования, отождествляется с одноименной нефтегазоносной область и включает четыре нефтегазоносных района: Гыданский, Мессовский, Напалковский и Северо-Гыданский. В их пределах открыто 18 месторождений углеводородов, крупнейшими являются Антипаютинское, Геофизическое, Гыданское, Парусовое, Утреннее, Западно-Мессояхское и Восточно-Мессояхское. По числу и совокупным запасам среди залежей углеводородов преобладают газовые и газоконденсатные, большинство приурочено к пластам апта и готерива, и только на трех месторождениях выявлены залежи в пласте $ПК_1$ сеномана. В юре открыта только одна залежь — на Геофизическом месторождении.

В гидрогеологической стратификации при расчленении разрезов выделяются следующие основные подразделения: водоносный горизонт, водоносный комплекс и гидрогеологический этаж. Выделения водоносных горизонтов базировалось на определении водоупорных и водоносных толщ по результатам интерпретации диаграмм каротажа скважин. Комплекс каротажа включал в себя данные кажущегося сопротивления (КС) и потенциала собственной поляризации (ПС). Интерпретация диаграмм ПС и КС сводилась к определению границ и оценке литологической характеристики пластов. Соответственно песчаные пласты внутри мелких стратиграфических подразделений (свит) интерпретировались в ходе исследования как водоносные горизонты, мощные глинистые и алевритистые пласты —как локальные флюидоупоры, отделяющие коллектора друг от друга. Водоносные комплексы

представляют собой группу водоносных горизонтов, они выдержанны в разрезе и ограниченную сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными пластами. Выделялись в объеме крупных стратиграфических подразделений: ярусов, свит, серий, отделов, частей систем, реже систем. На территории исследования гидрогеологические этажи и комплексы были выделены согласно общепринятой гидрогеологической стратификации Западно-Сибирского артезианского бассейна [1,2]. Названия гидрогеологических горизонтов юры давались по названиям региональных стратиграфических горизонтов, а меловых и кайнозойских горизонтов – по названиям свит, наиболее широко распространенных на территории исследования (по материалам решений МСК). В пределах триас-палеозойского комплекса выделение водоносных горизонтов не производилось.

На территории исследования в пределах палеозойского фундамента и осадочного чехла выделяются два гидрогеологических этажа: верхний, который является зоной активного водообмена и представлен неоген-четвертичным водоносным комплексом, и нижний – затрудненного или застойного водообмена. Между собой гидрогеологические этажи разделены мощной региональной водоупорной толщей турон-олигоценового возраста, представленной совокупностью кузнецовского, березовского и ганькинского водоупорных горизонтов, достигающих суммарной мощности 700 м. В пределах нижнего гидрогеологического этажа выделяются четыре водоносных комплекса (сверху – вниз): апт-альб-сеноманский, неокомский, нижне-среднеюрский и нерасчлененный триас-палеозойский.

Нижнеюрские отложения развиты на территории исследования фрагментарно, поэтому водоносные и водоупорные горизонты имеют локальное распространение. В подошве нижне-среднеюрского комплекса отсутствует регионально развитый водоупор, поэтому разделение триас-палеозойского и нижне-среднеюрского комплекса носит условный характер. Вероятнее всего подземные воды этих комплексов в значительной мере смешаны в результате процессов латеральной и вертикальной миграции.

В нижне-среднеюрском комплексе выделаются пять водоносных горизонтов – зимний, шараповский, надояхский, вымский и малышевский. Все они сложены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с доминирующей долей песчаного материала в составе. Водоносные горизонты нижне-среднеюрского комплекса отделены друг от друга левинским, китербютским, лайдинским и леонтьевским глинистыми водоупорами, представленными аргиллитами с маломощными пропластками и линзами алевролитов. Нижне-среднеюрский комплекс отделен от вышезалегающего неокомского гольчихинской и низами ахской водоупорных толщ верхнеюрского и берриасского возраста, суммарная мощность которых может превышать 1000 м.

В пределах неокомского водоносного комплекса на изучаемой территории выделяются: ачимовский и нижнетанопчинской водоносные горизонты, которые разделены верхнеахским водоупором. Апт-альб-сеноманской комплекс отделен от неокомского нейтинским водоупорным горизонтом, часто опесчаненным в пределах исследуемого региона. В этом случае разделение комплексов носит условный характер и возможно наличие в их пределах вертикальной миграции флюидов. Апт-альб-сеноманский комплекс представлен верхнетанопчинским и марресалинским водоносными горизонтами, разделенными между собой глинами яронгского водоупорного горизонта.

[1] Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). М.: Недра. 1970. 368 с.

[2] Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Наука. 1976. 157 с.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В БОЛОТНЫХ ВОДАХ ОРЛОВСКОГО УЧАСТКА (ТОМСКИЙ РАЙОН)

Сесь К.В.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
ksenija.valeriewna@yandex.ru

Болотные воды являются объектом многочисленных исследований. Особое внимание в последнее время уделяется изучению химического состава растворенных органических веществ (РОВ), однако состав их специфических классов в исследуемом регионе был изучен слабо [1, 2].

Административно территория исследования расположена в Томском районе, на правобережье реки Томи, в пределах второй надпойменной террасы. Объектом исследования являются воды слабодренированного мезотрофного болота «Темное», глубина торфяной залежи которого колеблется от 3 до 6 метров [3]. Глубина залегания болотных вод достигает 32 см.

Отбор проб природных вод проводился на выбранном ключевом заболоченном участке, образованном олиготрофной шейхцериево-осоково-сфагновой сплавиной озера Мурашка, по профилю болота «Темное». Точки отбора проб болотной воды расположены к северу (№ Б9 – Б12) и югу (№ Б13 – Б16) от озера. Вода из озера отобрана вблизи южного берега.

Согласно классификации О.А. Алёкина все природные воды гидрокарбонатные кальциевые III типа, за исключением болотной воды в пробе Б9 и озерной воды. Пробы этих вод характеризуются как гидрокарбонатные кальциевые I типа. Болотные воды ключевого заболоченного участка в основном кислые (pH колеблется пределах 3 – 3.4); ультрапресные (значение общей минерализации варьирует от 4 до 6.7 мг/л); по жесткости очень мягкие. За пределами участка, на севере, pH болотных вод резко возрастает и составляет 5.8 (проба №9). В этой пробе также замечено повышенное значение минерализации вод, достигающее 32 мг/л, и концентрации $Fe_{общ}$ –18 мг/л. Проба №Б9 сильно отличается по составу от остальных, что может свидетельствовать об изменении типа водного питания.

Исследованные воды характеризуются наличием углеводородных и кислородсодержащих органических соединений, превышающим содержание минеральных солей. По мере накопления РОВ в воде значения pH уменьшаются, так наиболее низкие значения pH болотных вод и повышенные содержания битумиозных компонентов в них наблюдаются вблизи озера. Подробный состав распределения РОВ по профилю болота «Темное» в районе озера Мурашка представлен в таблице 1.

Основными углеводородами (УВ) в исследованных водах являются н-алканы. Во всех болотных водах присутствуют пентациклические терпены и сквален. Остальные представители УВ зафиксированы лишь в части болотных вод. В воде озера УВ представлены исключительно алканами. В водах северной оконечности болота, где зафиксировано наибольшее значение pH, отсутствуют бициклические терпаны, стераны, а также значения остальных УВ минимальны.

Среди кремнийорганических соединений (КОС) в болотных водах доминируют жирные, с преобладанием пальмитиновой кислоты, в отдельной пробе (Б12) – каприловой. Только в воде из озера жирные кислоты представлены исключительно пальмитиновой кислотой, а основными среди КОС являются этиловые эфиры, среди которых резко доминирует эфир пальмитиновой кислоты. По мере уменьшения pH растет и содержание этиловых эфиров жирных кислот, а также метиловых эфиров, но

их содержание в водах озера ниже, чем в болотной воде вблизи южного берега. На северной оконечности болота в болотных водах отсутствуют токоферолы и тритерпеноиды, а среди стероидов – кетоны.

Таблица 1. Содержание отдельных групп РОВ в природных водах, мкг/л

Участок болота	**Северный**				**Озеро**	**Южный**			
Номер пробы	**Б9**	**Б10**	**Б11**	**Б12**	**О1**	**Б13**	**Б14**	**Б15**	**Б16**
Содержание отдельных групп УВ									
н-Алканы	2.87	1.66	15.80	5.73	6.17	8.75	9.72	24.93	15.18
Сквален	0.009	0.012	0.27	0.12	0	0.14	0.19	0.02	0.22
Бициклические терпаны	0	0	1.38	0.26	0	0.21	0.36	0.44	0.28
Трициклические терпаны	0	0	0.25	0.03	0	0.05	0.08	0.07	0.02
Пентациклические терпаны	0.07	0.03	0.71	0.11	0	0.36	0.15	0.11	0.28
Стераны	0	0	0.11	0.21	0	0.32	0.28	0	0.05
Арены	0	0	0.11	0.06	0	0.09	0.16	0.35	0.11
Содержание отдельных групп КОС									
Жирные кислоты (ЖК)	0.70	0.45	4.17	3.38	0.64	3.13	2.21	8.03	3.18
Метиловые эфиры ЖК	0.003	0.007	0.02	0.02	0.04	0.09	0.03	0	0.02
Этиловые эфиры ЖК	0.18	0.22	0.27	0.32	0.74	0.20	0.14	0.03	0.24
Изопропиловые эфиры ЖК	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.07	0.05	0	0.03
н-Алканоны	0.03	0.05	6.06	1.68	0.12	1.30	1.38	4.63	1.01
и-Алканоны	0.06	0.04	1.21	0.34	0	0.40	0.30	0.90	0.33
Токоферолы	0	0	0.62	0.12	0	0.13	0.10	0.04	0.07
н-Альдегиды	0.18	0.08	2.49	0.53	0	0.38	0.61	3.53	1.07
Тритерпеноиды	0	0	4.48	0.12	0	1.47	1.49	0.27	0.81
- спирты	0	0	1.95	0.07	0	0.71	0.79	0.11	0.37
- кетоны	0	0	2.53	0.05	0	0.76	0.70	0.16	0.44
Стероиды	0.02	0.04	4.20	0.39	0	1.12	1.57	0.41	1.76
- спирты	0.02	0.04	3.05	0.36	0	0.90	1.32	0.28	1.52
- кетоны	0	0	1.16	0.03	0	0.22	0.25	0.13	0.25

Подробный анализ состава РОВ показал, что помимо гумусовых веществ в болотных водах территории исследования содержится широкая гамма разнообразных органических соединений. Это, прежде всего, углеводороды, органические кислоты (жирные, аминокислоты и др.), битумы (масла, воск, смолы, жиры), гумусовые вещества и др. Химическая природа некоторых соединений в достаточной степени еще не выяснена.

По совокупности полученных данных наиболее вероятными причинами различий в составе и распределении отдельных органических соединений в исследованных водах являются строение торфяной залежи, видовой состав растительности, условия захоронения органического вещества, а также водный и водно-минеральный режимы питания болота.

[1] Савичев О.Г. Химический состав болотных вод на территории Томской области (Западная Сибирь) и их взаимодействие с минеральными и органогенными соединениями // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 314. № 1. С. 72-77.

[2] Серебреникова О.В., Прейс Ю.И., Гулая Е.В. и др. Распределение н-алканов, стероидов и тритерпеноидов в торфе и растениях болота Тёмное // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1: Науки о Земле. С. 40-44.

[3] Шварцев С.Л., Серебренникова О. В., Здвижков М.А., Савичев О.Г , Наймушина О.С. Геохимия болотных вод нижней части бассейна реки Томи (Юг Томской области) // Геохимия. 2012. № 4. С. 403-417.

ГИДРОГЕОХИМИЯ СОЛЕНОСНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Трифонов Н.С.[1,2]

[1]Томск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[2]Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
Trifonovnik@mail.ru

Центральная часть Байкитской антеклизы, в частности, группа месторождений Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления [1], представляет собой территорию, где сосредоточены крупные запасы нефти и газа. Освоение данной территории в последние годы выявило ряд проблем связанных со сложными геолого-гидрогеологическими условиями и слабой изученностью, к ним относятся: вопросы питьевого и технического водоснабжения; водоотведения промышленных стоков; проектирования систем поддержания пластового давления; обоснования локальных критериев нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям; вопросы оценки возможности и целесообразности использования подземных вод как источника гидроминерального сырья [2]. Для решения этих и многих других проблем необходимо иметь представление о геохимии подземных вод.

Статья направлена на освещение, имеющейся на данный момент информации по геохимии подземных вод и рассолов соленосной гидрогеологической формации, представляющей основной интерес в качестве объекта утилизации промстоков при освоении месторождений нефти и газа.

Согласно гидрогеологическому районированию данная территория расположена в юго-западной части Тунгусского артезианского бассейна Восточно-Сибирской артезианской области [3]. Согласно обобщенной схеме гидрогеологической стратификации, составленной М.Б. Букаты [4], в разрезе осадочного чехла выделяются три гидрогеологические формации (снизу-вверх): подсолевая (рифей, венд, основание кембрия), соленосная (средний-нижний кембрий) и надсолевая (средний и верхний кембрий, ордовик, триас, палеоген-неоген-четвертичные отложения). В пределах соленосной формации выделены четыре водоносных комплекса (ВК) – усольский, бельский, булайский и ангарско-литвинцевский. Эти комплексы представлены карбонатно-соленосными отложениями соответствующих свит, включающими в различных частях юго-западной части Сибирской платформы 5-7 межсолевых поровых, каверново-поровых и слабо трещиноватых сульфатно-карбонатных и карбонатных водоносных горизонтов: осинский ($Б_{I}$), балыхтинский ($А_{VI}$), христофоровский($А_{V}$), нижнебельский ($А_{IV}$) и верхнебельский ($А_{III}$), булайский ($А_{II}$) и литвинцевский ($А_{I}$), проявившие себя поглощениями промывочной жидкости и притоками крепких рассолов при испытании глубоких скважин.

Рассолы соленосной формации, отличаются высокими значениями минерализации, достигающими в описываемом районе 450-550 г/дм^3. В вертикальном разрезе, как правило, резко повышенной минерализацией на общем фоне выделяются рассолоносные горизонты верхней части усольской и нижней части бельской свит, что хорошо сопоставляется с их положением между двумя главными уровнями накопления калийных солей, отвечающими максимальной солености бассейнов осадконакопления.

Минерализация рассолов усольского ВК изменяется от 230 до 470 г/дм^3 (крепкие и весьма крепкие рассолы) составляя в среднем 357 г/дм^3. Анионный состав крепких рассолов крайне однообразен – он исключительно хлоридный. Процентное содержание хлора 98-100 %-экв. Сульфаты и гидрокарбонаты практически отсутствуют. Состав

основных катионов более разнообразен. Более минерализованные рассолы являются натриево-кальциевыми реже магниево-кальциевыми, а при минерализации выше 400-410 г/дм^3 только кальциевыми, реже встречаются кальциево-натриевые рассолы с повышенным значениям pH (7.1), свидетельствующим о разбавлении их буровым раствором. В целом, величина pH меняется от 4.9 до 6.5, а среда соответственно от кислой до слабокислой.

В бельском водоносном комплексе рассолы по составу и свойствам близки к усольским. Как и в предыдущем комплексе, они хлоридные (содержание Cl^- 98-100 %-экв.) кальциевые и натриево-кальциевые. Хлоридные кальциево-натриевые рассолы, приурочены к верхней части бельского комплекса (верхнебельский горизонт), а хлоридные, натриево-кальциевые и кальциевые с минерализацией более 310-330 г/дм^3 – к его нижней части (нижнебельский, христофорский горизонты). Средняя минерализация рассолов, по данным анализов, составляет 317 г/дм^3. Величина pH рассолов изменяется в небольших пределах от 5.1 до 6.1.

Булайский ВК в пределах исследуемой территории изучен крайне слабо, а данные по пластовым флюидам этого комплекса ограничены анализами нескольких проб рассолов с минерализацией от 65 до 344 г/дм^3 (более низкая минерализация указывает на возможное влияние инфильтрации залегающих выше вод по зонам дробления). По химическому составу эти рассолы хлоридные (99 %-экв.) натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Величина pH практически не меняется и составляет 6.1 ÷ 6.3.

Также весьма ограничены данные по химическому составу пластовых флюидов нижней части ангарской и литвинцевской свит ангарско-литвинцевского ВК из-за отсутствия к ним практического интереса в период поисково-разведочных работ. Единичные данные результатов химических анализов свидетельствуют о присутствии в этом комплексе рассолов с минерализацией от 89 до 298 г/дм^3. Анионный состав этих рассолов уже не так однообразен, помимо ионов хлора более существенными становятся концентрации сульфат- (до 5.5 %-экв.) и гидрокарбонат-иона (до 1.5 %-экв.). Из катионов преобладает – натрий 96.5-97 %-экв. pH повышается до 7.7.

Особенности геохимии соленосной формации свидетельствуют о её надёжной изоляции не только от инфильтрационных вод (за исключением ангарско-литвинцевского и, возможно, булайского водоносных комплексов), но и друг от друга. Высокая минерализация вод не позволяет использовать их для целей питьевого водоснабжения, а добыча гидроминерального сырья при существующем уровне обустройства и развития инфраструктуры весьма затруднительна и не рентабельна. Всё это делает водоносные горизонты данной гидрогеологической формации наиболее привлекательными при выборе их под закачку промстоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01075 А)

[1] Ефимов А.С. и др. Основные результаты (2005-2011 гг.) и актуальные задачи изучения и освоения ресурсов углеводородного сырья Восточной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 4. С. 3-13.

[2] Сурнин А.И. Перспективы попутного использования пластовых рассолов при освоении Юрубчено-Тохомского газоконденсатно-нефтяного месторождения // Доклады региональной конференции геологов Сибири «300 лет горно-геологической службы России». Томск. 2001. С. 415-416.

[3] Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология. СПб.: СПГГИ (ТУ). 2005. 344 с.

[4] Букаты М.Б. Гидрогеологическое строение западной части Сибирской платформы (в связи с поиском, разведкой и разработкой месторождений нефти и газа) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1201-1218.

РОЛЬ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ястребова Е.Н.

Казань, Казанский (Приволжский) Федеральный Университет,
yastrebova_kate@mail.ru

Формирование химического состава природных вод определяется многочисленными гидрогеохимическими и гидробиохимическими процессами, которые контролируются различными факторами природного и техногенного характера. Важнейшее значение в группе природных факторов имеют литолого-фациальные особенности гидрогеологических разрезов. [1].

Для количественной оценки влияния состава горных пород на состав содержащихся в них вод автором изучены гидрогеологические условия разреза зоны аэрации Предволжского региона Республики Татарстан (РТ). Верхняя часть разреза региона представлена комплексами полифациальных пермских, юрско-меловых и плиоцен-четвертичных отложений. В этой неоднородной слоистой толще выделяется ряд водоносных и слабоводоносных комплексов, связанных межпластовым взаимодействием по схеме Мятиева [2]. Гидрогеохимические особенности зоны активного водообмена определяются литолого-фациальными характеристиками водовмещающих пород. Характерной особенностью мезозойских образований является резкое преобладание в разрезе глин. Коллекторами подземных вод служат редкие невыдержанные маломощные (до 1-1.5 м) прослои песчаников и мергелей. Проницаемость последних обычно не превышает 3-4 м/сути, преобладающие дебиты родников – до 0.5 л/с, удельные дебиты скважин – в основном менее 0.3 л/с*м. Химический состав подземных вод юрских и меловых отложений в основном гидрокарбонатный, реже сульфатно-гидрокарбонатный, магниево-кальциевый с минерализацией — 0.6-0.8 г/дм^3 и преобладающей общей жесткостью — 7-8 ммоль/л.

Автором были проанализированы водные вытяжки с основных разновидностей водовмещающих образований и пород зоны аэрации. Локализованные в них грунтовые воды вне пределов населенных пунктов и другого типа источников загрязнения обычно имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0.15-0.4 г/л и общей жесткостью до 5-7 ммоль/л (табл.1).

Таблица 1. Характеристика водных вытяжек на основе талой снеговой воды

Литотипы	Индекс возраста	Минерализация (мг/л)	Жесткость (ммоль/л)
Глина	J_3-K_2	140-350 (71-281)	1.3-3.0 (1.0-2.7)
Мергель	J_3-K_2	152-323 (83-254)	1.3-3.2 (1.0-2.9)
Алевролит	P_2ur	186 (117)	1.4 (1.1)
Глина	P_2ur-P_3sd	132-281 (63-212)	1.2-2.4 (0.9-2.1)
Мергель	P_2ur-P_2kz_2	148-228 (79-159)	1.1-1.2 (0.8-0.9)
Известняк	P_2ur	141-285 (72-216)	1.4-2.8 (1.1-2.5)
Доломит	P_2kz_2	174-227 (105-158)	2.4-3.0 (2.1-2.7)

Примечание. В двух последних графах первые цифры отражают абсолютные значения, а цифры в скобках – приращения соответствующих параметров относительно характеристик первичной (снеговой) воды.

Выводы. Природные факторы доминируют в формировании состава подземных вод в Предволжском регионе. Выщелачивающая активность атмосферных осадков зависит от уровня их pH. Более высокая минерализующая роль мезозойских отложений определяется их морским генезисом и относительно слабой промытостью.

[1] Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. М.: Изд-во МГУ. 2007. 448 с.

[2] Нуриев И.С., Мусин Р.Х. Ресурсы и условия формирования состава пресных подземных вод в ,Предволжском регионе Татарстана // Водохозяйственные проблемы и рациональное природопользование: Матер. всерос. научно-практ. конф. с межд. участием. Орен. ун-т, Перм.ун-т. Оренбург-Пермь.2008. Ч. 1. С. 239-244.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА

О ТИПЕ ЗАЛЕЖЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРСКОГО И ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Баранова А.Г., Валеева С.Е.

Казань, Институт проблем экологии и недропользования Академии Наук РТ
anna.genn@mail.ru

В России существует множество классификаций залежей нефти и газа, предложенных в разные годы разными авторами. Как известно, классификация залежей нефти и газа, предложенная И.О. Бродом [1], прочно вошла в практику геологоразведочных работ и теоретическую геологию. В соответствии с тремя типами природных резервуаров в ней выделяются три основные группы залежей: пластовые, массивные и литологически ограниченные. Согласно этой классификации залежи в карбонатных отложениях башкирского и турнейского ярусов относятся к массивному типу [2], что ложится в основу при подсчете запасов нефти в этих отложениях.

Работа по анализу вновь пробуренных скважин на ряде месторождений Республики Татарстан заставила авторов задуматься о правильности отнесения залежей в рассматриваемых отложениях исключительно к массивному типу.

Строение нефтесодержащих резервуаров характеризуется переслаиванием эффективных нефтенасыщенных прослоев толщиной 0,4 – 7,6 м с плотными разностями известняков и доломитов различной толщины. Количество эффективных прослоев и их толщина от скважины к скважине меняются за счет неравномерно протекавших процессов вторичной перекристаллизации, создавших локальные литологические экраны. На большинстве месторождений ВНК подобных залежей не вскрыт, подошвы нефтенасыщенных интервалов нередко отбиваются по ГИС на абсолютных отметках ниже кровли водонасыщенных интервалов даже в соседних скважинах, находящихся на расстоянии 500 – 750 м (рис. 1 а, б).

На одном из месторождений РТ в отложениях турнейского яруса примерно на 10 метров ниже кровли выделяется водоносный прослой, далее еще через 10 метров выделяются нефтенасыщенные прослои, что совершенно противоречит представлениям о массивном строении карбонатов турнейского возраста (рис. 1 в).

Авторы полагают, что пачка плотных карбонатных пород мощностью от 2 – 4 до 10 метров, прослеживающаяся в разрезах практически всех скважин на одном поднятии, является флюидоупором, разделяющим одну залежь на две: верхнюю – пластово-сводового типа и нижнюю – массивного типа. Подобная модель строения нефтесодержащего резервуара в карбонатах объясняет разноуровневое положение подошвы нефтенасыщенных и кровли водонасыщенных интервалов в скважинах, располагающихся на одном относительно небольшом поднятии.

Все исследования, проводимые на месторождениях нефти и газа, в конечном итоге направлены на оценку их запасов. В связи с этим построение правильной геологической модели залежей на конкретном месторождении с определением их типа имеет огромное значение при подсчете запасов нефти и выборе наиболее рационального способа ее разработки.

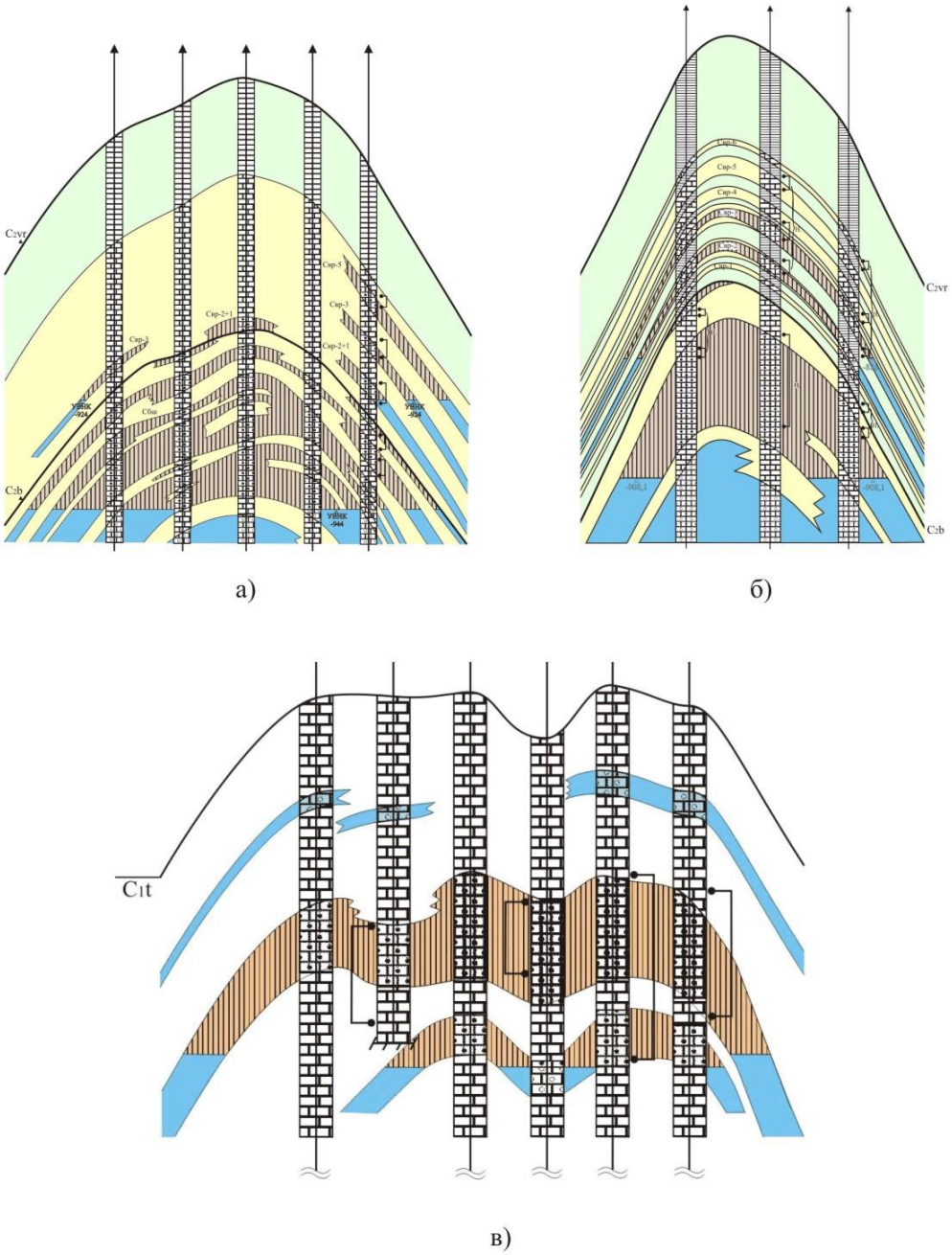


Рис.1 Залежи в отложениях башкирского (а, б)
и турнейского (в) ярусов

[1] Брод И.О. Основы геологии нефти и газа. М., МГУ. 1953. 338 с.

[2] Муслимов Р.Х., Ананьев В.В., Смелков В.М., Тухватуллин Р.К. Методы прогноза, поиска и разведки нефтяных и газовых месторождений. Казань.: Изд-во Казанск. гос. ун-та. 2007. 320 с.

УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С НЕРАВНОМЕРНЫМ РАПСРЕДЕЛЕНИЕМ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ТЕХНОЛОГИЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ ПО DECISIONSPACE (LANDMARK)

Бобров А.В., Иваницкий М.Ю.

Томск, Томский научно-исследовательский и проектный институт нефти и газа,
BobrovAV@nipineft.tomsk.ru, IvanitskiyMY@nipineft.tomsk.ru

Исследуемое месторождение располагается в центральной части Каймысовского свода и имеет неравномерное распределение коллекторов верхневасюганского горизонта Ю1 по латерали. В 7 разведочных скважинах пробуренных на участке были получены эффективные мощности горизонта Ю1 в интервале 0 – 5,6 м, и в 2 скважинах 16,8 и 21,7 м. Данные результаты говорят о как минимум 2 различных типах разреза горизонта Ю1 с различным генезисом на данном участке. Для выявления природы происхождения и оконтуривания в плане геологических тел различающихся по мощности и наличию песчаной фракции, применялась стандартная методика интерпретации сейсморазведочных данных. Стандартные приемы заключались в расчете наборов карт динамических атрибутов и карт сейсмофаций. В результате анализа карт динамических атрибутов была выявлена аномалия типа «русло». Данная аномалия имела спрямленный характер в плане. Считалось, что аномалия представлена врезанным руслом сложенным песчаной фракцией. Однако пробуренная эксплуатационная скважина в центр аномалии вскрыла ничем не примечательный разрез с эффективной толщиной горизонта Ю1 6,2 м. Как мы видим стандартные методики не снимали вопросов расположения геологических тел в плане. Было принято решение опробовать прием спектрального разложения програмного комплекса DecisionSpace (Landmark). В нашем случае сейсмические данные были переведены в частотную область с помощью дискретного преобразования Фурье. В результате спектральной декомпозиции был получен куб частот, по которому в дальнейшем были выполнены срезы. Данные спектрального разложения использовались для качественного анализа границ тел. В результате анализа частотных срезов были выявлены геологические особенности, которые были «недоступны» в традиционных методиках. Выделяемая аномалия типа «русло» на картах стандартных атрибутов оказалось не единственным в этом районе. По данным спектральной декомпозиции была выявлена еще одна аномалия типа «русло», которая отличается слабомеандрирующим характером распространения в плане (рис.1). Взаимное расположение полученных аномалий в центральной части участка на картах частотных срезов, позволяет предположить наличие двух разновременных русловых потока в пределах одной долины. Ранний русловой поток имеет слабомеандрирующий характер распространения и развит в центральной, юго-восточной части участка. Более поздний русловой поток носит спрямленный характер и получил распространение в центральной и в южной части исследуемого участка. На картах частотных срезов можно обнаружить, как аномалия, отождествляемая с поздним русловым потоком «пересекает» «аномалию раннего руслового потока». Признаки русловой деятельности также отмечаются и по керну. В скважинах с аномальными эффективными толщинами в основании разреза были обнаружены грубоокатанные обломки аргиллита до 8-10 см в поперечнике, что может свидетельствовать об эрозионных процессах [1]. На частотных срезах можно видеть, как поздний русловой поток в северной части переходит в конус выноса. Выявленные аномалии позволили объяснить, почему в скважинах, которые пробурены на расстоянии 640 м эффективная мощность различается в 20,9 м. Одна из этих скважин, согласно картам частотных срезов не вскрыла отложения раннего руслового потока.

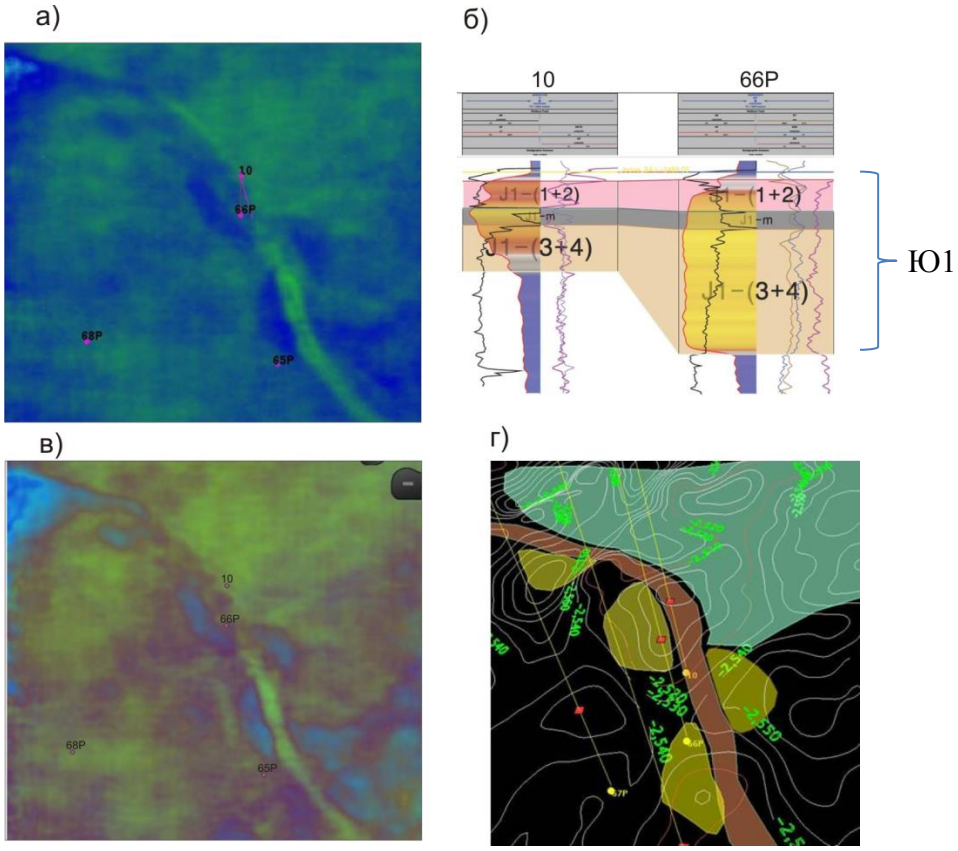


Рис. 1. Геолого-геофизическая характеристика горизонта Ю1 а) срез на частоте 42 Гц; б) характеристика горизонта Ю1 согласно ГИС; в) срез на комбинированном кубе частот; г) выделенные аномалии согласно структурного плана

Полученные результаты позволяют уточнить модель формирования верхнеюрского горизонта Ю1.

Для определения корреляционных связей между сейсмическими данными и данными по скважинам, в модуле Earthworks seismic inversion (DS) были получены куб стохастической инверсии [2]. Наличие корреляционной связи между параметрами, полученными в результате инверсии сейсмических данных, и петрофизическими свойствами дало возможность распространить петрофизические свойства в межскважинном пространстве более надежным способом.

Далее в программном комплексе Petrel по инвертированному сейсмическому кубу производился расчет куба пористости. Коэффициент корреляции куба импеданса с каротажем пористости 0,37. Возможными причинами низкого коэффициента корреляции может являться отсутствие акустической контрастности вмещающих пород, отсутствие широкополосного акустического каротажа, плотностного каротажа. Низкая плотность системы наблюдений сейсморазведки 3Д. Построена геологическая модель с учетом объемного сейсмического тренда.

Выводы:

- В результате спектральной декомпозиции были получены новые данные, которые позволяют существенно уточнить модель формирования отложении горизонта Ю1 и могут быть в дальнейшем использованы при фациальном моделировании.
- Получен куб пористости
- Размещение эксплуатационных скважин рекомендуется производить с учетом совокупного анализа скважинных данных и результатов спектральной декомпозиции.

[1] «Введение в седиментологию», Р.К. Селли, 1981 г.
[2] «Быстрое преобразование Фурье (БПФ) с прореживанием по времени», Белов В.И., Панимаскин Е.И.

АРИЛКАРОТИНОИДЫ В ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА – ДОКАЗАТЕЛЬСТВО АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Зубова Т.А.

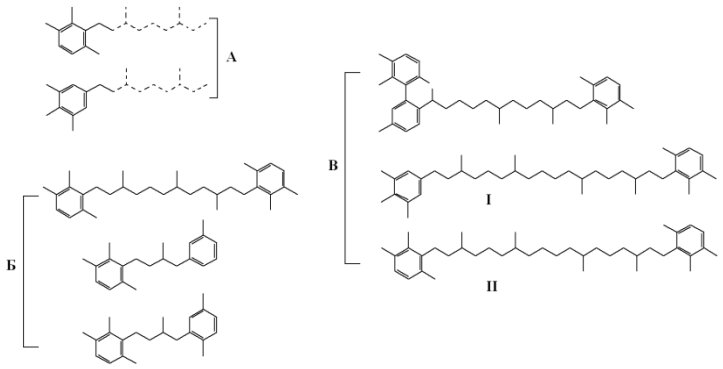
Сыктывкар, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, burdelnaya@geo.komisc.ru

Каротиноиды являются неотъемлемой частью большинства фототрофных бактерий, являющихся дополнительными наряду с хлорофиллами пигментами, синтезируемых всеми фотосинтезирующими организмами. Зеленые серные бактерии (ЗСБ) имеют узкий и довольно специфический набор каротиноидов (изорениератен и □-изорениератен), отличных от других типов бактерий, что связано со средой их обитания – наличия сероводорода и возможности существования при низкой освещенности в водной толщи [1]. Можно отметить всего 5 коричнево-окрашенных видов (штаммов) бактерий (*Chlorobium phaeobacteroides*) среди ЗСБ семейства *Chlorobiaceae*, являющихся легко приспосабливаемыми к условиям слабого проникновения света, где сероводородный слой распространяется на фотическую зону, что является хорошим ограничением распространения данных видов по отношению к остальным видам из того же семейства [1]. В настоящее время данные виды были выделены из сероводородного хемоклина Черного моря, достигающего до 80 м фотической зоны при низкой интенсивности радиации – менее 4 □Einst m^{-2} s^{-1}, которая составляет до 0,0005% от “поверхностного” излучения [2]. Для диагностики генетической взаимосвязи производных изорениератена и ЗСБ необходим анализ изотопного состава углерода (ИСУ) соответствующих соединений, поскольку известно, что среди анаэробных фототрофных бактерий только ЗСБ используют специфический процесс фиксации углерода – в виде HCO_3^- в восстановительном цикле трикарбоновых кислот, что приводит к аномально высокому накоплению ^{13}C в их липидах [3].

Арилкаротиноиды ряда изорениератена, обнаруженные нами ранее [4] в составе ароматической фракции осадочных пород из разреза D_3dm по р. Лыа-Ёль, представлены в виде короткоцепочечных, так и высших производных. Сами по себе производные изорениератена являются продуктами различных химических реакций их предшественника – это изомеризация, циклизация с последующей ароматизацией, деструкция по ненасыщенным связям, реакции присоединения и т.д.

Хромато-масс-спектральный анализ ароматических фракций битумоидов пород, отобранных по р. Чуть свидетельствует о присутствии в их составе широкого спектра производных арилкаротиноидов – низкомолекулярных моноароматических производных состава C_{13} – C_{22} (структуры А), низкомолекулярных преимущественно биароматических (структуры Б) и высокомолекулярных би- и триароматических структур (структуры В) с насыщенной полиеновой цепью (рис.), причем нами зафиксировано присутствие двух гомологических рядов низкомолекулярных производных с различным типом замещения метильных радикалов в ароматическом ядре, что свидетельствует о существовании двух исходных предшественников высокомолекулярного состава – это структуры I и II (рис.). Если последняя структура является насыщенным аналогом изорениератена (с 2,3,6-триметилзамещением в ароматических кольцах) – каротиноида ЗСБ семейства *Chlorobiaceae*, то источник первой (с 3,4,5-триметилзамещением в одном из ароматических колец и с 2,3,6-триметилзамещением в другом) остается неизвестным, но по В. Хатгерсу предположительно является насыщенным производным каротиноида также

принадлежащим зеленым серным бактериям, но не встречающихся в современных видах [5]. Последний факт подтверждается аномальными значениями $\delta^{13}C$ данного соединения, также обнаруженного в составе ароматической фракции битумоида осадочных пород и нефтей Западно-Канадского и Уиллистонского бассейнов [5].



Риунок. Структуры производных изорениератена и его изомера (с 3,4,5-триметилзамещением в одном из ароматических колец и с 2,3,6-триметилзамещением в другом): А – моноароматические производные, Б – низкомолекулярные биароматические производные, В – высокомолекулярные би- и триароматические производные.

В составе ароматической фракции битумоида доманика нами также идентифицирован ряд компонентов, формирование которых происходило за счёт более сложных, чем разрыв изопреноидной цепи производных арилкаротиноидов (рис. 1 Б).. Анализ изотопного состава углерода индивидуальных углеводородов – производных арилкаротиноидов показал, что для них характерно обогащение тяжелым изотопом углерода по сравнению с обычными липидными компонентами планктона. Для соединений I и II (рис.) значения $\delta^{13}C$ составляют 11 – 15 ‰, а для короткоцепочечных производных 15 – 20 ‰, что доказывает принадлежность указанной группы соединений битумоида к ЗСБ семейства *Chlorobiaceae* и косвенно подтверждает правильность их идентификации. В исследованном нами ранее битумоде доманикового сланца из разреза по р. Шарью были также зафиксированы моноароматические производные арилкаротиноидов, при этом установлено, что углерод низкомолекулярных на 10 – 12 ‰ тяжелее, чем углерод *н*-алканов или нафталинов.

Таким образом, обнаруженные нами в составе ароматической фракции битумоида доманиковых отложений из разреза по р. Чуть и р. Шарью производные изорениератена, каротиноида ЗСБ семейства *Chlorobiaceae*, и тот факт, что они обогащены тяжёлым изотопом углерода, доказывает периодическое возникновение в доманиковом бассейне аноксических событий, в дальнейшем повлиявших на накопление органического вещества осадочных пород.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты 12-У-5-1027.

[1] De Wit R., Caumette P. An overview of the brown-coloured isorenieratene-containing green sulphur bacteria (Chlorobiaceae) // Microbial biogeochemistry, 1999. Pp. 908–910.

[2] Overmann J., Cypionka H., Pfennig N. An extremely low-light-adapted phototrophic sulfur bacterium from the Black Sea // Limnol. Oceanogr., 37 (1), 1992. Pp. 150 – 155.

[3] Van der Meer M.T.J., Schouten S., Sinninghe Damste J.S. The effect of the reversed tricarboxilic asid cycle on the ^{13}C contents of bacterial lipids // Organic Geochemistry, 1998. Vol.28. Pp.527–533.

[4] Бушнев Д.А. Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печорского бассейна // Нефтехимия, 2002, том 42, №5, с. 325–339.

[5] Hartgers W.A., Sinninghe Damsté J.S., Requejo A.G., Allan J., Hayes J.M., Ling Y., Xie T.-M., Primack J., de Leeuw J.W. A molecular and carbon isotopic study towards the origin and diagenetic carotenoids // Advances in Org. Geochem., 1993. Org. Geochem. Vol. 22, № 3 – 5. P. 703 – 725. 1994.

«РЕАНИМАЦИЯ» МАЛОДЕБИТНЫХ И ОБВОДНЕННЫХ СКВАЖИН НА ЗАЛЕЖИ НЕФТИ ПЛАСТА $БС_9^1$ СУТОРМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вафин Р.Ф.

Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
varus13@mail.ru

На поздней стадии разработки, когда разрабатываемый объект характеризуется снижением уровня годовой добычи нефти, ростом обводненности добываемой продукции, актуальность приобретает вопрос поддержания добычи на высоком уровне [1] путем применения известных, высокоэффективных и рентабельных методов увеличения нефтеотдачи, а также применения перспективных технологий интенсификации добычи нефти. Однако при незначительных остаточных запасах бурение новых скважин приводит к чрезмерному увеличению затрат, что делает дальнейшую разработку месторождений нерентабельной.

Поэтому в данных условиях наиболее приемлемыми являются мероприятия по восстановлению старого фонда скважин. Восстановление старых скважин возможно в частности благодаря бурению боковых горизонтальных (БГС) и (или) боковых стволов (БС). Так называемую «зарезку» БС и БГС проводят из ранее пробуренных малодебитных, обводненных или аварийных скважин по направлению улучшения коллекторских свойств пластов и увеличению нефтесодержания в них [2].

В работе представлены результаты бурения БС и БГС в 11 скважинах на нефтяной залежи пласта $БС_9^1$ Суторминского месторождения.

Залежь пласта $БС_9^1$ является пластово-сводовой, осложнена наличием участков замещения терригенных коллекторов глинистыми породами. Продуктивные отложения характеризуются высокой неоднородностью как по разрезу, так и по площади. Особенностями разработки залежи являются высокая обводненность скважин (80 % и более), крайне низкие дебиты (в среднем 2,5 т/сут) и значительная доля простаивающих скважин (60 % скважин). С целью «реанимирования» высокообводненных, низкодебитных и бездействующих скважин, на залежи пласта $БС_9^1$ широко применяется бурение БС и БГС. Результаты в виде получения дополнительной добычи нефти за счет прироста среднесуточного дебита представлены в таблице. Дополнительная добыча определялась по сравнению с базовым дебитом старого ствола скважины с учетом его (дебита) падения.

Согласно выполненным расчетам, средняя успешность бурения БС и БГС составляет 82 %. Максимальный прирост дебита наблюдается в скважине 9 (44,6 т/сут.) при уменьшении обводненности в два раза до значений 30 %. Скважины 3, 4, 10, 11, ранее находившиеся в бездействии (с нулевыми дебитами), за счет бурения нового ствола переведены в действующий фонд с приростом дебита от 12 до 40 т/сут.

Бурение БС и БГС в двух скважинах (2 и 8 скважины) оказалось неэффективным, произошло уменьшение дебита нефти и увеличение обводненности в связи с прорывом подошвенных и нагнетаемых вод.

В целом, использование нерентабельных, простаивающих и аварийных скважин, бурением боковых и боковых горизонтальных стволов позволяет:

1) восстановить бездействующие, нерентабельные, аварийные скважины;

2) вскрыть и подключить к разработке недренируемые запасы и повысить коэффициент извлечения нефти;

3) сократить затраты на бурение новых скважин.

Однако, проблем в широком внедрении боковых и боковых горизонтальных стволов из ранее пробуренных скважин достаточно. Причем нерешенные проблемы более геологического, чем технического характера [3,4]. Основными являются отсутствие надежных методов прогнозирования толщин коллекторских свойств и нефтенасыщенности продуктивных пластов, наличия разделов между ними и водоносными пластами, геологическое строение участка, а при бурении БГС – характер выработки пластов.

[1] Вафин Р.Ф. Пути повышения эффективности разработки нефтяных месторождений (на примере залежей нефти верейского горизонта Покровского месторождения Оренбургской области) // Труды 9 международного симпозиума студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова. Томск. 2005. С. 393-395.

[2] Муслимов Р.Х. Современные методы управления разработкой нефтяных месторождений с применением заводнения. Казань: «Фэн» АН РТ. 2002. 596 с.

[3] Муслимов Р.Х. Современные методы повышения нефтеизвлечения: проектирование, оптимизация и оценка эффективности. Казань: «Фэн» АН РТ. 2005. 688 с.

[4] Муслимов Р.Х. Нефтеотдача: прошлое, настоящее, будущее (оптимизация добычи, максимизация КИН): учебное пособие. Казань: «Фэн» АН РТ. 2014. 798 с.

СТРУКТУРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ РЕСУРСНОЙ ОЦЕНКИ

Волкова В.К., Грохотов Е.И.

Санкт-Петербург, ФГУП "Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт",
k_vike@bk.ru

В настоящее время всё более актуален вопрос освоения новых, а также слабо изученных площадей, которые потенциально перспективны на нефть и газ. Поэтому еще на ранних этапах геологоразведочных работ важно создать структурную модель, которая наиболее точно отразит геологическое строение изучаемого района и послужит основой для дальнейшего детального изучения и уточнения положения перспективных объектов. Северо-восточная часть Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП) является на сегодняшний день одним из перспективных с позиции нефтегазоносности районов, где необходимо провести комплексный анализ всей ранее полученной геологической информации с целью изучения возможности открытия новых скоплений углеводородов [1].

Район работ включает в себя Коротаихинскую впадину и складчатую область Пай-Хоя, которые являются сложнопостроенными структурными единицами Предновоземельского передового прогиба Урало-Новоземельской складчатой системы [2].

Коротаихинская впадина недостаточно изучена сейсморазведкой и практически не изучена бурением (на территории площадью более 16 тыс. км^2 пробурено лишь 8 глубоких скважин, в основном по ее западному обрамлению), поэтому представления о составе и взаимоотношении структурно-тектонических комплексов являются весьма условными. В пределах Пай-Хоя глубокое бурение не проводилось, а изученность сейсморазведкой крайне низкая.

Результаты геофизических работ МОГТ в пределах Припайхойского борта Коротаихинской впадины показали, что осадочный чехол разделен плоскостью надвига на автохтонную и аллохтонную части. Автохтон сложен, в основном, карбонатным комплексом и характеризуется спокойным слабодислоцированным залеганием пород. Аллохтон сложен карбонатным и верхним терригенным комплексами и характеризуется большей степенью дислоцированности пород по сравнению с автохтоном [3]. Стоит отметить, что взаимоотношение аллохтонной и автохтонной частей очень сложное (рис. 1), поэтому структурная модель строилась для каждой части отдельно.

Структурное моделирование осуществлялось в программном комплексе RMS Roxar. В качестве исходных данных для построения региональной структурной модели использованы результаты переинтерпретации сейсморазведки (результаты трассирования отражающих горизонтов и выделения разломов), данные о тектонических нарушениях и стратиграфические разбивки по 8 глубоким скважинам. Весь материал, полученный из разных источников, был систематизирован, обработан, и проанализирован.

Для построения более детальной структурно-геологической модели изучаемой территории на основании интерпретации сейсмики было введено в модель 40 "псевдоскважин", которые помогли более точно смоделировать положение перспективных структур.

Структурное моделирование исследуемой территории осуществлялось в несколько этапов [4]:

1. Построение структурных поверхностей на основе исходных данных и анализ полученных результатов
2. Создание структурной модели: построение модели разломов и установление типов взаимоотношений между ними
3. Создание модели горизонтов для автохтонной и аллохтонной частей.

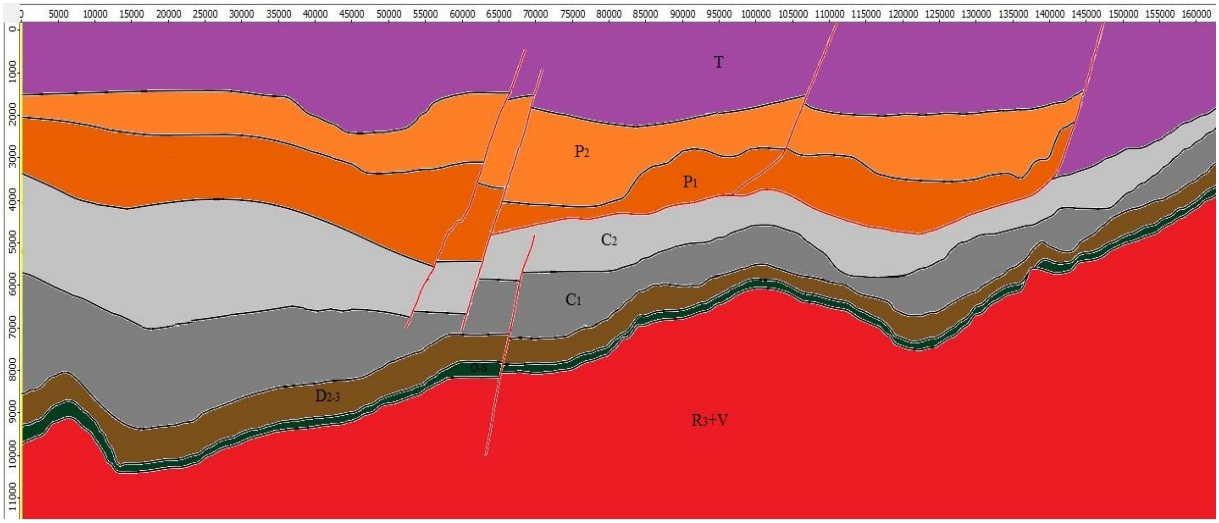


Рис. 1. Геологический разрез по профилю Р-48

В ходе построения региональной структурной модели установлено, что Коротаихинская впадина имеет резко ассиметричное строение: пологое юго-западное крыло моноклинально погружается в сторону осевой зоны, а крутое северо-восточное осложнено рядом тектонических пластин, что позволяет разделить впадину на две зоны - внешнюю и внутреннюю.

В результате проведенного моделирования уточнено структурно-геологическое строение изучаемого региона, что будет способствовать представлению участков нераспределенного фонда недр к лицензированию и позволит скорректировать план ГРР в ближайшей перспективе. На изученной части Предновоземельского прогиба выделено несколько неопоискованных потенциальных ловушек нефти и газа различных типов. К ним относятся крупные складки, связанные с надвиговыми деформациями и сдвигами, рифовые тела, стратиграфические ловушки. Фазовый состав углеводородов прогнозируется смешанный ввиду большой мощности осадочного чехла и разной степени преобразованности органического вещества.

[1] Перспективы нефтегазоносности и программа изучения Коротаихинской впадины // Прищепа О.М., Макаревич В.Н., Орлова Л.А., Чумакова О.В. // Геология нефти и газа. 2009. №2. С. 2-8.

[2] Прищепа О.М., Богацкий В.И. и др. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. №4. – http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf

[3] Структура формирования и нефтегазоносный потенциал Пай-Хоя - Новоземельского складчато-надвигового пояса // Соборнов К.О. // Геология нефти и газа. 2014. №3. С. 33-38.

[4] Струкова О.В., Закревский К.Е. Геологическое моделирование в RMS. Roxar. 2012

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ НИЖНЕ-ВОЛЖСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

Воробьева Е.В., Зинченко И.А.

Саратов, Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, vorobievae@yandex.ru, zinchenkoia91@gmail.com

Несмотря на высокую изученность Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в целом, некоторые ее части остаются недостаточно разведанными вследствие сложности строения и ряда других причин. Для Рязано-Саратовского прогиба и выделяемой в его пределах Нижне-Волжской нефтегазоносной области (НВ НГО) характерна сравнительно невысокая средняя эффективность геологоразведочных работ (ГРР), величина которой за весь период существования нефтегазовой отрасли примерно вдвое ниже по сравнению с соседними районами Волго-Уральской антеклизы, такими, как Жигулевский свод или Бузулукская впадина.

Современная структура осадочных бассейнов является результатом длительной, зачастую многоэтапной эволюции, поэтому успешный поиск месторождений нефти и газа во многом определяется правильным пониманием геологической истории бассейна, которая последнее время эффективно реконструируется с помощью технологии бассейнового моделирования.

Одной из ключевых задач бассейнового моделирования является определение принципов и путей миграции и зон аккумуляции сгенерировавшихся углеводородов.

На территории Рязано-Саратовского прогиба реализована технология бассейнового моделирования по нескольким региональным профилям, включающая моделирование миграции и аккумуляции УВ по нескольким региональным профилям.

Для корректного моделирования необходимо понимание причин и условий миграции УВ. За последние несколько десятилетий опубликовано большое число работ различных исследователей (Зингер, Котровский, 1985, 1986; Постнова, 1985; Воробьев, Воробьева, 2006), в которых детально рассмотрены вопросы термических, барических и флюидодинамических условий недр Рязано-Саратовского прогиба. Термобарический и флюидодинамический режимы Рязано-Саратовского прогиба связаны с существованием флюидальных систем с нормальными, повышенными и аномально высокими пластовыми давлениями. В пределах прогиба зоны распростанения АВПД установлены на следующих площадях: Антиповской, Антиповско-Балыклейской, Белогорской, Вост. Уметовской, Семеновской, Тамбовской, Зап. Степной, Зап. Ровенской и некоторых других. Максимальные превышения пластового давления в породах «карбонатного» девона установлены в Антиповско-Щербаковской зоне и Уметовско-Линевской депрессии. Развитие аномально высоких пластовых давлений в нижней части разреза и их отсутствие в верхней части способствуют восходящей вертикальной миграции и межпластовым перетокам УВ по зонам трещиноватости и разрывных нарушений. Наибольшая интенсивность вертикальной миграции характерна для периодов повышения тектонической активности, например, в предъюрское и предакчагыльское время.

Наибольший интерес с точки зрения формирования залежей углеводородов представляет региональный профиль III-III, в меридиональном направлении проходящий через Уметовско-Линевскую систему впадин, пересекая при этом наиболее крупные месторождения УВ - Памятно-Сасовское, Линевское и Западно-Линевское.

На 2D моделях реализации материнского потенциала (в единицах TR(PI)) по профилям, секущим Уметовско-Линевскую депрессию, наглядно видно, что нефтематеринский потенциал «терригенного» девона Уметовско-Линевской системы впадин был в значительной степени реализован уже к концу кунгура. В настоящее время материнские породы «терригенного» девона этой системы впадин являются преимущественно источником газообразных УВ, формирующихся в зоне поздней генерации газа.

Высокая катагенетическая преобразованность нефтепроизводящих пород девона Уметовско-Линевской системы впадин, Прибортовой моноклинали привела к формированию залежей особо легких нефтей с незначительной вязкостью. Продуктивные горизонты наиболее крупных месторождений Прибортовой ступени (Лимано-Грачевского, Гурьяновского) связаны с отложениями бобриковского и турнейского возраста.

В северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба на территории Пензенской области и соседних землях Саратовской области породы «терригенного» девона характеризуются низким уровнем зрелости (ПК) и низкой степенью реализации материнского потенциала (TR<0,1), что создает условия, неблагоприятные для формирования месторождений УВ за счет их собственного материнского потенциала. Данные результаты моделирования подтверждаются аналитическими исследованиями.

Бобриковский коллектор на протяжении всего времени формирования скоплений УВ является наиболее эффективным для дальней латеральной миграции УВ. Модель миграции и аккумуляции в бобриковских отложениях иллюстрирует принцип дифференциального улавливания при латеральной миграции в соответствии с региональным наклоном в сторону Прикаспийской мегавпадины: газовые и газоконденсатные залежи (Лимано-Грачевского, Белокаменного и Суровского месторождений) вверх по региональному наклону сменяются газонефтяными (Михалковского и Языковского месторождений) и нефтяными (Зубовское месторождение).

Для начала формирования скоплений УВ в пределах Степновского сложного вала и Пугачевского свода основное значение также имеет предъюрская эпоха тектонической активности и последующий мезо-кайнозойский этап развития. Механизм формирования скоплений в целом аналогичен описанному ранее.

На территории Степновского сложного вала в отложениях «терригенного» девона первоначально формировались нефтяные залежи за счет миграции из зон генерации в пределах Прибортовой моноклинали и сопредельных земель Прикаспийской мегавпадины. В последующее мезо-кайнозойское время, по мере роста катагенетической зрелости материнских пород «терригенного» девона, в залежи стали поступать конденсат, жирный газ и, наконец, сухой газ поздней генерации. Таким образом, формирование нефтегазоконденсатных и газоконденсатных месторождений, несомненно, носит вторичный характер.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЕРВОМАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гайфутдинов Р.Р.

Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
ruslangaifutdinov@yandex.ru

В настоящее время как никогда актуален анализ систем разработки, переинтерпретация первичного геолого-геофизического материала, более углубленное изучение геологического строения месторождения в свете новых подходов к системам разработки, ориентированным как раз на месторождения, находящиеся в поздних стадиях эксплуатации. Данное обстоятельство, а также выводы работы [1] побудили автора к более детальному анализу особенностей геологического строения продуктивных горизонтов и попытке выявить блоковое строение фундамента и осадочной толщи по геологическим данным.

Расположенные в значительной близости друг от друга Бондюжское, Первомайское и Комаровское нефтяные месторождения были открыты в одно и то же время на юго-восточном склоне Северо-Татарского свода [2]. Результаты, полученные при изучении блокового строения Ромашкинского месторождения [3, 4, 5] явились мотивацией для изучения блокового строения этих месторождений с целью оценки степени выработанности запасов, эффективности заводнения и выявления возможных зон возобновления запасов нефти [6, 7].

В основу данной работы положены результаты переинтерпретации данных ГИС всего фонда скважин Первомайского месторождения - около 450 скважин. Первый этап – переинтерпретация данных ГИС и работа с архивами. Переинтерпретация включала отбивку границ следующих интервалов: саргаевского горизонта, репера Аяксы, Муллинских глин, репера «средний известняк», кровли кристаллического фундамента, а также пластов До1, До, Д11-2 и некоторых других показателей; все данные занесены в суммарную электронную таблицу.

Второй этап – построение ряда структурных карт, карт распределения параметров карт толщин. На основе массива чисел построен ряд структурных карт и карт распределения параметров по самым различным показателям. Так, построены карты распределения асфальтенов, смол и парафинов; уточнена и перестроена структурная карта по кровле кристаллического фундамента месторождения; уточнены карты суммарных толщин и др.

Третий этап – анализ построенных карт. Так, анализировались новые уточненные структурные карты по кровлям кристаллического фундамента, пласта Д1-2, карты толщин пластов, карты накопленных отборов и др. Дополнительно на карту толщин пласта Д12 наложили карту накопленных отборов нефти с нижним пределом 50 тыс. т. В результате наложения получилась следующая картина: в большинстве случаев зоны с наибольшими накопленными отборами совпадают с зонами резких изменений толщин 5 и более метров – градиентными зонами. Резкое изменение толщин на весьма малом расстоянии можно объяснить движением блоков кристаллического фундамента. Такие резкие изменения - градиентные зоны предположительно могут являться границами блоков кристаллического фундамента в пределах месторождения. Некоторые блоки могли испытывать поднятие или опускание в разное время, вследствие этого возникают градиенты увеличения и уменьшения толщин. Увеличенные отборы можно объяснить тем, что на границах блоков (градиентных зонах) создаются собственные градиенты давлений и температур, в результате этого флюид более интенсивно движется к таким

областям, а также возможно мигрирует вверх по разрезу в косьвинский горизонт. Вследствие большого количества мигрирующего флюида в такие зоны внутри пласта в скважинах, расположенных на градиентных зонах или в непосредственной близости к ним, наблюдается стабильные дебиты и невысокая обводненность продукции. Возможно, такая картина может быть связана с процессом восполнения залежей и подтоком легких УВ в залежи. Геолого-геохимические обоснования данного процесса были неоднократно опубликованы [6, 7, 8].

В результате анализа построенных карт получены уточненные границы блоков на месторождении (рис. 1, светлая заливка), характеризующиеся своими изометричными границами, но всё же преимущественным субширотным простиранием. Также, предположительно, можно выделить зоны повышенной трещиноватости или зоны повышенной миграционной способности – так называемые градиентные зоны (рис. 1, заштрихованные области). Результирующая карта представлена на рис.1.

Выводы:

- Зоны с наибольшими накопленными отборами нефти совпадают с зонами резких изменений толщин 5 и более метров – градиентными зонами;
- К градиентным зонам приурочены резкие изменения содержания асфальтенов в нефтях;
- На основе выделенных градиентных зон выявлены границы зон повышенной трещиноватости;
- К выделенным зонам повышенной трещиноватости предположительно могут быть приурочены залежи в косьвинском горизонте;
- Схема разделения месторождения на блоки, согласно разрезающим рядам нагнетательных скважин, требует существенных дополнений и изменений.

Автор выражает благодарность руководству геологической службы НГДУ «Прикамнефть» - Газизову И.Г., Салихову А.Д. и Емельянову В.В. за предоставленный материал и помощь в его обработке и интерпретации, а также Плотниковой И.Н. за научное руководство, ценные советы и замечания.

[1] Особенности формирования нефтей северо-татарского свода на основе комплекса геохимических исследований». – Гайфутдинов Р.Р., Камышева Ж.В. «Нефть и Газ-2014» сборник тезисов 68 международной молодежной научной конференции. Москва. РГУ им. И.М, Губкина С. 19.

[2] Хисамов Р.С., Войтович Е.Д,, Либерман В.Б и др./ Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана – Казань Изд-во «ФЭН» Академии наук РТ. 2006. 328 с.

[3] Плотникова И.Н. Геоинформационные подходы к изучению геодинамики Ромашкинского месторождения / Плотникова И.Н., Ахметов А.Н., Делев А.Н., Усманов С.А., Шарипов Б.Р. // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. № 7. 2011. С. 63-69.

[4] Усманов С.А. Современная геодинамика Южно-Татарского свода (на примере Ромашкинского месторождения нефти) / Усманов С.А., Шарипов Б.Р., Плотникова И.Н., Ахметов А.Н., Делев А.Н. // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. № 1. 2013. С. 15-21.

[5] Плотникова И.Н. Современный процесс возобновления запасов углеводородного сырья: гипотезы и факты //Георесурсы. 2004. № 1. С. 40-41.

[6] Муслимов Р.Х., Глумов И.Ф., Плотникова И.Н., Трофимов В.А., Нургалиев Д.К. Нефтяные и газовые месторождения – саморазвивающиеся и постоянно возобновляемые объекты // Геология нефти и газа (спецвыпуск). 2004. С. 43-49.

[7] Плотникова И.Н. Геолого-геофизические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. С.-Петербург: Недра, 2004. 171 с.

[8] Плотникова И.Н. Современный процесс возобновления запасов углеводородного сырья: гипотезы и факты //Георесурсы. 2004. № 1. С. 40-41.

ПРОГНОЗ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Губина Е.А.

Санкт-Петербург, Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ФГУП «ВНИГРИ»), katran82@mail.ru

Венд-нижнекембрийские карбонатные отложения Восточной Сибири являются наиболее перспективными для открытия новых залежей углеводородов. Они обладают достаточно характерными признаками нефтегазоносности вплоть до промышленных притоков нефти и газа. Тем не менее, до 2010 года были выявлены всего три залежи углеводородов главным образом из-за методических трудностей и неоднозначной интерпретации сейсмических данных при изучении карбонатных отложений региона.

В последнее время основные приросты запасов углеводородов в Восточной Сибири связаны с карбонатными венд-нижнекембрийскими отложениями. Однако даже на современном этапе поисково-оценочных работ на нефть и газ нет однозначных и устоявшихся критериев выделения коллекторов в карбонатных нефтегазоносных комплексах, а ранее предложенные подходы требуют усовершенствования и методического развития. В этой связи изучение природы высокоемких венд-нижнекембрийских карбонатных коллекторов, разработка методических основ прогноза и поисков участков их наибольшего распространения являются актуальными.

Литолого-фациальными исследованиями установлено, что в начале формирования изученных отложений территория Непско-Ботуобинской антеклизы представляла собой мелководный бассейн с относительно стабильным гидрохимическим режимом вод. Установлено, что наибольшей открытой пористостью в **преображенском** нефтегазоносном горизонте обладают отложения, приуроченные к уступам подводной возвышенности Непского палеосвода, где шло активное накопление водорослевых доломитов. Меньшими значениями характеризуются отложения террас и отмелей. На террасе происходило накопление преимущественно водорослевых доломитов с немногочисленными прослоями глинистых разностей карбонатных пород. На отмелях происходило накопление преимущественно органогенных (микрофитолитовых) доломитов с редким осаждением глинистых доломитов, а также карбонатных пород с песчано-алевритовой примесью.

Высокие значения открытой пористости в породах **нижнего пласта $Б_5$** пространственно тяготеют к отложениям уступа и образованиям террас, для которых было характерно развитие водорослевых доломитов со строматолитовой, сгустковато-комковатой и пятнистой структурами, а также распространение на участках, наиболее близких к террасе и на самой террасе, обломочных доломитов (брекчированных), обломки которых часто представлены водорослевыми отложениями

В **верхнем пласте $Б_3$** наибольшая открытая пористость свойственна обломочным доломитам, накапливавшимся на террасах в условиях повышенной энергетики вод, где шло накопление обломочных, брекчированных доломитов. На террасе существовали благоприятные условия для расселения водорослей и накопления органогенных доломитов со строматолитовой, сгустковато-комковатой и пятнистой структурами. Отложения с высокой открытой пористостью также формировались на отмели и уступе подводной возвышенности Непского палеосвода.

В венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях повсеместно проявлены процессы перекристаллизации и выщелачивания пород. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в органогенных доломитах с комковато-сгустковатой текстурой. В таких породах в первую очередь выщелачивались форменные.

Факторы, определяющие эпигенетические особенности формирования пород-коллекторов, подразделяются на две группы:

- первичные – седиментационные факторы (исходный состав, лито-фациальные условия, геотектонический режим седиментации и т.д.);
- вторичные – собственно, эпигенетические факторы (температура, давление, геологическое время, подземные воды, воздействие вышележащих толщ и др.).

Установлено, что проявление процессов выщелачивания в ряде случаев является реакцией карбонатных отложений на локальное перераспределение горного давления [1]. Локальное увеличение давления в напряженных участках положительно влияет на интенсивность развития процессов выщелачивания и трещинообразования.

Особо следует подчеркнуть большое значение характера распределения минеральных примесей, изменяющих процессы растворения. Наличие в породе примесей глинистого, кремнистого или органического вещества приводит к ухудшению растворения карбонатов, затрудняются также процессы перекристаллизации.

По результатам анализа условий осадконакопления, эпигенетических процессов и влияние перекрывающих отложений на ФЕС преображенского и двух пластов усть-кутского продуктивных горизонтов была построена совместная карта оценки перспектив обнаружения пород-коллекторов в венд-нижнекембрийском карбонатном нефтегазоносном комплексе. В итоге вся территория исследования была разделена по перспективности обнаружения коллекторов на зоны пяти категорий: высокоперспективные, перспективные, среднеперспективные, низкоперспективные и малоперспективные.

Таким образом, по результатам комплексного анализа литологии, условий накопления и дальнейшего преобразования отложений венд-нижнекембрийского карбонатного нефтегазоносного комплекса в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы к перспективным объектам нефтегазопоисков из нераспределенного фонда недр можно отнести Водораздельный, Восточно-Тэтэрский и Алтыбский участки, в пределах которых выделены высокоперспективные и перспективные зоны распространения пород-коллекторов.

[1] Страхов П.Н. Неоднородность нефтегазоносных отложений и методы ее моделирования // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 2012. 47 с.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА

Иванова И.А.

Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Ivanova_Inna@sniiggims.ru

Введение. Многолетними ГРР в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба доказана промышленная нефтегазоносность осадочного чехла этих крупнейших структур. К настоящему времени в их пределах выявлены промышленные месторождения, в том числе, крупные и гигантские (Верхнечонское, Талаканское, Чаяндинское и др.) Запасы этих месторождений на многие годы вполне покрывают потребности малонаселенных районов Иркутской области и республики Саха (Якутия). Однако, в связи с большими потребностями экспорта по магистральному нефтепроводу Восточная Сибирь – Тихий океан существует острая необходимость дальнейшего прироста ресурсов УВ, особенно, нефти. Важными и актуальными задачами остаются прогноз и выявление новых скоплений УВ и, соответственно, задачи научного обоснования прогнозных построений. В частности, для региона существует дискуссионная проблема размещения возможных источников УВ-х флюидов, их стратиграфического положения, положения очагов нефтегазообразования в плане. Имеются также вопросы реализации исходного потенциала нефтематеринских пород, проблемы миграции и аккумуляции генерированных УВ-х флюидов.

Очевидно, что прояснение этих вопросов возможно при дальнейшем наращивании геолого-геохимических данных по рифейским и вендским отложениям региона, привлечении новых аналитических материалов. Это и является целью настоящей работы.

Рассмотрены типовые разрезы отложений верхнего рифея, венда и нижнего кембрия вдоль рек Голоустная, Бугульдейка, Чая, Б.Патом, Лена, Жуя, Молбо на обрамлении Лено-Тунгусской НГП (рис.1). Исследуемый район, где были изучены обнажения, характеризуются наиболее полными и мощными разрезами рифея, венда. Рассматриваемая территория со своей фациальной спецификой разреза рифейских отложений по структурно-фациальному районированию Сибирской платформы относится к Предпатомскому региону и представляет собой окраину Байкало-Патомского осадочного бассейна. В структурном плане территория, подобно осадочному клину, расширяется в сторону внутренней части Патомской дуги. В сторону утолщения разреза шельфовые фации осадков сменяются глубоководными. Описываемые отложения сформировались преимущественно в условиях длительного и устойчивого прогибания больших территорий в условиях рифтогенного режима.

Относительно высокими содержаниями углерода в разрезе характеризуются отложения баракунской, валюхтинской, тирбесской свит. Анализ керогена и пиролитические исследования образцов свидетельствуют об очень высоком уровне катагенеза (до апокатагенеза). Имеющиеся данные по содержанию водорода и углерода пород свидетельствуют об истощении потенциальных нефтематеринских свойств пород.

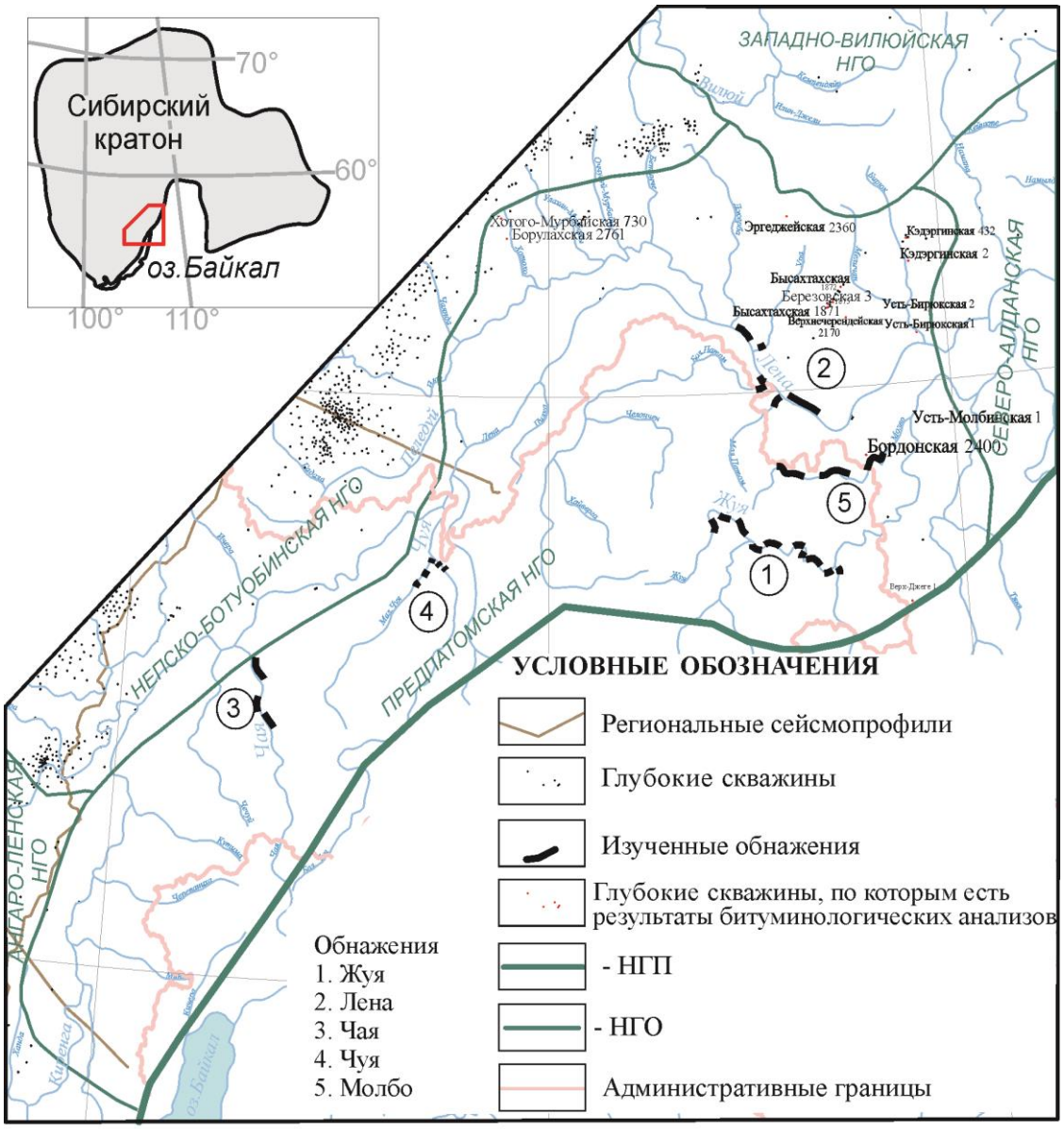


Рис. 1. Карта фактического материала

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Иванова И.А., Соболев П.Н.

Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Ivanova_Inna@sniiggims.ru

Рассмотрены типовые разрезы отложений верхнего рифея, венда и нижнего кембрия рек Бугульдейка и Голоустная на обрамлении Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) (рис.1). Исследуемый район, где были изучены обнажения, характеризуются наиболее полными и мощными разрезами рифея. Рассматриваемая территория со своей фациальной спецификой разреза рифейских отложений по структурно-фациальному районированию Сибирской платформы относится к Байкальскому району и представляет собой восточную окраину Прибайкальского осадочного бассейна. Описываемые отложения сформировались преимущественно в условиях длительного и устойчивого прогибания больших территорий в условиях рифтогенного режима.

Всего было отобрано 314 образцов горных пород, 10 двойных проб газов ворошения, 3 пробы воды, 11 проб на шлифы.

Изученный разрез докембрийских отложений, вскрытых в естественных обнажениях рек Бугульдейка и Голоустная, представлен голоустенской, улунтуйской, качергатской свитами рифея, ушаковской и куртунской свитами венда.

Состав отложений, а также содержание нерастворимого остатка и органического углерода (Сорг) представлено на рис.1. Наиболее высокими содержаниями Сорг характеризуются отложения качергатской свиты.

Качергатская свита представлена ритмично построенными терригенными породами. Концентрации Сорг алевролитов и песчаников составляют 0.04 – 0.47% на породу, в среднем около 0.16%. В среднем, сланцевые разности качергатской свиты содержат около 0.30 % органического углерода на породу (от 0.08 до 2.29%). Ранее Д.И. Дроботом с соавторами приводились сведения о содержаниях органического углерода в качергатской свите более северных районов Прибайкалья (бассейн р. Улькан). По данным этих авторов в верхней части качергатской свиты выделяется горизонт сланцев толщиной 40-145 м с содержанием Сорг до 12-18% на породу [1]. По единичным данным в южной части прогиба катагенез ОВ этих отложений отвечает градации $МК_5$.

Ушаковская свита начинает разрез вендских отложений. Свита представлена серыми песчаниками, полимиктовыми разнозернистыми до грубозернистых. В шлифах зафиксировано миграционное ОВ в трещинках песчаников.

Выводы. Наиболее высокими содержаниями Сорг в изученном разрезе характеризуются отложения качергатской свиты. Эти отложения представляют большой интерес в качестве мощной нефтематеринской толщи. Однако до настоящего времени они слабо изучены современными методами (пиролитический Rock Eval, изучение углеводородов-биомаркеров). Учитывая общее геологическое строение Прибайкальского прогиба, вероятно, РОВ этих отложений в районах их современных выходов также претерпело интенсивные катагенетические преобразования.

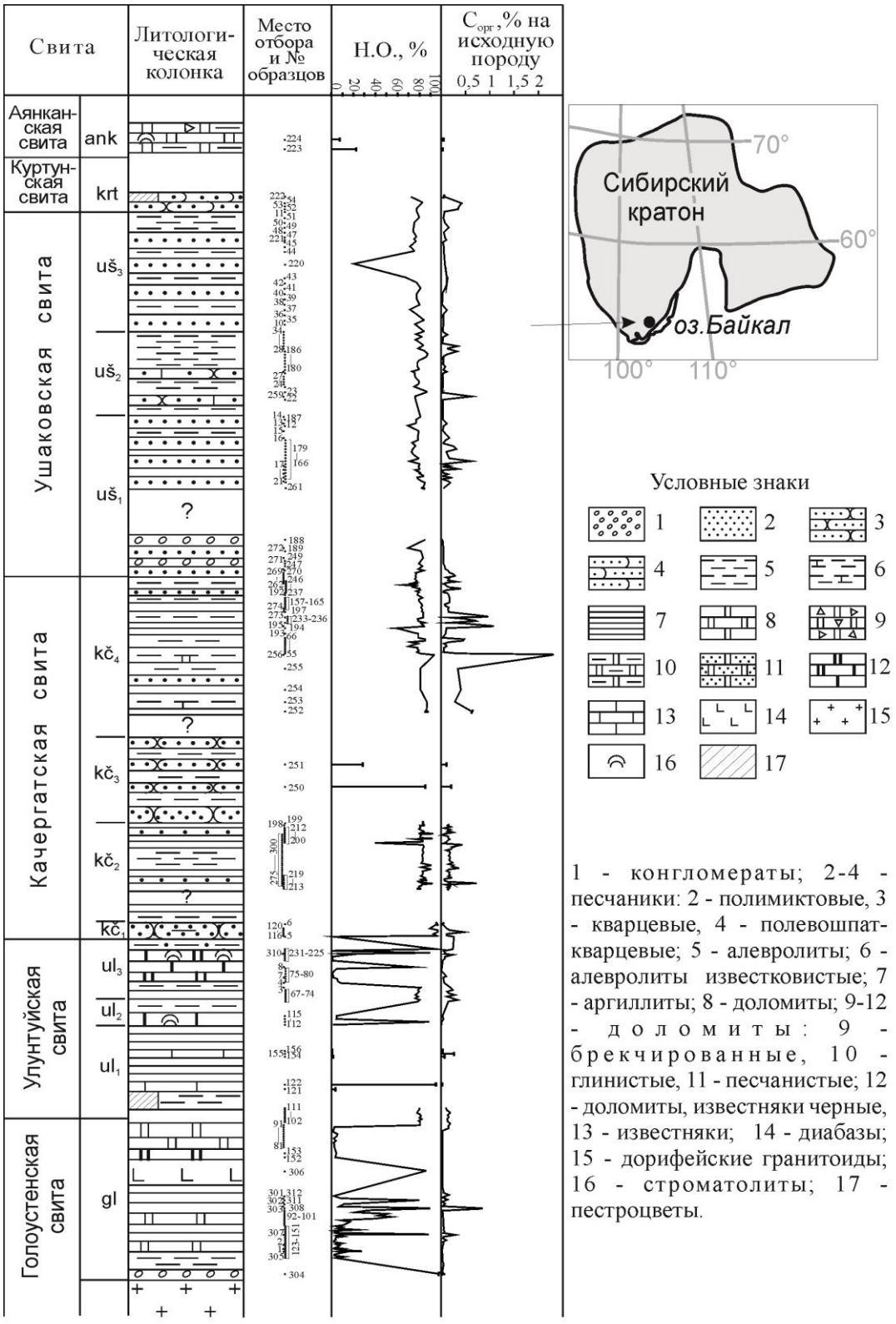


Рис.1. Геолого-геохимический разрез рифей-вендских отложений Прибайкалья

[1] Ф. Закономерности распределения и изменения нафтидов в докембрийских и нижнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы для количественной оценки перспектив нефтегазоносности. Отчет ВостСибНИИГГиМС. Отв. исп. Д.И. Дробот. Иркутск. 1979. Т 1. Кн. 1. 259 с.

ДЕТАЛИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ БЕРРИАС-АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Карташова А.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
kartashovaak@mail.ru

Основной объем бурения и сейсморазведочных работ на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) был проведен еще до 60-х годов XX века. В связи с этим в последнее время возникает необходимость более детального изучения прогиба новыми современными методами исследований, увеличения объемов бурения и сейсморазведки с целью прироста запасов нефти и газа не только на территории ЕХРП, но и на всей территории Арктики и морей Северного Ледовитого океана. В настоящее время в Енисей-Хатангской НГО наиболее изученными сейсморазведочными работами являются западные районы ЕХРП. В связи с этим одной из актуальных задач является корреляция продуктивных отложений этих районов и прилегающих территорий Западно-Сибирской НГП, в частности Тагульско-Ванкорской нефтегазоносной зоны, в которой выявлен ряд месторождений углеводородов (УВ), в том числе такое крупное, как Ванкорское.

Основные запасы УВ района сосредоточены в меловых отложениях. Последние региональные стратиграфические схемы мела Западной Сибири (ЗС), в том числе прилегающих районов ЕХРП, были утверждены МСК России в 2005 г. Исследуемая территория относится к Енисей-Хатангскому району, в котором выделяются два подрайона – Притаймырский и Малохетский. Существующая стратиграфическая схема берриас-аптских отложений этого района менее детальна, чем схемы более изученных центральных районов ЗС. Деление разреза представлено только до уровня подсвит.

В последние годы появилось много новой информации о строении разреза исследуемой территории. Используя новые данные ГИС, сейсморазведки, керна, можно детализировать существующую стратиграфическую схему (рис. 1).

Представленная автором стратиграфическая схема отличается от предыдущей дробностью расчленения разреза до уровня пластов, положением возрастных границ свит и выделением в разрезе новых толщ.

В Малохетском подрайоне в малохетской свите, для которой отсутствует стратотипический разрез продуктивных пластов, выделены четыре пласта МХ1-МХ4. Пласты разделены глинистыми пачками, являющимися возрастными аналогами региональных глинистых пачек (быстринской, нижнеалымской, кошайской) внутренних районов ЗС.

Малохетский подрайон делится на две зоны, в каждой из которой нижнехетская и суходудинская свиты имеют свои стратиграфические объемы. Возрастное скольжение кровли нижнехетской свиты происходит с юга на север от кровли приозерного до кровли самотлорского маркирующего горизонта нижнего валанжина. В стратотипе пластов группы СД суходудинской свиты выделяются пласты СД1-СД11. В южном направлении разрез суходудинской свиты наращивается за счет сокращения стратиграфического объема нижнехетской свиты. Продуктивные пласты этой части разреза предлагается индексировать СД12-СД14. На севере Малохетского подрайона исследования в разрезе нижнехетской свиты выделяются пласты НХ1-НХ4. На юге - свита имеет более дробное строение, в ней выделяются пласты НХ1-НХ7.

В Притаймырском подрайоне кровли свит в предлагаемой схеме выделяются хронологически выше. Кровля байкаловской свиты выделяется в низах апта. Кровля

шуратовской свиты скользит с юга на север от верхнего валанжина до верхов нижнего готерива. Кроме того, следует заметить, что разрез неокомских отложений западных районов ЕХРП имеет схожее строение с неокомскими отложениями прилегающих и центральных районов ЗС. Предлагается в составе шуратовской свиты вместо дерябинской выделить подачимовскую, ачимовскую и надачимовскую толщи.

Существующее разделение Енисей-Хатангского района на фациальные подрайоны также требует уточнения. В стратотипических разрезах отложения нижнехетской, суходудинской и малохетской свит Малохетского подрайона представлены исключительно мелководно-морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадками и характеризуются горизонтально-слоистым строением. Шуратовская свита Притаймырского подрайона, которая в стратотипическом разрезе имеет клиноформное строение и является возрастным аналогом нижнехетской свиты и нижней подсвиты суходудинской свиты, кроме мелководно-морских отложений, включает в себя образования аккумулятивного склона и толщу сформировавшуюся в глубоководных условиях. Логично было бы границу подрайонов проводить по границе перехода шельфовых горизонтально-слоистых нижнемеловых отложений в клиноформные, т.е. по бровке аккумулятивного шельфа яновстанской и гольчихинской свит.

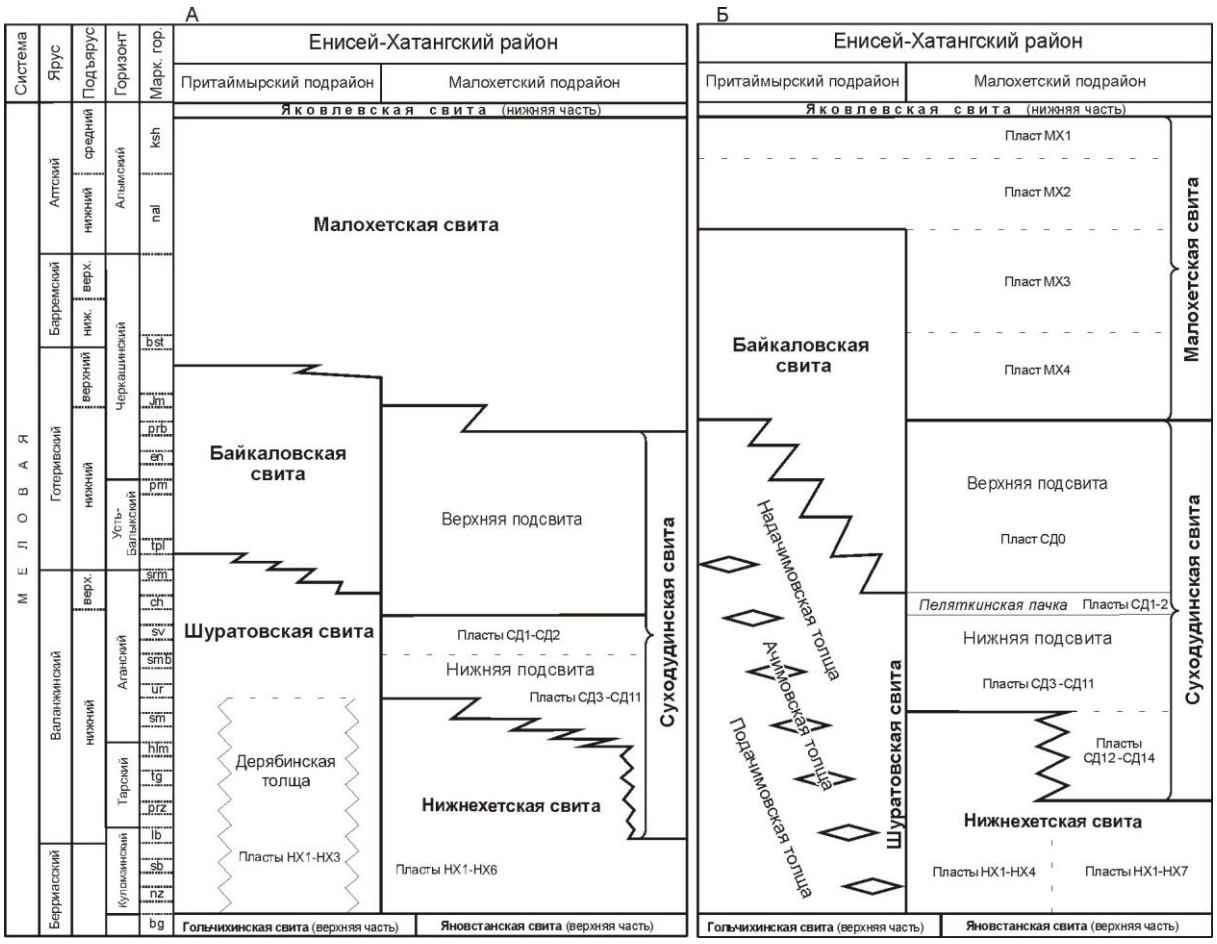


Рис. 1. Фрагмент региональной стратиграфической схемы берриас-аптских отложений Западной Сибири утвержденный МСК России в 2005 г. (А – с упрощениями, Б – с изменениями и дополнениями).

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИСАЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ

Киселев А.А.

Новосибирский государственный университет
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
kiselev@kvant.in

В административном отношении район исследования расположен в Иркутской области, в междуречье рек Ангара и Илим. Согласно тектонической карте венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы, исследуемая территория расположена в зоне сочленения двух надпорядковых структур Присаяно-Енисейской синеклизы и Ангаро-Ленской ступени и по материалам региональных сейсмических работ и глубокого бурения является моноклинальным склоном. Анализ литературных материалов, данных глубокого бурения и результатов структурных построений показал, что исследуемая территория перспективна для обнаружения залежей углеводородов в рифейском комплексе (эрозионная поверхность рифея) и в отложениях терригенного венда. Район исследования расположен в непосредственной близости от рифейского бассейна, в пределах которого на соседней территории Катангской седловины доказано наличие нефтегазогенерирующих пород верхнерифейского возраста. Образованные ими углеводороды могли поступать на моноклинальный склон по эрозионной поверхности рифея.

В рифейском комплексе зона нефтегазонакопления будет контролироваться границей выклинивания рифейских пород, которая проходит с юго-запада на северо-восток района и совпадает с границей Присаяно-Енисейской синклизы. Локальной покрышкой будет выступать аргиллитовая пачка, мощностью 10-15 метров, залегающая в подошве нижнечорской подсвиты (вскрытая в скважине Желдонская 260).

В вендском терригенном комплексе зона нефтегазонакопления будет связана так же со стратиграфическими ловушками, так как песчаные горизонты литологически выдержаны и отсутствуют структурные ловушки на моноклинальном склоне. Зоны развития стратиграфических ловушек предполагаются в юго-восточной, наиболее приподнятой части участка.

Научный руководитель – научный сотрудник Е.Н. Кузнецова

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Колеватов А.А., Штейнберг Ю.М., Афанаскин И.В.

Москва, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, niisi@niisi.msk.ru

Рассматриваются данные по добыче и зарегистрированному забойному давлению в скважинах одного из месторождений нефти в терригенных коллекторах раннеюрского возраста. Приводятся результаты анализа данных гидродинамических исследований (ГДИ), и результаты численного моделирования, проведенного с целью проверки выводов, полученных по результатам анализа данных ГДИ.

Длительные кривые изменения забойного давления по существу являются результатом влияния тех же особенностей фильтрации флюидов в пласте, что и кривые изменения забойного давления, регистрируемые при остановке скважин (кривые восстановления давления (КВД) или кривые падения давления (КПД) в зависимости от типа скважины).

Особенности анализа и интерпретации длительных кривых изменения забойного давления заключаются в том, что для однозначной идентификации влияющих на изменение забойного давления факторов требуется обязательное наличие данных по изменению давления от начала запуска скважины в работу (рис. 1, период с 16 до 17 июля) до относительной стабилизации забойного давления (рис.1. период от 17 июля и далее). Начальный участок необходим для идентификации особенностей связи скважины с пластом (скин-фактор). А участок после выхода скважины на режим позволяет идентифицировать влияние соседних скважин либо особенностей строения пласта. То есть, в случае с анализом длительных кривых изменения забойного давления мы имеем «зеркальную» картину с той разницей, что анализируются данные по работающей скважине, а не по остановленной.

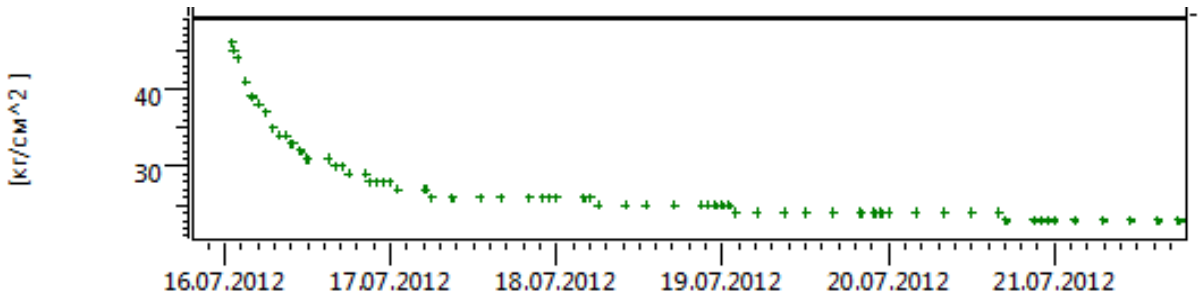


Рис. 3. Пример анализируемых данных по забойному давлению зарегистрированному датчиком ТМС на приеме ЭЦН в скважине. Скв. 184.

На рисунке 2 приведен диагностический график, полученный по результатам аналитического моделирования кривой изменения забойного давления по скв. 180. Производные от фактических и расчетных данных совпадают, что означает корректность установленных особенностей строения пласта в районе скважины, а именно наличие непроницаемых границ. Практически идентичный вид диагностического графика (рис. 2) был получен при численном моделировании добычи и закачки из скажин, ближайших к скв. 180 (рис. 3). Красным цветом на рисунке 3 выделены непроницаемые зоны, наличие которых было подтверждено посредством численного моделирования.

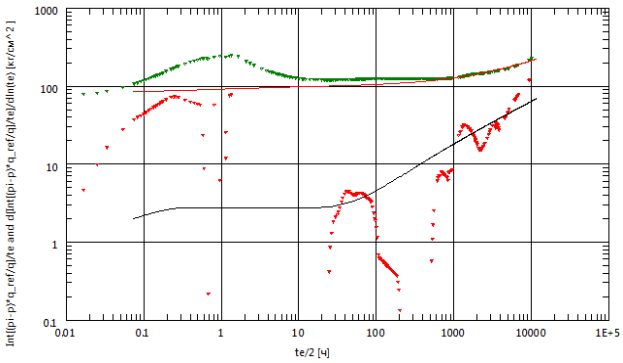


Рис. 4. Диагностический график по данным анализа изменений забойного давления при запуске скважины в добычу.

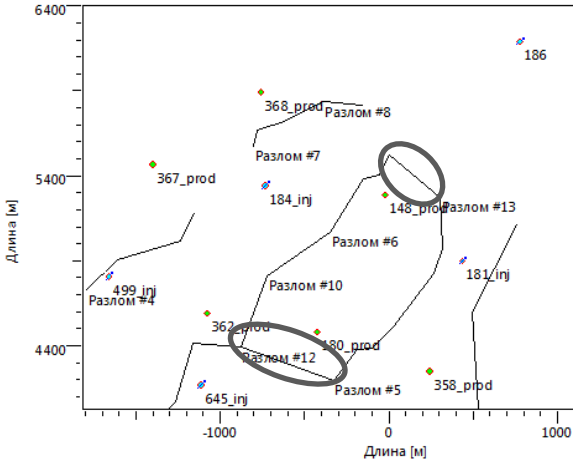


Рис. 5. Расположение скважин и непроницаемых границ.

Аналитическое и численное моделирование производилось в модуле Topaze NL программного комплекса КАРРА, который позволяет проводить секторное моделирование отдельных участков месторождения с учетом основных ФЕС пласта и фазовых проницаемостей (рис. 4).

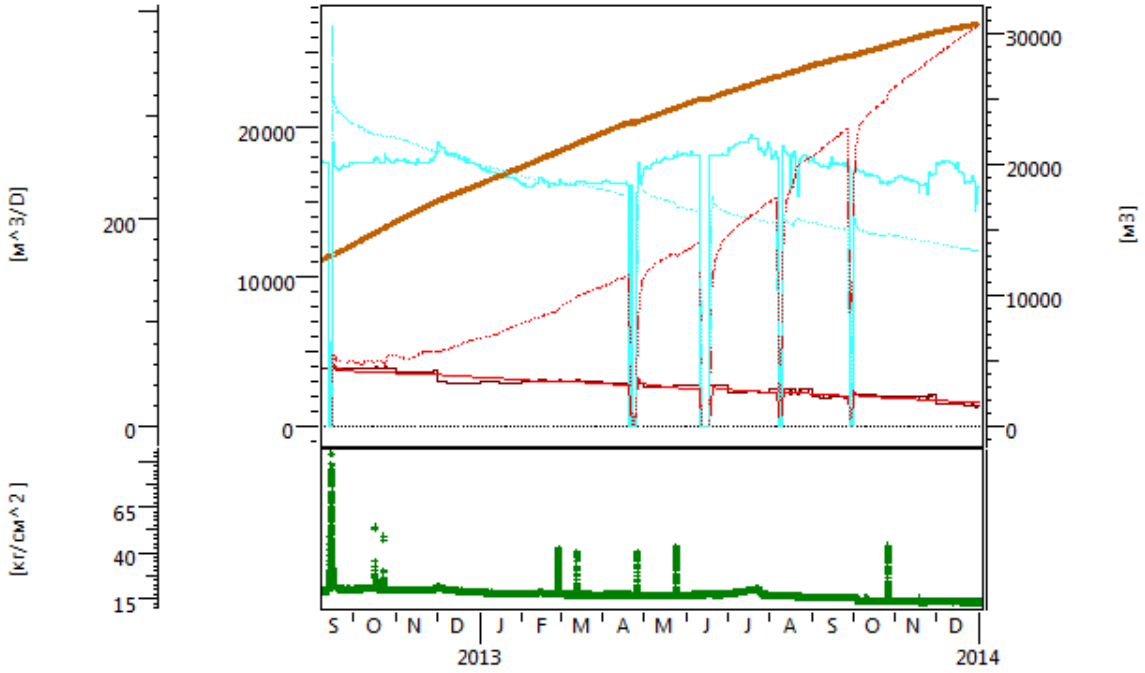


Рис. 6. Сопоставление фактической и смоделированной истории добычи из скв 180 с учетом влияния соседних скв и строения пласта.

Результаты численного моделирования:

- подтверждены ФЕС пласта по участку, полученные по данным аналитического моделирования изменений забойного давления и добычи из скважины 180;
- подтверждены предположения о наличии непроницаемых зон вокруг скв. 180 и 148 (тектонические либо литологические границы в случае с русловыми отложениями);
- установлен приток «чужой» воды (вероятно, прорыв по заколонному пространству), т.к. изменения фазовой проницаемости по воде не позволяет точно описать фактические данные замеров (значительное превышение фактических объемов над расчетными).

ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛИЗА ДОБЫЧИ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Крыганов П.В., Афанаскин И.В., Штейнберг Ю.М., Вольпин С.Г., Вольпин И.А., Ялов П.В., Сорокин А.Ю.

Москва, Научно-исследовательский институт системных исследований РАН, kryganov@gmail.com

В последние годы все более широкое внедрение телеметрических систем (ТМС) в скважинах, оборудованных электроцентробежными насосами, позволяет осуществлять непрерывную длительную регистрацию и передачу на поверхность по кабелю текущих значений забойного давления. Это позволяет наряду с традиционными гидродинамическими исследованиями [1] применять альтернативный метод исследований, который в литературе [2, 3] называется анализом добычи.

Этот анализ дает возможность уточнить фильтрационно-емкостные свойства пласта (проницаемость, скин-фактор и др.) и геологическое строение пласта. В условиях эксплуатации скважин, когда их длительные остановки затруднительны, такая информация становится особо ценной. А при наличии результатов интерпретации материалов как традиционных, так и альтернативных методов исследований появляется возможность, например, сравнить полученные параметры и избежать неоднозначностей при обработке. Это особо актуально при исследовании сложнопостроенных коллекторов, таких как многослойные, с влиянием границ сложной формы, неоднородные пласты по фильтрационно-емкостным свойствам и пр.

В частности, по результатам разных исследований (геофизических и сейсмических) скважин одного из месторождений Республики Коми предполагалась большая неоднородность по фильтрационным свойствам, которая может быть обусловлена системами трещин разной проницаемости. Предполагалось наличие границ сложной формы. Исследуемый пласт представлен трещинно-кавернозным коллектором. Активность матрицы однозначно не была установлена. Целью гидродинамических исследований являлось подтверждение и уточнение этой информации.

В период с мая по июль 2014г. в скв. 47 были проведены комплексные гидродинамические исследования, а именно были зарегистрированы 3 кривые восстановления давления, которые при этом генерировали 3 импульса возмущения в рамках гидропрослушивания на скв. 119 (показано стрелкой на рис.1).

Кроме этого, для анализа добычи были использованы 2 длительные кривые забойного давления, зарегистрированного с помощью ТМС. Первая кривая была получена путем считывания показаний с датчиков ТМС. Для получения второй кривой использованы материалы оперативной информации геологических служб −«шахматки».

По результатам гидропрослушивания на кривой реагирования, зарегистрированной в скв.119, однозначной реакции не было выявлено, что может быть связано либо с наличием непроницаемого разлома между скв.47 и скв.119 (рис.1), либо с наличием низкопроницаемого участка между этими скважинами.

Результаты интерпретации 3-х кривых восстановления давления и 2-х длительных кривых изменения давления, зарегистрированных в скв.47, приведены в табл.1. Следует отметить, что использование кривых относительной фазовой проницаемости, кривой Бакли-Леверетта и метода Перрина при интерпретации позволило определить текущие фазовые проницаемости по нефти и воде, а также абсолютную проницаемость пласта.

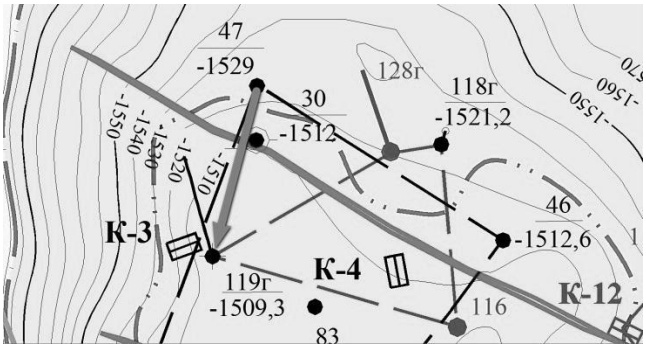


Рис. 1. Выкопировка из структурной карты по кровле пласта. Район скважин 47 и 119

Табл.1. Результаты гидродинамических исследований скважин

период исследования	Вид исследований	интерпретационная модель	Абсолютная проницаемость, мд	Скин-фактор
03.05.2014-06.05.2014	КВД1*	Однородный пласт с 3-мя непроницаемыми границами. Расстояния до границ - 31,1150,1880м.	150	-3.6
09.05.2014-12.05.2014	КВД2*	Однородный пласт с 3-мя непроницаемыми границами. Расстояния до границ - 34,1260,2050м.	160	-2.9
15.05.2014-16.05.2014	КВД3*	Однородный пласт с 3-мя непроницаемыми границами. Расстояния до границ - 32,1170,1910м.	152	-3.4
16.05.2014-18.07.2014	ДКИД1**	Однородный пласт с 3-мя непроницаемыми границами. Расстояния до границ - 45,1260,2050м.	201	2.0
15.11.2013-02.05.2014	ДКИД2**	Однородный пласт с 3-мя непроницаемыми границами. Расстояния до границ - 0.4,0.5,481м.	174	40.8

* - исследование методом восстановления давления

** - исследование путем регистрации длительной кривой изменения давления

Анализ комплексных гидродинамических исследований показал, что:

1. По результатам гидропролушивания либо тектоническое нарушение (разлом), указанное на рис.1, является непроницаемым, либо между исследуемыми скважинами существует низкопроницаемый участок.
2. При интерпретации КВД и ДКИД наилучшее совмещение фактической и расчетной кривых было достигнуто при использовании модели однородного пласта с несколькими непроницаемыми границами (см. табл.1). При этом некорректность расстояний до непроницаемых границ в интерпретационной модели при обработке материалов «шахматки» говорит о неприменимости использования такого подхода.
3. Сравнение результатов интерпретации КВД и ДКИД показало, что значения абсолютной проницаемости близки. По данным обработки ДКИД она несколько завышена, что указывает на оценочный характер определенной проницаемости подобным способом.
4. Сравнение результатов интерпретации КВД и ДКИД показало, что значения скин-фактора принципиально разные. При обработке КВД полученные значения весьма близки величине -3.5, которая согласно теории распространения трещин соответствует скважине, имеющей «идеальное» сообщение между скважиной и системой трещин [4]. По данным ДКИД значение скин-фактора положительно и очень велико по абсолютной величине. При обработке материалов «шахматки» большая погрешность определения скин-фактора позволяет сделать вывод о неприменимости использования такого подхода для его оценки.

[1] Кульпин Л.Г., Мясников Ю.А. Гидродинамические методы исследования нефтегазоводоносных пластов. М.: Недра. 1974. 200 с.

[2] Fetkovich M.J. Decline Curve Analysis Using Type Curves. Paper SPE 4629, 1980

[3] Doublet D.E., Pande P.K, VcCollum T.J., Blassingame T.A. Decline Curve Analysis Using material Balanse Time. Paper SPE 28688, October, 1994. P. 1-23.

[4] Gringarten A.C. Interpretation of Tests in Fissured and Multilayered Reservoirs with Double-Porosity Behavior: Theory and Practice/Pet. Tech. 1984. April. P. 549-564.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА УРНЕНСКОГО И УСТЬ-ТЕГУССКОГО НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Курчиков Д.А.

Тюмень, Западно-Сибирский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, kurchikov.d@mail.ru

Согласно результатам телеметрии в добывающих скважинах Урненского и Усть-Тегусского месторождений [1], в массовом количестве фиксируются существенное повышение температуры (до 110-120 °С), сохраняющееся в течение длительных промежутков времени. Изменение температуры во времени в разных скважинах ведет себя по-разному. В некоторых скважинах температура практически стабильна. По ряду скважин фиксируется постепенный рост температуры. В единичных случаях наблюдается постепенное, относительно плавное снижение температур. В большей части скважин значения температур имеют немонотонные волнообразные или скачкообразные изменения. Средние значения температур по эксплуатационным скважинам составляют 94 °С для Урненского и 97 °С для Усть-Тегусского месторождений, что существенно превышает результаты определения температур при испытаниях разведочных и эксплуатационных скважин (80-85 °С).

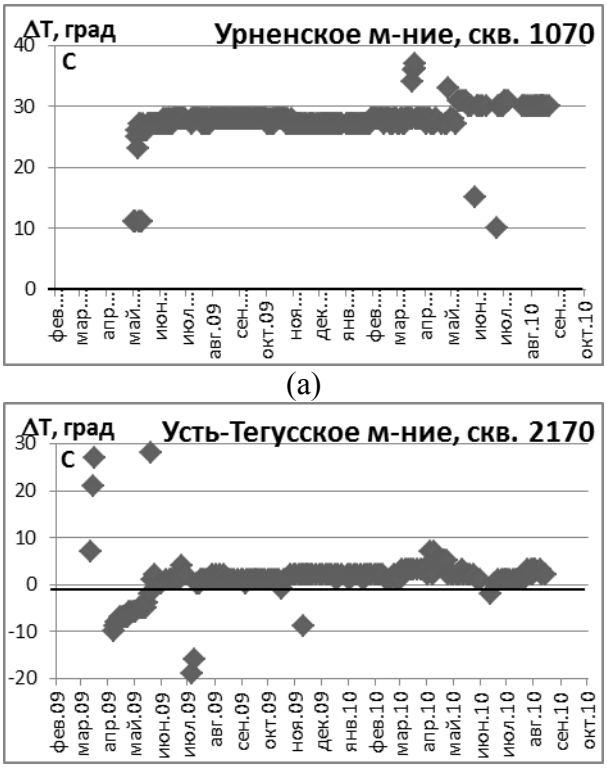
Чтобы детально проследить динамику изменения температуры во времени необходимо проанализировать её в сопоставлении с естественными, ненарушенными разработкой, значениями. Важность этой задачи обусловлена тем, что согласно выполненными ранее исследованиями геодинамических условий [3, 4], фильтрационно-емкостных [2] и гидрогеохимических свойств [3], на строение и коллекторские свойства продуктивных отложений значительное время влияла флюидодинамическая связь между палеозойским и юрским комплексами. Количественная оценка повышения температур нефтенасыщенных пластов даёт возможность оценить масштабы влияния проникновения вод из более глубоких коллекторов кристаллического фундамента в породы осадочного чехла в настоящее время.

Для расчета пластовых температур по поисково-разведочным скважинам применялся метод естественного теплового потока [5]. Суть метода заключается в использовании достоверных замеров температур для расчета глубинного теплового потока и последующего расчета распределения температур по разрезу.

В качестве фактического материала использовались замеры температур по 51 поисково-разведочным и 131 эксплуатационным скважинам, как Урненского и Усть-Тегусского месторождений, так и соседних площадей (Болотная, Пихтовая, Южно-Пихтовая, Тайлаковская и Тямкинская). В результате обработки имеющейся информации было получено распределение глубинного теплового потока территорий Урненского и Усть-Тегусского месторождений. Установлено, что значения глубинного теплового потока варьируют в пределах 57-69 мВт/м^2 на Урненском и 54-67 мВт/м^2 на Усть-Тегусском месторождениях. Довольно отчетливо выделяется положительная аномалия в центральных частях месторождений достигающая 66-69 мВт/м^2 при фоновых значениях на крыльях 54-57 мВт/м^2.

В качестве примера на рис. 1 представлены изменения во времени разницы между естественными (до разработки) температурами и замерами температур в эксплуатационных скважинах (ΔТ). На большинстве графиков прослеживается значительное (на 10-30 °С) превышение значений эксплуатационных температур над пластовыми в естественной среде (рис. 1а), кроме небольшого числа скважин с равными результатами (рис. 1б). Такая разница температур, скорее всего, может

объясняться подтягиванием флюидов с достаточно больших глубин – из коллекторов кристаллического фундамента, залегающих на 300-600 м (или более) ниже продуктивных отложений рассматриваемых месторождений.



(а)

(б)

Рис.1 Графики изменения ΔT во времени

Таким образом, комплексный анализ изменения температуры во времени с использованием метода естественного теплового потока показал значительное её повышение после начала промышленной эксплуатации Урненского и Усть-Тегусского месторождений. Это свидетельствует о том, что в настоящее время флюидодинамическая связь между палеозойским и юрским комплексами активно проявляется в процессе разработки месторождений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-35-50393

[1] Курчиков А.Р., Плавник А.Г., Курчиков Д.А., Емельянов Д.В. Особенности начального этапа разработки Урненского и Усть-Тегусского нефтяных месторождений // Нефть и Газ. Тюмень: Тюменский Государственный Нефтегазовый Университет. 2013. № 3. С. 15–25.

[2] Курчиков А.Р., Плавник А.Г., Курчиков Д.А., Ицкович М.В., Галкина Н.Ю. Особенности фильтрационно-емкостных свойств коллекторов Урненского и Усть-Тегусского месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ОАО "ВНИИОЭНГ". 2012. № 9. С. 11–19.

[3] Курчиков А.Р., Плавник А.Г., Ицкович М.В., Галкина Н.Ю., Курчиков Д.А. Влияние геодинамичесих процессов на гидрогеохимические и геотермические условия Урненского и Усть-Тегусского месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ОАО "ВНИИОЭНГ". 2013. № 6. С. 14–21.

[4] Курчиков Д.А., Мартынов О.С., Плавник А.Г. Особенности геодинамической обстановки Урненского и Усть-Тегусского месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ОАО “ВНИИОЭНГЭ”. 2013. Вып. 11. С 12–15.

[5] Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. М.: Недра. 1992. 231 с.

НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЕ ПАРОДОМИНИРУЮЩЕЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) КАК ПОЛИГОН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Нуждаев И.А., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Феофилактов С.О., Денисов Д.К.

Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Ivandf@kscnet.ru

Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение приурочено к сложному длительноживущему (с раннего миоцена по голоцен) Кошелевскому вулканическому массиву, расположенному в зоне сочленения трех вулканических поясов Камчатки и на стыке камчатских и курильских геологических структур. Это крупнейшее месторождение данного типа на Дальнем Востоке России: прогнозные ресурсы оценены в 210 кг/сек сухого пара, что эквивалентно 94 МВт электрической мощности [3]. На основании бурения разведочных скважин и проведения гидродинамических испытаний выделена зона перегретого пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км. Скважинами вскрыта многофазная субвулканическая интрузия диоритов – диоритовых порфиритов, к апикальной части которой пространственно тяготеет зона пара. В тоже время, месторождение находится в зоне глубинного разлома, контролирующего восходящий поток углеводородных флюидов. В составе свободного газа преобладают углекислый газ, метан, тяжелые углеводороды (содержание CH_4 в западном блоке месторождения достигает 67-70 % [4]). Вулканогенно-осадочные породы основания вулканического массива содержат большое количество органических остатков и нефтепродуктов. На основании данных по изотопии гелия, гравиметрии и магнито-теллурического зондирования предполагается мантийное тепловое питание современной гидротермальной системы Кошелевского вулканического массива [1; 2; 5]. Все это позволяет рассматривать район Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения как полигон для изучения сквозькоровых геологических структур, контролирующих (генерирующих ?) конвективные потоки геотермального тепла и нефтегазоносные проявления. Авторы настоящего доклада на основании обобщения геологических данных и проведения комплексных геофизических исследований предлагают новую модель структуры Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения и строения каналов, подводящих углеводородсодержащий паро-газовый теплоноситель.

Авторы глубоко признательны всем участникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН за содействие в проведении полевых работ и научному руководителю исследований д.г.-м.н. С.Н. Рычагову. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-00262, 14-05-31158) и Дальневосточного отделения РАН.

[1] Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.

[2] Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93-97.

[3] Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.

[4] Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32-45.

[5] Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3-23.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНОСНОСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Окулов А.К. [1], *Окулов А.К.*[1], *Щербаков В.А.*[2]

[1] Владивосток, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, aokulov07mail.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга

Залив Петра Великого находится в северо-западной части Японского моря, юге Приморского края (Рис. 1). В его состав входят Амурский и Уссурийский заливы с множеством бухт. В северной части в бухте Золотой рог находится порт Владивосток, в западной порт Посьет, в восточной части порт Находка.

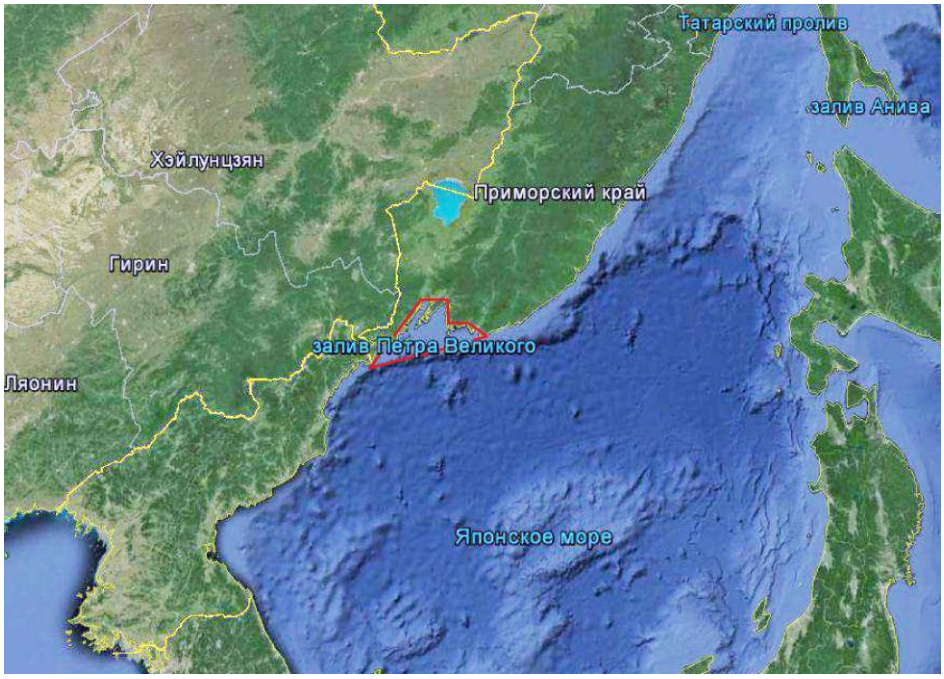


Рис. 1. Обзорная схема района исследований

Цель исследований изучение условий происхождения и распределения природного газа в геологических структурах и акватории залива Петра Великого. Обеспечение рационального и безопасного использования геологической среды с оценкой состояния и прогноза развития опасных геологических процессов, возникающих под действием природных и техногенных факторов.

К задачам исследований относится отбор и анализ проб воды и донных осадков. Поиск источников и участков поступления природных газов в водную толщу, их площадное распределение.

Методика исследований состоит в отборе проб воды и осадка для анализа газа, в котором определяется содержание метана, этилена, пропана, водорода, гелия, кислорода, азота, двуокиси углерода. Проба воды отбирается батометром и помещается в стеклянную емкость объемом от 100 до 268 мл. Проба осадка отбираются трубкой или черпаком. Анализ выполняется на газовом хроматографе Кристаллюкс-4000М. Интерпретация результатов исследований выполняется с использованием материалов геолого-геофизической и гидрогеологической изученности района.

В геологическом строении района участвуют протерозойские, осадочные и

вулканические породы позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. По особенностям геологического строения выделяется пять структурно-формационных подзон: Пограничная, Барабашевская, Муравьевская, Дунайская и Партизанско-Окраинская. Границами подзон служат Западно-Приморский, Уссурийский, Муравьевский и Западно-Партизанский глубинные разломы ориентированные преимущественно в северо-восточном направлении.

В результате исследований, проведенных с 2009 по 2014 г., установлены участки с высоким содержанием газа в воде и осадке. На четырех станциях установлена аномалия гелия с содержанием от 34 до 130 ppm при среднем значении по заливу 5-10 ppm. Аномалия находиться в зоне Уссурийского глубинного разлома в западной части Амурского залива. В скважинах глубиной до 50 м пробуренных в береговой части данного района, в пойме р. Нарва так же установлено высокое содержание гелия [1]. Повышенное содержание гелия свидетельствует о тектонической активности глубинного разлома в настоящее время.

В 2012 и 2013 гг. в районе о. Рикорда установлена аномалия метана в придонном слое воды и осадке. Аномалия находится в зоне Берегового глубинного разлома. По геофизическим данным [2] на глубине 1-2 км находится интрузивно-купольная структура основного состава. Происхождение газа на данном участке, возможно, глубинное. После проведения детальных исследований этого района установлено, что аномалия метана имеет локальное распространение.

Зоны Берегового и Надеждинского глубинных разломов характеризуются распространением вдоль них аномалий водорода с содержанием от 25 до 840 ppm при среднем содержании по заливу 15 ppm.

Таким образом, на основании полученных результатов можно сделать вывод о том, что на большей части залива Петра Великого установлено фоновое содержание метана в воде – 100 нл/л, содержание этилена в пробах следовое или ниже предела обнаружения. Наблюдается равномерное распределение метана в донном осадке с содержанием, не превышающим 50 нМ/дм^3. Наблюдается увеличение содержания метана в донных отложениях с увеличением интервала (глубины) опробования. В Амурском заливе установлена аномалия гелия, находящаяся в зоне Уссурийского глубинного разлома, в центральной части — аномалия водорода, ограниченная Надежденским и Береговым глубинными разломами. Подтвердилась аномалия метана в районе о. Рикорда, возможно, имеющая глубинное происхождение. Амурский залив характеризуется стабильно высоким содержанием метана в воде. Повышенные содержания метана приурочены к кайнозойским угленосным депрессиям, зонам тектонических нарушений и интрузивных контактов. Техногенные источники газа приурочены к крупным портам, закрытым бухтам.

[1]. Кутуб-Заде Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов К-52-XI, XVII; К-52-XII, XVIII; К-53-VII за 1994-2002 г.г.

[2]. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого. Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого. Москва: ГЕОС. с. 355-377

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДЕЭМУЛЬГАТОРА ВОДОНЕФТЯНЫХ ЭМУЛЬСИЙ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКОЙ МИКРОСКОПИИ

Пащенко А.П.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
ale30832367@yandex.ru

Основной проблемой на нефтяных месторождениях в настоящее время является относительно быстрое увеличение обводненности добываемой нефти. Обводнение продуктивных пластов нефтяных месторождений вызывает серьезные осложнения при добыче, сборе и подготовке нефти, связанные с образованием водонефтяных эмульсий.

Особенно актуальными остаются вопросы поиска альтернативных методов физического воздействия на эмульсии и поиска новых (более эффективных) деэмульгаторов, применяемых в процессах обезвоживания нефти [1].

В настоящей работе исследуется эффективность деэмульгатора марки «ХПД-008(СН)» водонефтяных эмульсий. Данный реагент представляет собой композицию из активной основы (смесь из блоксополимеров окиси этилена и пропилена с добавкой неионогенного ПАВ) и растворителей [2].

В качестве объекта исследования была использована модельная водонефтяная эмульсия, приготовленная искусственно. В качестве метода исследования применялся метод оптической микроскопии с использованием модульного биологического микроскопа Olympus CX41, включающего в себя программное обеспечение анализа изображений. Преимущества данного метода анализа - модульная система позволяет проводить ручные измерения по изображениям, а также статистическую обработку результатов измерений.

Водонефтяные эмульсии были приготовлены из высокосмолистой нефти М путем перемешивания на экстракторе ПЭ-8000 в течение 10 минут со скоростью вращения вала 3000 об/мин и дистиллированной воды с содержанием 30 % и 50 %.

К полученным эмульсиям был добавлен деэмульгатор в количестве 0,108 %, после чего смесь тщательно перемешали. В первую очередь были изучены образцы эмульсий без добавления деэмульгатора. Затем наблюдение проводились для каждой пробы водонефтяной эмульсии, полученной после её 30-ти и 60-ти минутной стабилизации. В образцах измерялся диаметр капель воды и проводился дисперсионный анализ исследуемой системы (больше 1000 измерений на каждый образец). Для каждой концентрации эмульсии были проведены микрофотографии внутренней структуры. По визуальным наблюдениям фотоснимков, можно сделаны выводы об изменении диаметра капель воды в эмульсии (рис. 1).

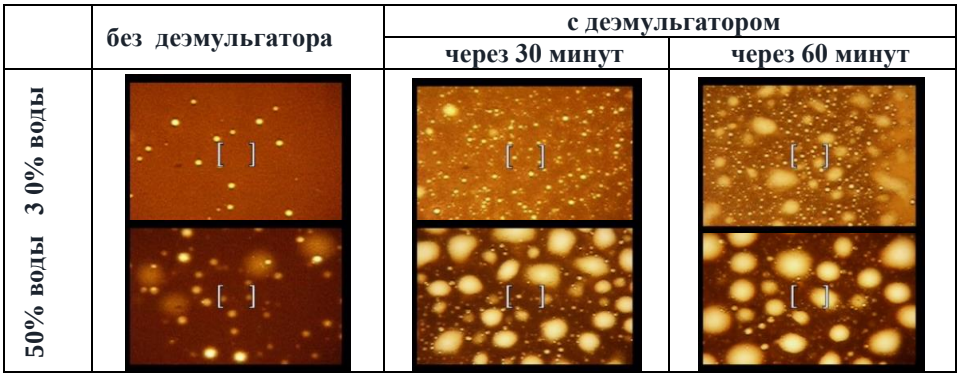


Рис.1. Микрофотографии структуры глобул воды в водонефтяных эмульсиях (5- кратное увеличение)

По результатам измерений были получены дифференциальные кривые распределения капель воды по размерам (рис. 2).

Из полученных графиков видно, что в эмульсии с концентрацией 30% максимум приходится на долю частиц размером 22 мкм. После добавления деэмульгатора количество крупных частиц уменьшилось, но образовалось много новых мелких частиц размером до 10 мкм. В эмульсии с концентрацией 50 % все происходило иначе: сначала максимум приходился на долю частиц размером 12 мкм, а затем маленькие частицы стали коалесцировать, образуя более крупные глобулы размером больше 24 мкм. Также, следует отметить, что при увеличении общего содержания воды от 30% до 50%, в эмульсии средние диаметры частиц растут в результате слияния более мелких частиц [3].

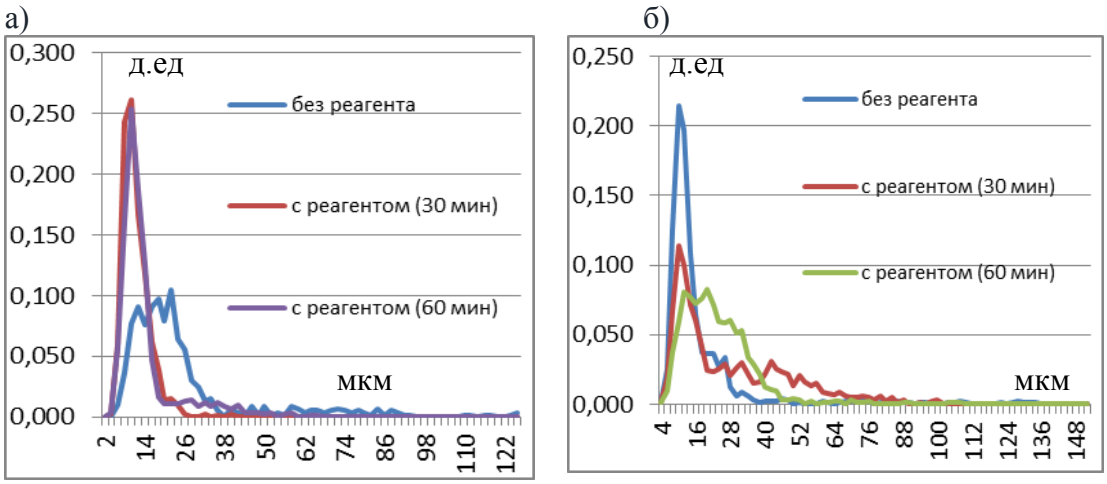


Рис. 2. Дифференциальные кривые распределения глобул воды по размерам:
а) 30% эмульсия б) 50% эмульсия

Метод оптической микроскопии позволил наиболее точно определить форму, размер, строение и относительное количество глобул воды в эмульсии, посредством микрофотографий, и на основе этих данных получить дифференциальные кривые распределения. Кроме того, было установлено, что высокосмолистая с небольшой вязкостью нефть образует эмульсии, которые впоследствии эффективно разрушаются при добавлении деэмульгатора. Особенно продуктивно действует деэмульгатор на водонефтяную эмульсию с 50% содержанием воды.

[1] Афанасьев Е.С. Факторы стабилизации и эффективность разрушения водонефтяных эмульсий: автореф..дисс.канд. технич. наук., Астрахань-2013. 3 с.

[2] Паспорт безопасности химической продукции: деэмульгатор ХПД-008 по ТУ 2458-032-69415476.- Производство ООО «Когалымский завод химреагентов».

[3] Пащенко А.П. Исследование эффективности деэмульгатора водонефтяных эмульсий с помощью метода оптической микроскопии// Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр. М.: ИПКОН РАН. 2104. С. 323-327.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНО-НЕРУТИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ЗОНЫ

Петрова Н.В., Карташова А.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
PetrovaNV@ipgg.sbras.ru, KartashovaAK@ipgg.sbras.ru

В Западной Сибири уже открыто несколько сотен месторождений нефти и газа. В подавляющем большинстве основные запасы углеводородов сконцентрированы в антиклинальных ловушках, большая часть которых уже выявлена. Шансы открыть новые крупные структурные залежи углеводородов очень низки. Поэтому поиск новых перспективных объектов неантиклинального типа является весьма актуальной задачей.

Перспективными участками для выявления новых залежей нефти и газа являются крупные отрицательные структуры, которые слабо изучены бурением. Объектом поисково-разведочных работ в пределах депрессий может служить ачимовская толща неокомского продуктивного комплекса, которая имеет весьма сложное линзовидное строение. Разработка залежей ачимовской толщи связанна с определенными трудностями. Коллектора имеют достаточно низкую пористость и проницаемость, ловушки часто осложнены литологическими, а в отдельных случаях и тектоническими экранами. Кроме того, в продуктивных пластах нередко отмечаются аномально высокие пластовые давления.

Одним из малоизученных и интересных объектов для проведения поисково-разведочных работ в Надым-Пурской области является Нерутинская впадина и прилегающие территории [1]. В пределах данной территории в разрезе меловых отложений выделяют семь сейсмофациальных комплексов [2].

Западно-Нерутинская нефтегазоносная зона (НГЗ) расположена в центральной части Надымского района Ямало-Ненецкого национального округа к востоку от Медвежьего месторождения, на границе двух нефтегазоносных районов - Надымского и Губкинского Надым-Пурской нефтегазоносной области.

Нефтегазоносность ачимовских пластов Западно-Нерутинской НГЗ и прилегающих к ней территорий уже доказана. Залежи УВ в ачимовской толще выявлены на Ныдинской, Восточно-Медвежьей, Южно-Падинской, Юбилейной, Северо-Юбилейной и Ямсовейской площадях. Кроме того, отмечаются многочисленные нефтегазопроявления и на других участках.

Ачимовская толща в исследуемом районе представляет собой серию линз северо-восточного простирания, омолаживающихся в северо-западном направлении, которые связаны с двумя региональными клиноформами – савуйской (пласт $АчБН_{16}$) и чеускинской (пласты $АчБН_{10}$–$АчБН_{15}$). Основными перспективными пластами являются $АчБН_{15}$ и $АчБН_{16}$. Они расчленяются соответственно на три и пять пропластков, в которых уже выявлены самостоятельные залежи УВ (рис. 1).

В пределах Западно-Нерутинской НГЗ отложения ачимовской толщи полностью или частично вскрыли двадцать скважин. В настоящее время в пределах Восточно-Медвежьей, Южно-Падинской и Нерутинской площадей выявлено пять залежей УВ в пластах ачимовской толщи $АчБН_{16}^3$, $АчБН_{16}^2$, $АчБН_{16}^1$, $АчБН_{15}^3$ и $АчБН_{15}^2$, объединенных общим контуром нефтегазоносности и являющихся частью единого крупного нефтегазоконденсатного месторождения. Залежи структурного и структурно-литологического типа, литологически экранированные. Границы коллекторов спрогнозированы на основе проведения динамического анализа, который показал хорошую корреляционную связь величин амплитуд, снятых в интервале продуктивных

пластов, с их эффективными толщинами.

В пределах объединенного контура нефтегазоносности выявленных залежей прогнозируются еще четыре ловушки. Одна литологическая ловушка с тектоническим экранированием продуктивного пласта $АчБН_{16}^{1}$ расположена на Восточно-Медвежьей площади и три ловушки на Нерутинской – структурно-литологическая в пласте $АчБН_{16}^{1}$, структурная в пласте $АчБН_{16}^{3}$ и литологическая ловушка продуктивных пластов $АчБН_{16}^{3-5}$. Контур нефтегазоносности может быть расширен в северо-западном и юго-восточном направлениях за счет новых залежей в более древних и более молодых пластах ($АчБН_{15}^{1}$, $АчБН_{16}^{4}$ и $АчБН_{16}^{5}$), по отношению к тем, в которых уже выявлены залежи УВ.

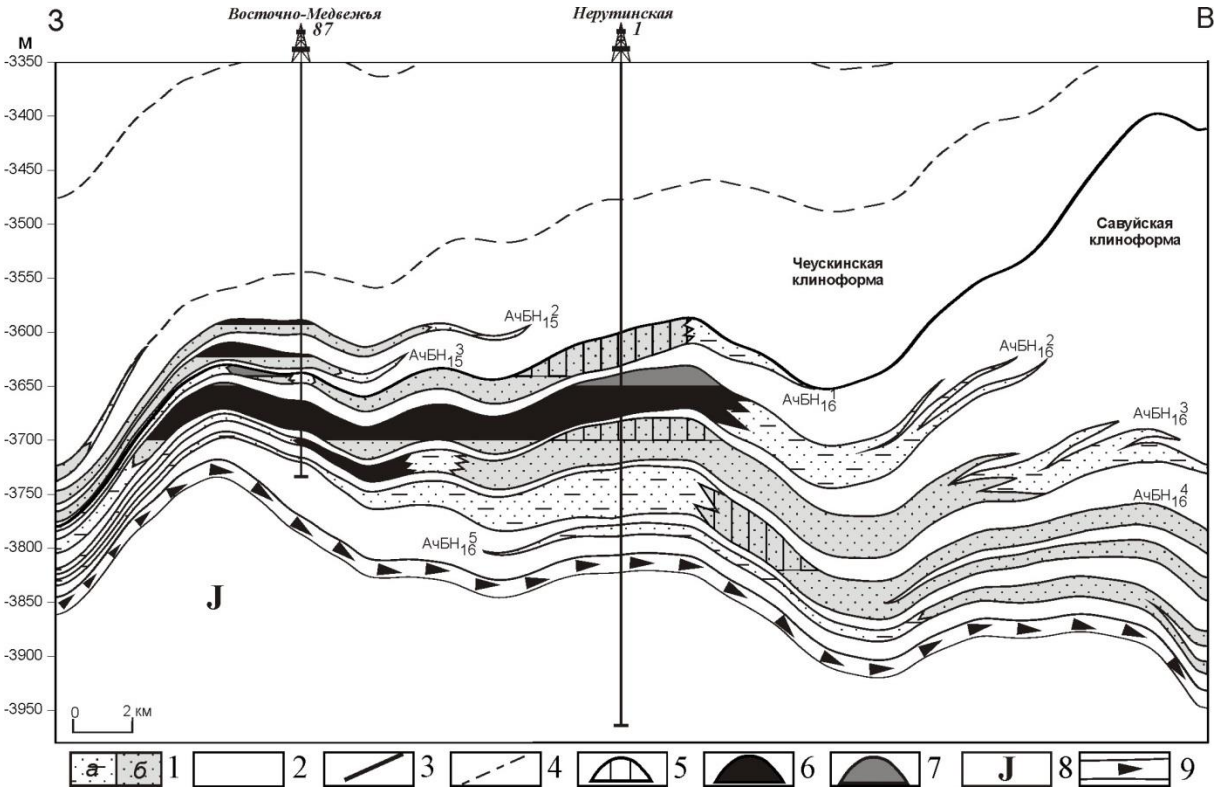


Рис. 1. Геологический разрез ачимовских отложений Западно-Нерутинской НГЗ по сейсмическому профилю 7602013

1 - песчано-алевритовые пласты ачимовской толщи (а - плотные, б - водонасыщенные); 2 - преимущественно глинистые отложения; 3 - границы региональных клиноформ; 4 - прослеживаемые уровни песчаных пластов; 5 - перспективные ловушки УВ; 6 - залежи нефти; 7 - залежи газа; 8 - нерасчлененный комплекс юрских отложений; 9 - баженовская свита.

[1] Новиков А.П. Критерии поисков скоплений углеводородов и оценки продуктивности ачимовских и юрских отложений Нерутинской впадины (Надым-Пурская нефтегазоносная область Западной Сибири) // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г.: сб. научных трудов. – М.: Газпром ВНИИГАЗ. 2010. С. 42–47.

[2] Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Недосекин А.С., Забоев К.О., Галинский К.А. Литологическая характеристика, коллекторские свойства и нефтегазоносность нижнемеловых отложений Нерутинской впадины и сопредельных территорий севера Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2013. № 7. С. 4-13.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАССЕЙНА МЕТОДОМ МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЯНОЙ СИСТЕМЫ

Полищук А.В.

Тюмень, ООО «Тюменский нефтяной научный центр»,
avpolischuk@rosneft.ru

Объектом исследования настоящей работы является бассейн Солимойс – внутрикратоный осадочный бассейн [1], выполненный отложениями палеозойского и мезозойского возраста. Географически он расположен в верховьях реки Амазонка.

В нижней части осадочного чехла над осадочными породами ордовика и силура залегают терригенные отложения девона и карбона, включающие как нефтематеринские толщи, так и основные резервуары углеводородов (УВ). В девонском разрезе выделяются три нефтематеринские пачки (НМП) живетского (SR0), франского (SR1), фаменского (SR2) возрастов. Основными коллекторами бассейна являются песчаники формации Журуа, которые были сформированы в обстановках от континентальных (флювиальные отложения) до прибрежно-морских [2].

Отложения формации Журуа перекрыты мощной галогенно-карбонатной формацией позднего карбона (формация Карауари), являющейся основным флюидоупором резервуаров формации Журуа. В среднем мощность солей покрышки составляет 50м. Выше формации Карауари залегают терригенные отложения перми (формация Фонте-Боа). Венчает разрез мезозойско-кайнозойская терригенная толща, с глубоким размывом перекрывающая палеозойский комплекс. Последний включает, как правило, от трех до пяти пластовых интрузий долеритов (силлов) триас-юрского возраста.

Повышение коэффициента успешности бурения скважин в бассейне может быть достигнуто путем интеграции в геологическую модель всех имеющихся данных. Методом такой интеграции является моделирование нефтяной системы (бассейновое моделирование) [3]. Цель работы - определение критических факторов контроля нефтегазоносности объекта методом бассейнового моделирования.

В работе выполнен расчет процессов миграции и аккумуляции УВ вдоль двух профилей 1-1’ и 2-2’.

Основное назначение профиля 1-1’ – моделирование процессов латеральной миграции от крайней границы распространения НМП и калибровка модели на уже открытые месторождения бассейна. По данным испытаний в скважинах вдоль профиля получены притоки газа до 400 тыс. $м^3$/сут. Согласно имеющимся данным, проницаемость основного резервуара в среднем равна 150 мД, среднее содержание Сорг фаменской НМП 1.3 %. При таких параметрах профиля 1-1’ в ходе моделирования не происходило латеральной миграции УВ в ЮВ направлении, что противоречит исходным данным. Это обусловило необходимость выполнения многовариантного моделирования с целью поиска критических факторов контроля нефтегазоносности (рис.1).

Сценарий №1 – Оценка влияния проницаемости резервуара. Проницаемость была увеличена до 1Д (почти в 7 раз). Аккумуляция залежей отсутствует.

Сценарий №2. Оценка влияния параметров фаменской НМП. Значение Сорг увеличено в 4 раза - до 5.2% (умеренно концентрированное ОВ, баженовиты). Аккумуляции залежей не происходит.

Сценарий №3. Оценка влияния дополнительной НМП. В модель введен дополнительный источник генерации УВ в интервале формации Жутай (девон – силур) с аналогичными фаменской НМП значениями Сорг. Происходит аккумуляция залежей в

районе скважины 10, причем в коллекторах формации Жутай преобладают жидкие УВ, в формации нижняя Журуа – газообразные.

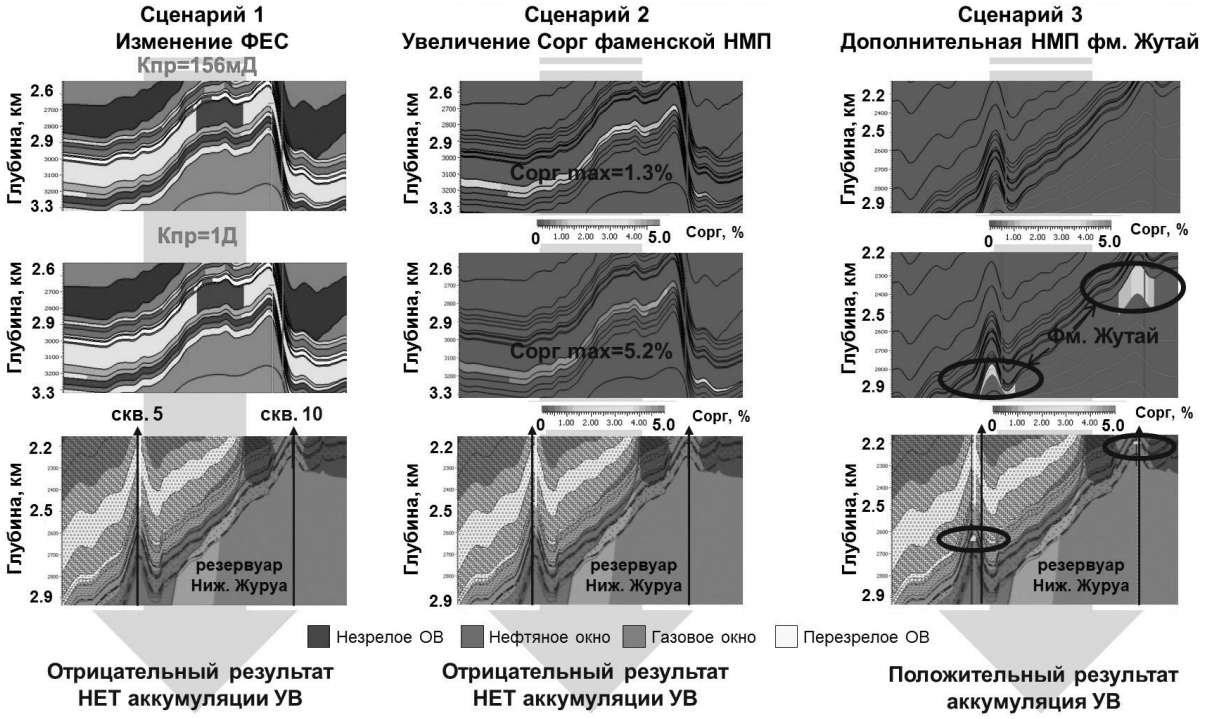


Рис. 1. Результаты моделирования профиля 1-1’

Основное назначение профиля 2-2’ – моделирование процессов латеральной миграции жидких УВ из очага генерации к кластеру Аруа, краевой зоне бассейна. В кластере Аруа закартирован ряд контрастных ловушек. В разрезе присутствуют резервуары среднего качества, выделяются хорошие ангидритовые покрышки, присутствует основная франская НМП, с содержанием Сорг до 3%. Катагенез соответствует нефтяному окну. Тем не менее, залежей нет – все структуры вдоль профиля водонасыщены. Причиной этому могло послужить изменение фациальной обстановки и как следствие окисление керогена. Было выполнено 2 сценария, В первом из них кероген франской толщи был отнесен ко 2 типу – залежи формировались, что противоречит фактическим данным. Во втором сценарии кероген отнесен к 4 типу. Полученный модельный результат соответствует фактическому.

Таким образом, в процессе выполнения бассейнового моделирования были сделаны следующие выводы:

1. Неоднозначность характеристик интервала коллектора, покрышек, НМП обуславливает необходимость выполнение многовариантного моделирования.
2. Северо-западная часть территории перспективна только на газ, что связано с непосредственной близостью нижнего силла и НМП, перспективы нефтегазоносности окраинных частей бассейна зависят от наличия и качества нефтегазоматеринских отложений.

[1] Mello, M., Koutsoukos, E., Mohriak, W., & Bacoccoli, G. Selected Petroleum systems in Brasil // The petroleum system – from source to trap: AAPG Memoir 60. 1994. P. 499.

[2] Elias, A., De Ros, L., Mizusaki, A., & Anjos, S. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimoes Basin, Northern Brasil.//Sedimentary geology 169. 2004. P. 192.

[3] Tissot, B., & Welte, D. The role of geochemistry in exploration risk evaluation and decision making. 1986. P. 1-2.

ИЗУЧЕНИЕ И УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Фархутдинова Э.Р.

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет,
elmira.farkhutdinova@mail.ru

В процессе прохождения практики было изучено Западное нефтяное месторождение, расположенное в пределах Тюменской области Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. В пределах лицензионного участка находится одна залежь Западного месторождения (Южное1). Нефтеносный горизонт ЮВ1 приурочен к верхней части васюганской свиты и сложен преимущественно песчано-алевролитовыми породами. Пласт представлен неравномерным чередованием пропластков коллектора и неколлектора.

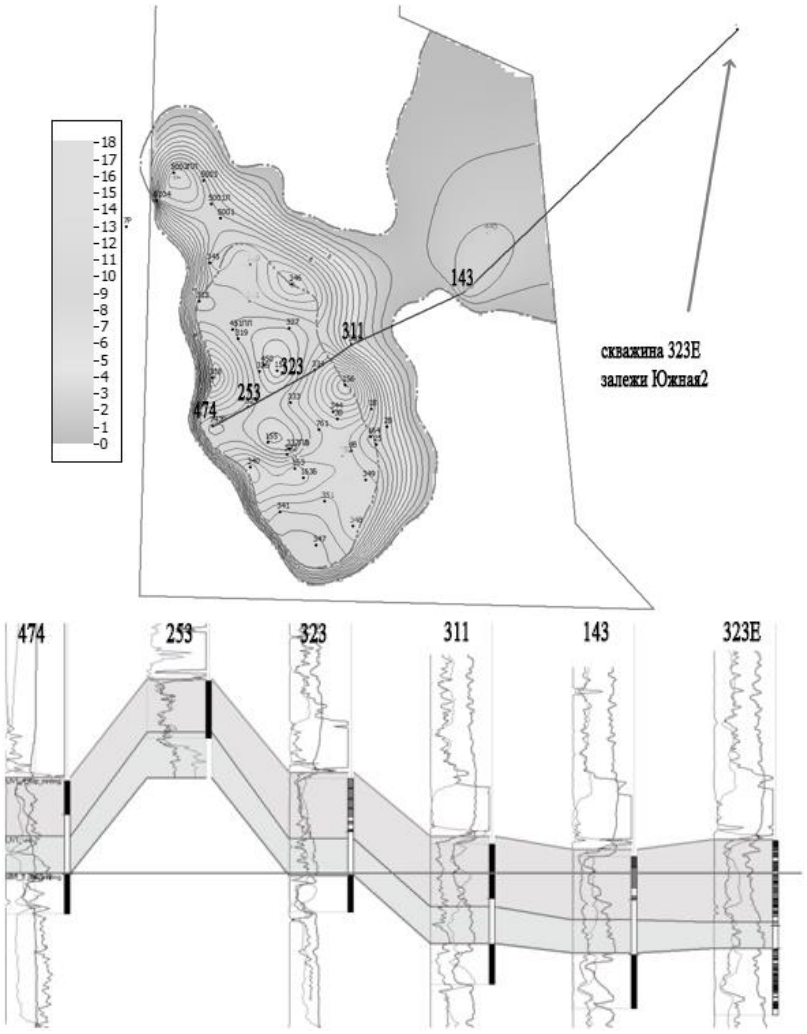


Рис. 1 Вариант с расширяющейся залежью и профиль по линии скважин.

Выполнялись различные виды работ, связанные с его изучением для выяснения низкой эффективности вытеснения нефти из пласта ЮВ1. Уточнялось геологическое строение, по обьекту были выполнены следующие исследования:

- Корреляция пласта по данным каротажа (ГК, ПС), позволившая проследить пласт на месторождении;
- По известной методике электрофациального анализа по данным кривых каротажа и интерпретации сейсмических данных была реконструирована обстановка осадконакопления, были выделены два регрессивных бара [1].
- По данным ГИС и опробований по 30 скважинам был обоснован ВНК на абсолютной отметке -2423 м, утвержденный ранее на отметке -2417м[2]. При таком уровне ВНК залежь расширяется за пределы лицензионного участка, и тогда необходимо переходить к рассмотрению соседних залежей.

Корреляция со скважинами на соседней залежи Южная2 показывает, что

- Данные согласуются с обоснованием ВНК по залежи Южная1 пласта ЮВ1
- Имеются идентичные со скважинами залежи формы записи каротажа
- Пласт вписывается в региональную концепцию формирования гидродинамически связанных, покровных баровых отложений (рис.1)

По пласту ЮВ1 смотрится альтернативный вариант конфигурации с раскрытием залежи на восток и рекомендуется испытать скважину 143.

[1] Белозёров В.Б. Роль седиментационных моделей в электрофациальном анализе терригенных отложений // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1

[2] Галкин С.В., Плюснин Г.В. Нефтегазопромысловая геология. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2010. 96 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ВЫСОКОДЕБИТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УВ НА НЕКОТОРЫХ ПЛОЩАДЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Цепляева А.И.

Тюмень, Тюменский Государственный Нефтегазовый Университет, ce_anna@mail.ru

Современные проблемы нефтегазовой геологии обусловлены повсеместным переходом к освоению месторождений нефти и газа со сложной пространственной морфологией границ залежей и, на первый взгляд, произвольным распределением фильтрационно-емкостных свойств. Исследованиями последних лет в Западной Сибири установлено несоответствие между повышенным уровнем сложности геологического строения разрабатываемых систем залежей УВС и упрощенными представлениями традиционной геологоразведки, ориентированной на крупные залежи с простыми осредненными геолого-промысловыми параметрами. Эти упрощенные представления были вызваны недоразведкой месторождений, вводимых в разработку [1-3].

Повышенная латеральная неоднородность в пределах отдельных разрабатываемых залежей приводит к более быстрому падению добычи и росту себестоимости продукции. Для поддержания уровня добычи и обеспечения максимального коэффициента нефтеотдачи на таких месторождениях возникает необходимость детальной доразведки межскважинного пространства для уточнения реальной пространственной структуры запасов на месторождении. Такой подход требует разрешения целого ряда проблем теоретического и технологического порядка с целью разработки как теории и механизмов образования мозаичных структур запасов, так и адекватных этой теории методов и технологий их разведки и разработки.

Опыт показывает, что истинная структура промышленных запасов нефти и газа, устанавливаемая в процессе освоения и длительной разработки месторождений, принципиально иная и более сложная, чем принятая изначально при проектировании систем разработки. Подтверждением этому служат многочисленные результаты геолого-геофизической интерпретации временных сейсмических разрезов, структурных карт по отражающим горизонтам и кровле продуктивных объектов, данные промыслово-геофизических исследований – каротаж и динамика добычи по скважинам, распределение фильтрационно-емкостных свойств по площади и разрезу.

Большая часть материала характеризуется именно высокой степенью неоднородности геологической среды, начиная от динамических и скоростных аномалий сейсмической информации, сложной морфологии структурных поверхностей отражающих горизонтов и кровли песчаных пластов, прерывистости и тонкослоистости песчаных линз в геологическом разрезе и по латерали, резкой изменчивости фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), заканчивая закономерным следствием изменчивости дебитности скважин, продуктивности и динамики добычи.

Появление у геологических объектов таких многомасштабных неоднородностей - результат длительных процессов их формирования, в ходе которых могли иметь место различные нелинейные явления (часто сопровождающиеся динамической хаотизацией): случайное перемешивание, растрескивание, случайное перемещение флюидов (с фазовыми и химическими изменениями и преобразованиями компонентов среды и т. п. процессами).

Первыми в Западной Сибири с проявлением локальных очагов геодинамики столкнулись геофизики при интерпретации материалов сейсморазведки. Ярким проявлением подобных очагов мы считаем субвертикальные зоны деструкции (СЗД).

Выявились определенные закономерности в конфигурации контуров и поперечных размеров СЗД в горизонтальных сечениях [4].

Главная морфологическая особенность подобных залежей нефти и газа на большинстве месторождений Западной Сибири - их чрезвычайно высокая локальность, которая обусловлена свойствами активных очагов зон деструкции как следов проявления узких пучков геодинамических импульсов. Это находит отражение и в высокой степени локальности высоко дебитных участков и мозаичном характере их пространственного распределения.

Анализ нескольких десятков нефтегазовых месторождений в Западной Сибири позволил установить мозаичный характер нефтяного поля и продуктивности скважин. Малые размеры изолированных залежей приводят к быстрому падению добычи на естественном режиме разработки без поддержания пластового давления. Задача оптимального размещения нагнетательных скважин при мозаичной структуре нефтяного поля становится нетривиальной, а для ее успешного решения необходима детальная информация о контурах каждой изолированной залежи.

Высокая степень локализации участков повышенной продуктивности разведочных и эксплуатационных скважин отмечается на большинстве месторождений нефти и газа в Западной Сибири. Характерной особенностью подобных участков и типов залежей является их чрезвычайно широко увеличенный вертикальный диапазон нефтегазоносности. На Новомолодежном и Уренгойском месторождениях, например, этот диапазон простирается от палеозойского фундамента до кайнозойских отложений. Поэтому вопросы строения СЗД, как субвертикальных каналов миграции для геофлюидов становятся все актуальнее.

Исследования пространственной структуры и выявление закономерностей строения сложно построенных залежей нефти и газа, взаимосвязи их с механизмами седиментации, локальной геодинамики и формированием мозаичной структуры коллекторских свойств открывают большие перспективы в повышении рентабельности и коэффициента нефтеотдачи на вводимых в разработку сложных месторождениях, что позволит существенно увеличить и прирост запасов за счет малоразмерных месторождений и залежей.

Актуальность подобных исследований определена необходимостью дальнейшего развития теоретических основ и практических приемов совместной интерпретации параметров сейсмических волн, данных грави-, магнито- и электроразведки, комплексировании с данными бурения с целью обеспечения достоверной эксплуатационной характеристики нефтяных и газовых резервуаров. В связи с этим возникают новые требования к технологиям прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Необходимая технология разведки таких месторождений основана, прежде всего, на применении высокоразрешающей 3D-сейсморазведки и комплексировании с высокоточными методами грави-, магниторазведки, газовыми, геохимическими и тепловыми съемками.

[1] Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского округа: атлас /сост. ГП ХМАО “Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана”. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. 146 с.

[2] Новые идеи формирования нетрадиционных залежей углеводородов / А.Н. Дмитриевский, И.Е. Баланюк, А.В. Каракин // Газовая промышленность. 2005. №1. С. 24-27.

[3] Тимошенко П.А., Шабаев Ю.Н., Богуш И.А. Критерии прогноза зон улучшенных коллекторов среднеюрских отложений Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2010.Т.5. №3. - http://www.ngtp.ru/4/40_2010.pdf

[4] Бембель С.Р. О пространственных свойствах субвертикальных зон деструкции и характере распределения залежей углеводородов // Нефтяное хозяйство, 2010, № 4. С.38-41.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ДОЛОМИТОВ АФОНИНСКОГО НАДГОРИЗОНТА АЛИСОВСКОГО ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА

Чертина К.Н., Вилесов А.П.

Тюмень, ООО «Тюменский нефтяной научный центр»
knchertina@rosneft.ru

Карбонатные породы-коллекторы афонинского надгоризонта эйфельского яруса (пласты Д5-1 и Д5-2) в Оренбургской области характеризуются лоскутным распределением и существенной латеральной невыдержанностью. Породы-коллекторы представлены кавернозно-пористыми и трещиновато-кавернозно-пористыми вторичными доломитами, доломитовыми и доломитистыми известняками преимущественно органогенной структуры [1].

До настоящего времени нет обоснованной модели происхождения коллекторов афонинской толщи Оренбургской области. Это негативно сказывается на проведении поисково-разведочных работ, оценке запасов, планировании и проведении разработки открытых нефтяных залежей. Ключевую роль в формировании коллекторов продуктивных пластов сыграли вторичные процессы, в первую очередь доломитизация.

Из керна скважин Алисовского и Кичкасского участков был произведен отбор большой коллекции образцов для комплексных литологических исследований.

К настоящему времени предложено две фациальных модели строения афонинского карбонатного комплекса юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. Первая модель разработана Макаровой С.П. (1999) - модель окаймленной карбонатной платформы. Вторая фациальная модель афонинской толщи предложена Е.Н. Горожаниной (2007, 2010, 2012) - модель карбонатного рампа. Седиментологический анализ керна, выполненный в ТННЦ, подтвердил фациальную модель платформы рампового типа; в разрезе толщи выделяются малоамплитудные строматопоровые и кораллово-строматопоровые органогенные постройки, разделенные отложениями относительно глубокой сублиторали.

По результатам лабораторных петрофизических исследований пород афонинской толщи установлено, что доломитизация значительно меняет фильтрационно-емкостные характеристики известняков с различной первичной структурой.

Для прогноза коллекторов в разрезе важно выяснить модель появления доломитов. Процессы доломитизации идут различными способами. От модели будет зависеть форма резервуара и его площадное распространение. По комплексу выполненных исследований установлено, что вторичные доломиты афонинской толщи имеют гидротермальную природу.

Важным диагностическим признаком гидротермальной природы доломитов афонинской толщи является форма их кристаллов, формирующихся в открытых пустотах. Это так называемые седловидные, или седельчатые кристаллы, с характерной изогнутостью. Доломит с жилами белых крупных кристаллов приобретает характерную для гидротермальных доломитов зебровидную окраску. Еще одним доказательством гидротермальной природы вторичных доломитов является их химический состав. По результатам рентгено-флюоресцентного анализа (РФА) керна скв. 500 установлено, что повышенное содержание магния тесно связано с повышенным содержанием железа и марганца, и имеет обратную зависимость с содержанием стронция, что характерно для вторичных доломитов гидротермального замещения [2].

В разрезе афонинской толщи образование вторичных гидротермально-карстогенных доломитов происходило по породам различной структуры – кораллово-строматопоровым

известнякам органогенных построек, крупнобиокластовым известнякам (флаутстоунам) глубокой сублиторали и краевых частей органогеных построек. Однако наиболее интенсивной проработке подверглись все же породы органогенных построек благодаря наличию более развитой системы первичных внутрискелетных пор и микротрещин деформации уплотнения по скелетам.

При петрографическом анализе в гидротермальных доломитах установлены различные по степени сохранности реликтовые структуры. При замещении известняков тонко- и мелкокристаллическими доломитами первичные скелетные структуры кораллов, строматопор, брахиопод сохраняются и могут быть диагностированы. При интенсивном замещении средне-крупнокристаллическими доломитами в породах практически не сохраняются первичные структурные элементы. Для гидротермальных вторичных доломитов характерно сложное пустотное пространство, представленное межкристаллической пористостью, кавернами, переходящими в пещеристые полости. Неравномерно по зонам доломитизации встречаются литогенетические трещины изменчивой ширины, извилистые, инкрустированы крупными кристаллами доломита. Трещины связывают между собой каверны и пещеристые полости.

Формирование гидротермальных доломитов в афонинской толще происходило в результате воздействия горячих гидротермальных растворов, метасоматического растворения и замещения первичных известняков (рис. 1). Установление гидротермального генезиса коллекторов пласта Д5 позволяет по-новому взглянуть на концептуальную литологическую модель этого продуктивного объекта. Площадное распространение такого пласта будет ограничено зонами гидротермальной проработки, а на площади вторичные гидротермальные доломиты будут тяготеть к определенным разрывным структурам, обеспечивавшим в процессе своего тектонического развития подъем глубинных термальных вод.

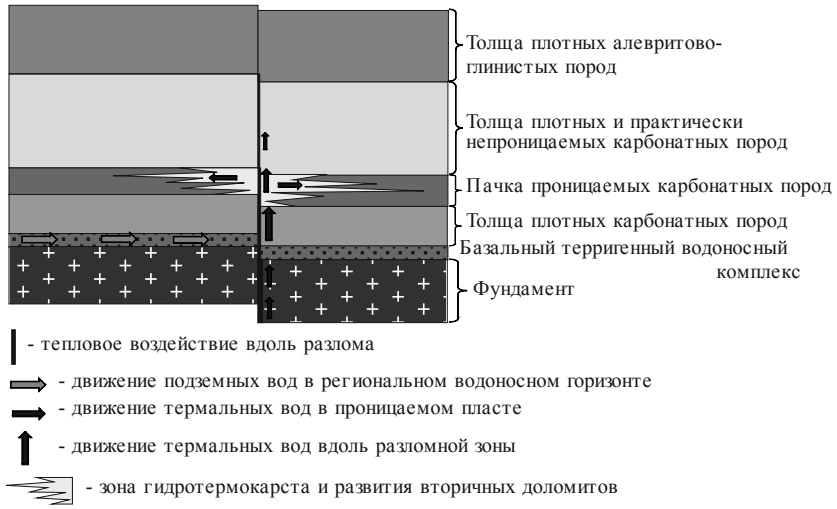


Рис. 1. Концептуальная модель формирования вторичных гидротермальных коллекторов бийско-афонинской толщи.

[1] Пантелеев А.С., Галимов А.Г. Баранов В.К. Емкостные и фильтрационные параметры карбонатных пластов-коллекторов Зайкинской группы месторождений // Геология и эксплуатация нефтяных и газонефтяных месторождений Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное изд-во, 1999. С. 228-236.

[2] Фридмен Дж.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы: генезис, распространение, классификация. М.: Мир. 1970. С. 249-319 (пер. с англ.).

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОФИЗИКИ

ИЗМЕРЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОРОД ЧЕТЫРЕХЭЛЕКТРОДНЫМ МЕТОДОМ

Андрюхов Ю.Г., Бобров П.П.

Омск, Омский государственный педагогический университет,
u.g.andrukhov@gmail.com

При измерении комплексной диэлектрической проницаемости влажных пород конденсаторным методом существует проблема, заключающаяся в том, что области измеряемого образца, прилегающие к пластинам конденсатора, отличаются по электрическим характеристикам от основной части образца. Основной причиной этого является электродная поляризация, обусловленная накоплением ионного заряда на электродах [1]. При этом образуется двойной слой, создающий электрическое поле, противоположное приложенному полю. Электродная поляризация проявляется особенно сильно на низких частотах в образцах, содержащих подвижные ионы.

Поскольку сопротивление диффузной области вблизи двойного слоя гораздо больше зависит от приложенного напряжения, чем сопротивление образца, то путем измерения при разных напряжениях сигнала импеданса конденсатора, подключенного к измерителю LCR по трехточечной схеме, обнаруживается влияние электродной поляризации вплоть до частот 10-50 кГц. Размер диффузной области, определяемой путем измерения импеданса конденсаторов, заполненных солевым раствором концентрацией 0.5 г/л, с разным расстоянием между пластинами оценивается в 2 мм [2].

Различные способы уменьшения влияния электродной поляризации и ее коррекции рассмотрены в работах [3,4]. Одним из возможных способов является 4-х электродный метод, описание которого есть в литературе, например, в [6]. В этом случае для измерения используются отдельные электроды для тока и напряжения. Амплитуда и фаза напряжения измеряется с помощью кольцевых измерительных электродов, накладываемых на внешнюю часть центральной области образца (рис. 1*а*). Если измерительный прибор обладает очень высоким внутренним сопротивлением, ток по измерительным электродам не протекает и их поляризацией можно пренебречь. Тогда комплексный импеданс внутренней части образца определится следующим образом: $Z_2=\Delta U/I$, где ΔU и I – комплексные напряжение и ток, соответственно.

Для измерений требуется векторный анализатор сигналов, сложный и дорогой прибор, поэтому нами была испытана возможность применения для этих целей измерителя LCR E7-20. Данный измеритель не предназначен для измерения напряжения, поскольку в нем для определения комплексного импеданса используется мостовой метод. Конструкция измерительного конденсатора показана на рис. 1*б*. Внешние пластины конденсатора и кольцевые электроды подключены к клеммам *I, U, U*, I** измерителя LCR, как показано на рис 1*а*.

Для калибровки использовалась эквивалентная схема, в которой импедансы $Z_1=Z_3$ и Z_2 замещались параллельно соединенными конденсаторами и резисторами, значения которых выбирались так, чтобы их импедансы соответствовали реальным значениям, измеряемым на влажных породах. Уже на этапе калибровки было выяснено, что при малых значенях сопротивлений отмечается перегрузка прибора, т.е. для измерения пород с высокими потерями прибор не пригоден. При отсутствии резисторов в эквивалентной схеме измеряемый прибором импеданс Z_2 оказался в $K = 3{,}83$ раза выше, чем реальный. Этот коэффициент практически не зависел от частоты (в

диапазоне 100 Гц – 500 МГц) и от значений емкостей при их изменении в широких пределах.

При заполнении измерительного конденсатора фторопластом было получено 4-х электродным методом значение действительной части диэлектрической проницаемости ε', равное 2.12, очень близкое к табличным значениям 2.05-2.1.

При моделировании диэлектриков с потерями выяснилось, что коэффициент К сильно зависит от значений сопротивлений резисторов, поэтому при измерении реальных образцов этот коэффициент мы определяли так, чтобы в высокочастотной части диапазона, где электродная поляризация не проявляется, результаты измерений 4-х электродным методом совпадали с результатами, полученными 2-х электродным методом. На рис. 1*в* приведены полученные таким образом результаты измерения ε' каолина с влажностью 10%. На частотах выше 20 кГц оба метода дают близко совпадающие результаты. Ниже этой частоты результаты, полученные 2-х электродным методом, являются завышенными вследствие влияния электродной поляризации. Измеренные 4-х электродным методом значения эквивалентной удельной проводимости в диапазоне частот 25 Гц – 20 кГц составили $(3.2 - 3.7)\cdot 10^{-4}$ См/м и оказались в 1,5-2 раза ниже значений, измеренных 2-х электродным методом.

При измерении пород с более высокой влажностью измеритель LCR показывал перегрузку в низкочастотной части диапазона. Таким образом, исследованный вариант 4-х электродного метода пригоден для измерения диэлектрической проницаемости пород с невысокими потерями.

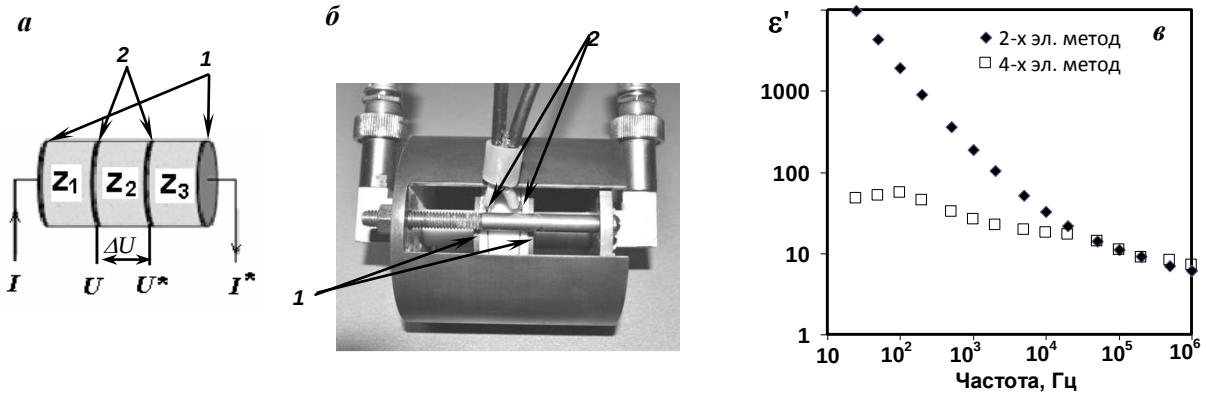


Рис. 1. Схема измерения 4-х электродным методом (а), внешний вид измерительного конденсатора (б) и результаты измерения ε' влажного каолина (в).
1 – пластины конденсатора, 2 – кольцевые электроды.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой части государственного задания.

[1] Warburg E. Ueber die polarisations capacitat des platins //Ann. Phys. 1901.Т. 311. №. 9. С. 125-135.

[2] Ошкукова С.В., Бобров П.П. Измерение диэлектрической проницаемости жидкостей и дисперсных систем в диапазоне частот 100 Гц – 1 ГГц // Материалы XLVIII международной научной студенческой конференции "Студент и научно-технический прогресс". Физика. Новосибирск. 10-14 апреля 2010. С. 134.

[3] Levitskaya T.M., Sternberg B.K. Polarization processes in rocks // Radio Science. 1996, Т. 3. № 4. С. 755–759.

[4] Gómez-Sánchez J. A., Felice C. J. Description of corrections on electrode polarization impedance using isopotential interface factor. // J. Electr. Bioimpedance. 2012. Т. 3. С. 29–35.

[5] Garrouch, A. A., Sharma, M. M. Techniques for measurements of electrical properties of cores in the frequency range 10 Hz to 10 MHz // Soc. Core Analysts Ann. Conf. 1992. paper 9211.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРЕДЕЛАХ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ)

Башкеев А.С.[1], Шульга В.В.[1], Давыденко Ю.А.[1,2], Просекин С.Н.[1], Шаргородский А.В.[1]

[1] Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, ayur1993@yandex.ru
[1,2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Приольхонье относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы и сложено глубоко метаморфизованными, в разной степени мигматизированными [1, 2] породами ольхонского кристаллического комплекса. Геохронологическая позиция ольхонского комплекса до сих пор определяется неоднозначно – существуют представления об архейском, раннепротерозойском и палеозойском времени его формирования. Отмечается проявление процессов мигматизации.

Такими исследователями как Федоровский В.С., Скляров Е.В. [3] выделяется коллизионный шов протяжённостью 100 км. Поисковые линии проходили в зоне Нутгей [3] сложенной амфиболитами, мраморами и метагипербазитами (дунитами, серпентинитами).

При выполнении работ преследовались следующие цели:

- картирование коллизионного шва геофизическими исследованиями по линии АВ;
- апробация современного комплекса геофизических методов с целью определения возможности поисков и разведки месторождений рудных полезных ископаемых.

Был выбран опорный профиль длиной около 1000 м, на котором проводился следующий комплекс геофизических методов:

- 4 параллельных профиля с шагом около 10 м, выполненных магниторазведкой;
- 108 точек с шагом 10 м, выполненных методом электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП);
- 10 точек широкополосных измерений магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с шагом 100 м, на каждой из которых, с целью определения геоэлектрических характеристик верхней части разреза, проведены измерения методом переходных процессов (МПП).

В методе ЭМЗВП впервые была опробована многоразносная установка профилирования диполь-диполь, когда генераторная линии АВ перемещалась по профилю после 3-х – 6-ти позиций четырёхканальной приёмной косы. Длина генераторной линии – 500 м, приемные электроды располагались с шагом 10 м, начиная на удалении в 20 м от электрода В (рис. 1) Измерения проводились аппаратно-программным электроразведочным комплексом «Марс», разрез возбуждался разнополярными импульсами с силой тока 0.2 А, длительностью 125 мс генератором ЭРГ-120. Приемным модулем «Марс-4» регистрировались переходные процессы на частоте дискретизации 100 кГц и с динамическим диапазоном в 18 разрядов. Для синхронизации приемного и силового модулей использовалась GPS – синхронизация.

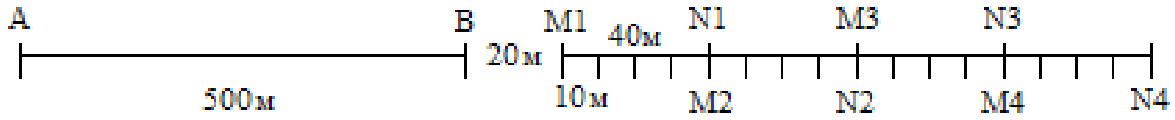


Рис. 1 Схема измерительной установки диполь-диполь для метода ЭМЗВП.

Применив метод ЭМЗВП с указанной выше установкой, удалось подчеркнуть вертикально-слоистую структуру геоэлектрического разреза. По знакопеременным значениям аномального магнитного поля картируется массив ультраосновных пород – дунитов (Рис. 1), вынесенных на геологическую карту [3]. В целом, по совокупности геолого-геофизических данных строение можно утверждать о высокой степени неоднородности строения данной области, и их корректная интерпретация возможна только в рамках трехмерных моделей.

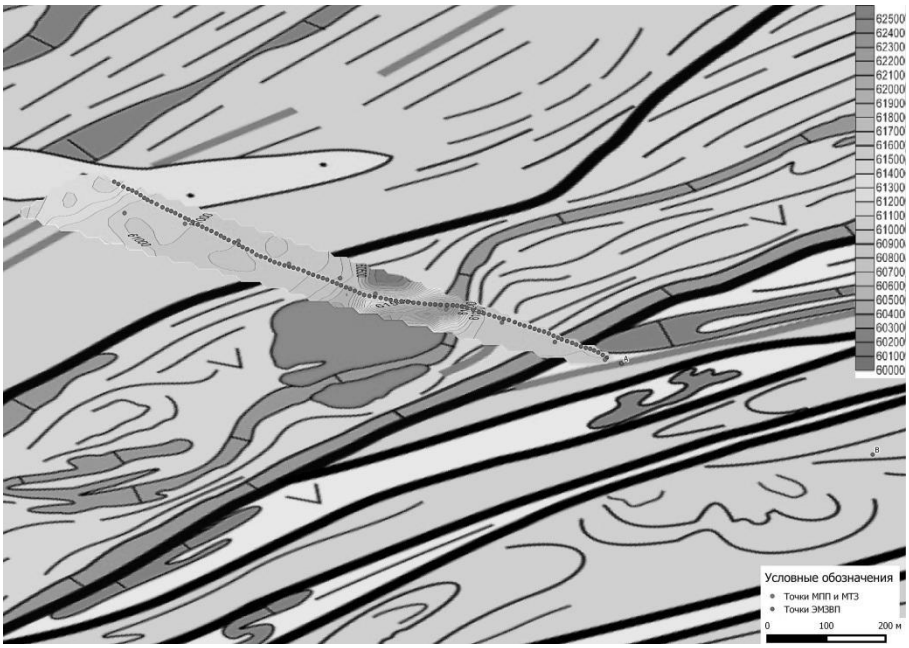


Рис. 2 Геологическая карта с наложением магнитного поля и обозначением точек МПП и ЭМЗВП (по В.С. Федоровскому, 2009 г.)

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №144504156.

[1] Шульга В.В., Кочнев А.П. Степень мигматизации пород ольхонской серии и ее отражение в физических полях (Приольхонье, Чернорудский полигон) // Строение литосферы и геодинамика: материалы XXI Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СР РАН. 2005. С.73-75.

[2] Шульга В.В. Шидинская зона мигматизации (Приольхонье, Западное Прибайкалье) // Вестник Иркутского государственного технического университета. Иркутск. 2006. Т. 26. № 2-2. С. 19-20.

[3] Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П, Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Агатова А.Р, Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Москва: Группа компаний А1 TIS. 2012.

[4] Шаргородский А.В., Давыденко Ю.А., Башкеев А.С. Результаты применения комплекса геофизических методов в пределах коллизионного шва // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: ИЗК СР РАН. 2014.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ НА УЧАСТКЕ УЛАХАН ТАРЫН С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Белов В.А.[1], Шаргородский А.В.[1], Лаврентьева Н.А.[1], Давыденко Ю.А.[1,2]

[1] Иркутск, Иркутский государственный технический университет,
belov-1992@yandex.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В период с 8 по 15 июня 2014 года были проведены полевые работы в рамках договора с ОАО «Алмазы Анабара» с целью поиска подземных вод на территории Якутии. Участок работ расположен в 10 км южнее по реке от города Якутска. В ходе работ было снято 302 физических точек ЭМЗВП. Так же имеются первичные данные съемки метода переходных процессов, работы методом МПП были проведены в 2013 г. Пробурены несколько скважин. Первичная интерпретация данных МПП и ЭМЗВП проведена в программном комплексе Марс1D. Сопоставлены результаты интерпретации МПП и ЭМЗВП с реальным геологическим разрезом.

Ранее на участке работ ЭМЗВП была проведена электроразведочная съемка методом переходных процессов (МПП), пробурены несколько скважин глубинной до 100 м.

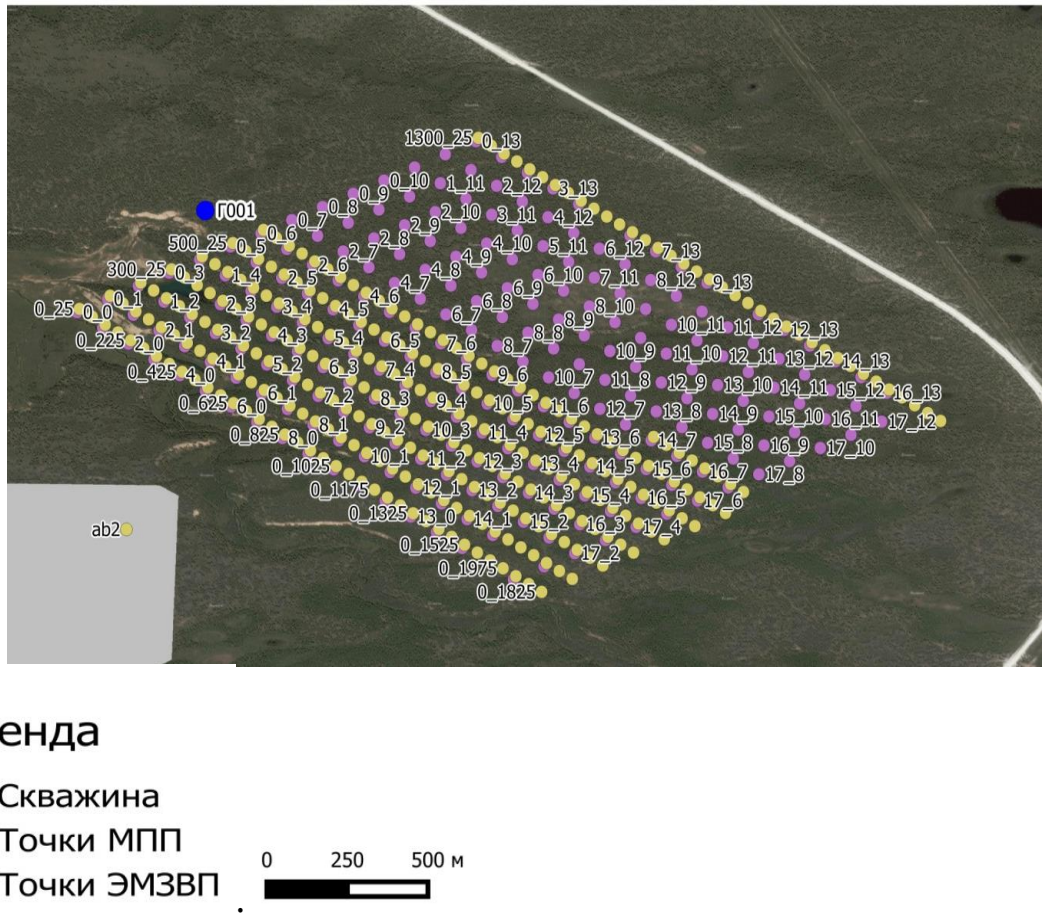


Рис. 1 Взаимное расположение скважины, точек измерений ЭМЗВП и МПП.

По мерзлотно-гидрогеологическому разрезу участка «Тарын» была сформирована опорная геоэлектрическая модель, которая использовалась стартовой при подборе обоих методах В этой модели частотная дисперсия электропроводности описывалась с помощью формулы Cole-Cole [2]. С целью уменьшения эквивалентности определяемых параметров, максимально использовалась априорная информация. Так для многолетнемерзлых пород показатель степени ограничивался диапазоном 0.8-0.9, поляризуемость – 30-50% и время релаксации – $5 \cdot 10^{-5}$ [3,4]. В инверсии использовался программный комплекс «MARS1D».

Сопоставление разрезов (Рис. 2), построенных в результате интерпретации данных МПП и ЭМЗВП показало, что на тех профилях, где качество подбора кривых МПП высокое, наблюдается сходимость с результатами интерпретации ЭМЗВП. Моделирование кривых МПП и ЭМЗВП проводилось независимо друг от друга, была согласована только стартовая начальная модель, при формировании которой использовались данные по обоим методам.

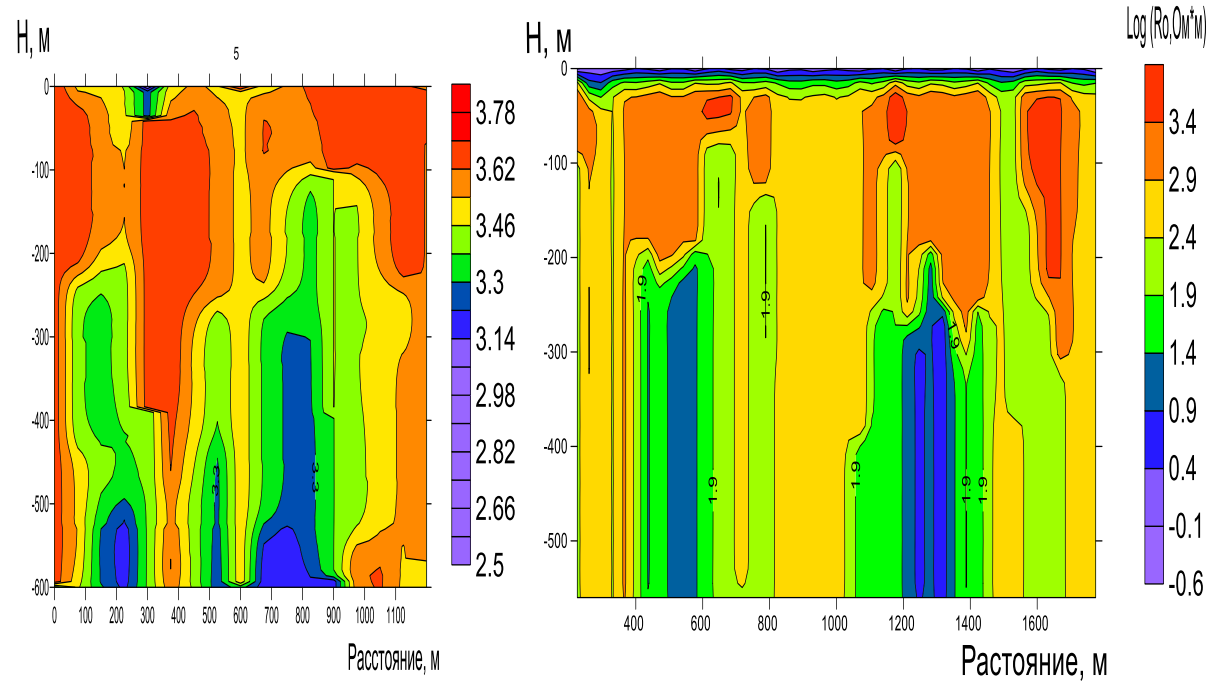


Рис.2. Сопоставление построений данных МПП (а) и ЭМЗВП (б) по профилю №500.

Также на участке Улахан Тарын проводилась магнитометрическая сьемка, ее результат будет представлен в виде сравнения с данными ЭМЗВП.

[1] Стогний В.В. Импульсная индуктивная электроразведка при изучении поляризующейся среды криолитозоны Якутской кимберлитовой провинции // Криосфера Земли. 2008, Т. 12, № 4. С. 46–56.

[2] Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorbtion in dielecrtrics // J. Chem. Phys. – 1941. –v.6. – P. 341-353.

[3] Kozhevnikov N.O., AntonovE.Yu. Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: Numerical simulation experiment with homogeneous half-space // Journal of Applied Geophysics. 2008. V 66. P 31–43.

[4] Kozhevnikov N.O., AntonovE.Yu. Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies // Geophysical Prospecting. 2006. V 54. P. 383–397.

АЛГОРИТМ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА В НАКЛОННЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СКВАЖИНАХ

Горбатенко А.А., Сухорукова К.В.

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, gorbatenkoaa@ipgg.sbras.ru

Наклонно-направленное и горизонтальное бурение на сегодняшний день успешно применяются по всему миру на большинстве нефтегазовых месторождений и позволяют существенно повысить эффективность разработки залежей углеводородов при относительно небольшом, по сравнению с применением только вертикальных скважин, увеличении затрат [1]. Зачастую такие скважины вскрывают сложные по строению разрезы. Учитывая то, что большинство методов каротажа разрабатывались до начала эпохи повсеместного строительства горизонтальных скважин, для интерпретации данных геофизических исследований наклонных и горизонтальных стволов требуется применение специальных методик. Пожалуй, наибольшие трудности возникают при интерпретации данных индукционного и электромагнитного каротажа [2]. Кроме того, при бурении горизонтальных стволов и боковых врезок зачастую применяются буровые растворы с низким удельным электрическим сопротивлением (УЭС), что также может существенно осложнить интерпретацию полученных диаграмм высокочастотных методов каротажа [3].

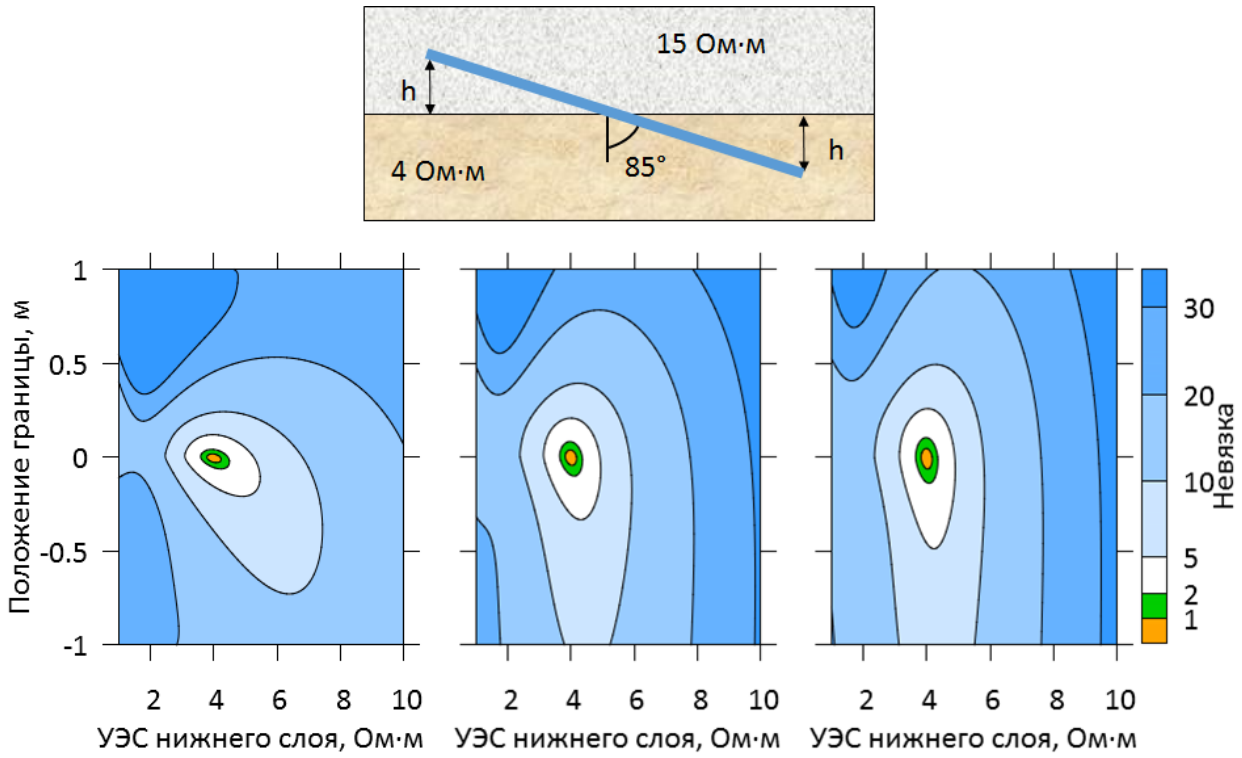


Рис. 1. Базовая модель двухслойной среды и невязка (внизу) между сигналом в базовой модели и подбираемым сигналом при определении границы пластов и УЭС нижнего полупространства. Длина профиля, слева направо, м: [–1, 1], [–3, 3], [–5, 5].

С другой стороны, при применении необходимых методик и алгоритмов обработки и интерпретации данных индукционного и электромагнитного каротажа в горизонтальных скважинах, можно оценивать такие параметры, как расстояние до кровли или подошвы пласта, которая не пересечена скважиной, углы падения пластов, а также судить об анизотропии и диэлектрической проницаемости пород [4].

Прежде всего, методика интерпретации сигналов каротажа в наклонных и горизонтальных скважинах должна включать алгоритмы подготовки данных, подаваемых на вход программы инверсии. Такие алгоритмы должны устранять влияние неровности стенки скважины и эксцентриситета прибора, разбивать диаграммы на отдельные интервалы, подаваемые на вход программы инверсии и создавать для этих интервалов стартовую модель. При этом окна инверсии и стартовая модель должны быть выбраны таким образом, чтобы минимизировать время, затрачиваемое на инверсию данных, не уменьшив при этом точность получаемых результатов.

В качестве пояснения рассмотрим ситуацию, когда в двухслойной горизонтально-слоистой среде (ρ_1=15 Ом·м и ρ_2=4 Ом·м) по сигналу длинного зонда требуется определить УЭС нижнего пласта ρ^2 и положение пересекаемой границы Z. На рис. 1 приведена модель, интервал скважины и изолинии значений невязки, рассчитанной в виде относительного среднеквадратического расхождения сигналов, подбираемых и рассчитанных на текущем шаге для разной длины интервала. Рассчитывается невязка сигнала (разности фаз) в базовой модели и сигнала в моделях со значениями параметров (УЭС нижнего пласта и положение границы), изменяемыми в указанных на рисунке диапазонах. Длина профиля выбиралась таким образом, чтобы расстояние до границы от начальной и конечной точек профиля составляло [–1, 1], [–3, 3], [–5, 5] м.

Во всех случаях невязки описываются гладкими функциями и их минимумы находятся в точке, соответствующей истинным параметрам среды. Однако стоит отметить, что с увеличением длины участвующего в инверсии профиля изменяется диапазон эквивалентных значений подбираемых параметров. Например, для изолинии невязки со значением 2 диапазон положения границы увеличивается (со значений от –0.06 до 0.04 м для короткого профиля до значений от –0.13 м до 0.1 м для длинного), а диапазон ρ_2 немного уменьшается (от 3,6 до 4,6 для короткого профиля, от 3,6 до 4,3 Ом·м для длинного). Важно отметить, что от длины профиля также зависит и число точек измерений, что напрямую влияет на время, затрачиваемое на инверсию данных.

Окно, подаваемое на вход алгоритма инверсии, должно иметь оптимальный размер. Чрезмерное сужение окна может привести к уменьшению точности результатов инверсии. Выбор слишком широкого окна приведет к увеличению времени, затрачиваемого на расчет, кроме того может увеличиться диапазон эквивалентных значений параметров тонких пластов и положений границ. Таким образом, подготовка данных может существенно сократить время, затрачиваемое на поиск параметров модели исследуемой среды.

Работа проводится при финансовой поддержке государства в лице Минобрнауки России (Универсальный идентификатор: RFMEFI60414X0045).

[1] Гилязов, Р.М. Бурение нефтяных скважин с боковыми стволами. М.: ООО «Недра-Бизнес», 2002. 255 с.

[2] Ахмадеев А.А., Леготин Л.Г., Султанов А.М. Особенности интерпретации результатов исследования горизонтальных скважин и боковых стволов автономной аппаратурой на трубах // НТВ «Каротажник». 2014 №327. С. 69-84.

[3] Горбатенко А.А., Вологдин Ф.В., Сухорукова К.В. Сигналы ВЭМКЗ в скважинах с высокопроводящим раствором: влияние неровностей стенки скважины и эксцентриситета зонда // НТВ «Каротажник». 2013. № 224 С. 54-64.

[4] Эпов М.И., Сухорукова К.В., Никитенко М.Н. Оценка параметров тонкослоистых коллекторов по данным ВИКИЗ в горизонтальных скважинах // Геология и геофизика. 1998. №11. С. 134-140.

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ ПОВЕРХНОСТНОГО ВИБРАЦИОННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА НА ПЬЕЗОЭЛЕМЕНТАХ

Дергач П.А.

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, DergachPA@ipgg.sbras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Малоглубинная сейсморазведка является одним из основных геофизических методов, входящих в состав комплекса работ при инженерно-геологических изысканиях. С ее помощью получают детальные сведения о строении верхней части геологического разреза (ВЧР), выделяют тектонические нарушения, определяют физико-механические свойства грунтов и прочее [1]. Кроме того, к числу задач, решаемых методами малоглубинной сейсморазведкой, относится изучение структуры и состояния вечной мерзлоты [2].

Информативность малоглубинных сейсмических работ улучшается с повышением разрешающей способности метода [3]. Для этого представляется перспективным использовать вибросейсмические источники [4]. По сравнению с импульсными, они позволяют лучше контролировать форму сигнала при его накоплении и формировать более высокочастотный зондирующий сигнал. Повышение частоты в зондирующем сигнале ведет в последующем к повышению разрешающей способности получаемых разрезов.

В ИНГГ СО РАН создан экспериментальный образец наземного вибрационного сейсмического источника на пьезоэлементах. Он имеет ряд преимуществ перед импульсными и взрывными аналогами, и позволяет формировать высокочастотный зондирующий сигнал. Источник малогабаритен, и с его помощью можно без особых затрат выполнять повторные наблюдения в фиксированных точках среды. Кроме того, в конструкции отсутствуют механически подвижные части, что уменьшает затраты на эксплуатацию прибора и повышает его надежность в полевых условиях.

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В опытном порядке были проведены работы с наземным вибрационным сейсмического источником на пьезоэлементах. Колебания возбуждались вдоль линейного профиля с расстоянием между сейсмоприемниками 5 метров. Первые вступления удалось проследить на расстоянии более 250 метров. На рис. 1а изображены фрагменты коррелограммы и сейсмограммы от виброисточника и кувалды до удалений источник-приемник 150 метров.

Сравнивая амплитудные спектры волн в первых вступлениях по мере удаления от источника (рис. 1б), необходимо отметить хорошую прослеживаемость высокочастотной составляющей сигнала даже на больших удалениях. На спектрах видно, что у кувалды колебания в первых вступлениях характеризуются пониженной (ниже 100 Гц) частотой, в то время как у пьезокерамического источника повышенной (выше 100 Гц).

В результате сравнения осредненных по каналам амплитудных спектров для 5 накоплений ударов кувалды по металлической подложке и 5 свип-сигналов длительностью 16 секунд, было замечено, что у осредненных спектров (для всей расстановки) средние частоты сигналов от кувалды и вибрационного источника составляют 60 и 180 Гц соответственно.

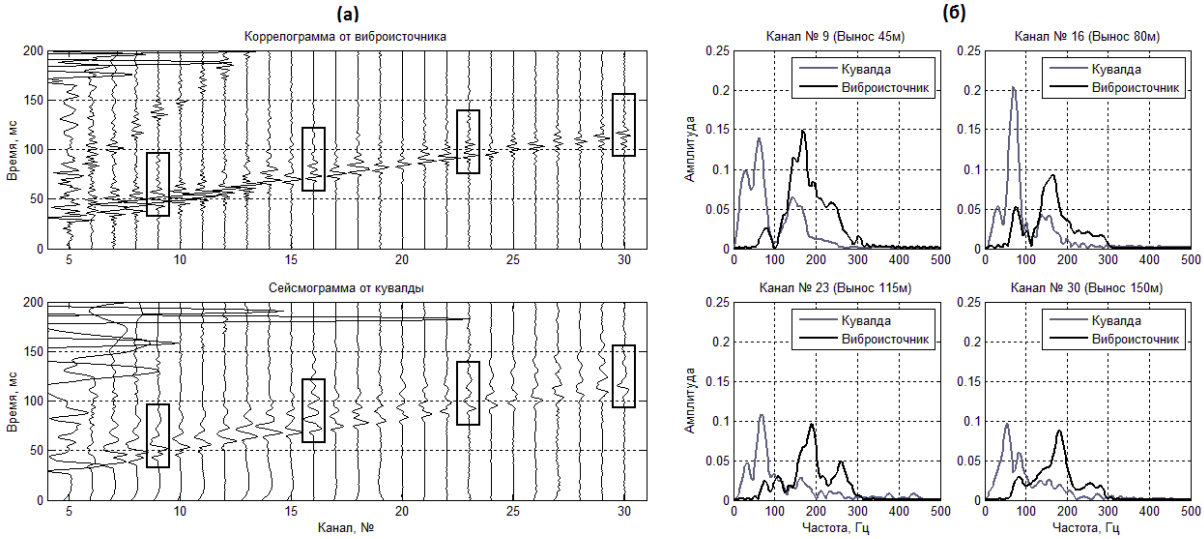


Рис. 7 – (а) Данные от виброисточника и кувалды, прямоугольниками обозначены окна, в которых рассчитывались амплитудные спектры, изображенные на (б), расстояние между соседними каналами 5 метров

Важно отметить, что амплитуды поверхностных волн от виброисточника на порядок ниже, чем от кувалды, что может быть очень полезным при выделении отраженных волн, использование которых особо актуально в задачах изучения особенностей строения толщи мерзлых пород, когда использование преломленных волн затруднено или вообще невозможно.

ВЫВОДЫ

На экспериментальных данных, полученных от виброисточника, удалось опытным путем показать возможность прослеживания первых вступления на достаточно больших удалениях от виброисточника (около 300 метров), а центральная частота регистрируемых колебаний от виброисточника примерно в 3 раза выше, чем от кувалды.

Полученные результаты свидетельствуют о более высокой разрешающей способности предлагаемого метода возбуждения колебаний по сравнению с традиционно применяемой кувалдой и другими источниками, а также о потенциальных возможностях использования поверхностного вибрационного сейсмического источника на пьезоэлементах при детальном изучении верхней части разреза в различных геологических условиях.

[1] Горяинов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143с.

[2] Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В. и др. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью геофизических методов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 169-177.

[3] Романов В.В. Возможности повышения разрешенности сейсмограмм метода преломленных волн (МПВ) // Технологии сейсморазведки. №4. 2013. С. 67-73.

[4] Z. Wei. A high frequency vibroseis tool // First break volume 32. January 2014. P. 73-78.

1D-МОДЕЛЬ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Добрынина А.А.[1], *Саньков В.А.*[1, 2], *Чечельницкий В.В.*[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН,
dobrynina@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет
[3] Иркутск, Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН

К настоящему времени получено достаточное количество данных о том, что под Байкальской рифтовой системой (БРС) не существует единой мантийной аномалии, что не позволяет считать более продуктивной гипотезу пассивного рифтинга при объяснении формирования этой структуры. Это позволяет предполагать, что растяжение инициирует постепенные изменения свойств по всему разрезу литосферы, выражающиеся в появлении локальных аномалий, выраженных, в частности, в глубинных вариациях затухания сейсмических волн.

В настоящей работе исследуются особенности затухания кода-волн в литосфере северо-восточного фланга БРС. По кода-волнам сильных и умеренных локальных землетрясений (эпицентральные расстояния до 50 км, рис. 1а) методами огибающей сейсмической коды и скользящего окна построены глубинные разрезы сейсмической добротности Q_C для одиннадцати локальных областей рассматриваемого региона (рис. 1б, в). Для анализа глубинных вариаций затухания использовались значения добротности на частоте 1 Гц, т.к. на этих частотах наиболее хорошо проявляется неоднородность поля затухания [1].

На глубинных разрезах Q_C наблюдаются достаточно сильные вариации добротности (от 50 до 170), при этом отмечается неравномерное изменение величины Q_C с глубиной – наблюдается чередование слоев с повышенным и пониженным затуханием (рис. 1б, в). Это явление может быть объяснено влиянием скоростных границ в литосфере. В частности, практически на всех одиннадцати профилях выделяется переходная зона на глубине примерно 100 км. В то же время анализ скоростных аномалий продольных волн, полученных по результатам телесейсмической 2D-томографии вдоль БРС [2], показывает, что под многими структурами рифтовой системы на глубине 100 км также прослеживается скоростная граница. Сопоставление полученных разрезов Q_C с одномерными профилями скоростей S-волн [3] показывает, что изменения значений добротности приурочены к скоростным границам среды, причем для областей с повышенными скоростями сейсмических волн также характерны повышенные значения Q_C и наоборот (рис. 1г).

Полученная многослойная модель сейсмической добротности литосферы северо-восточного фланга БРС с чередованием слоев с повышенным и пониженным затуханием совместно с аналогичными результатами ранее для юго-западного фланга [1], и отсутствие единой крупной аномалии в поле затухания сейсмических волн могут являться свидетельствами пассивного механизма формирования рифтовой системы.

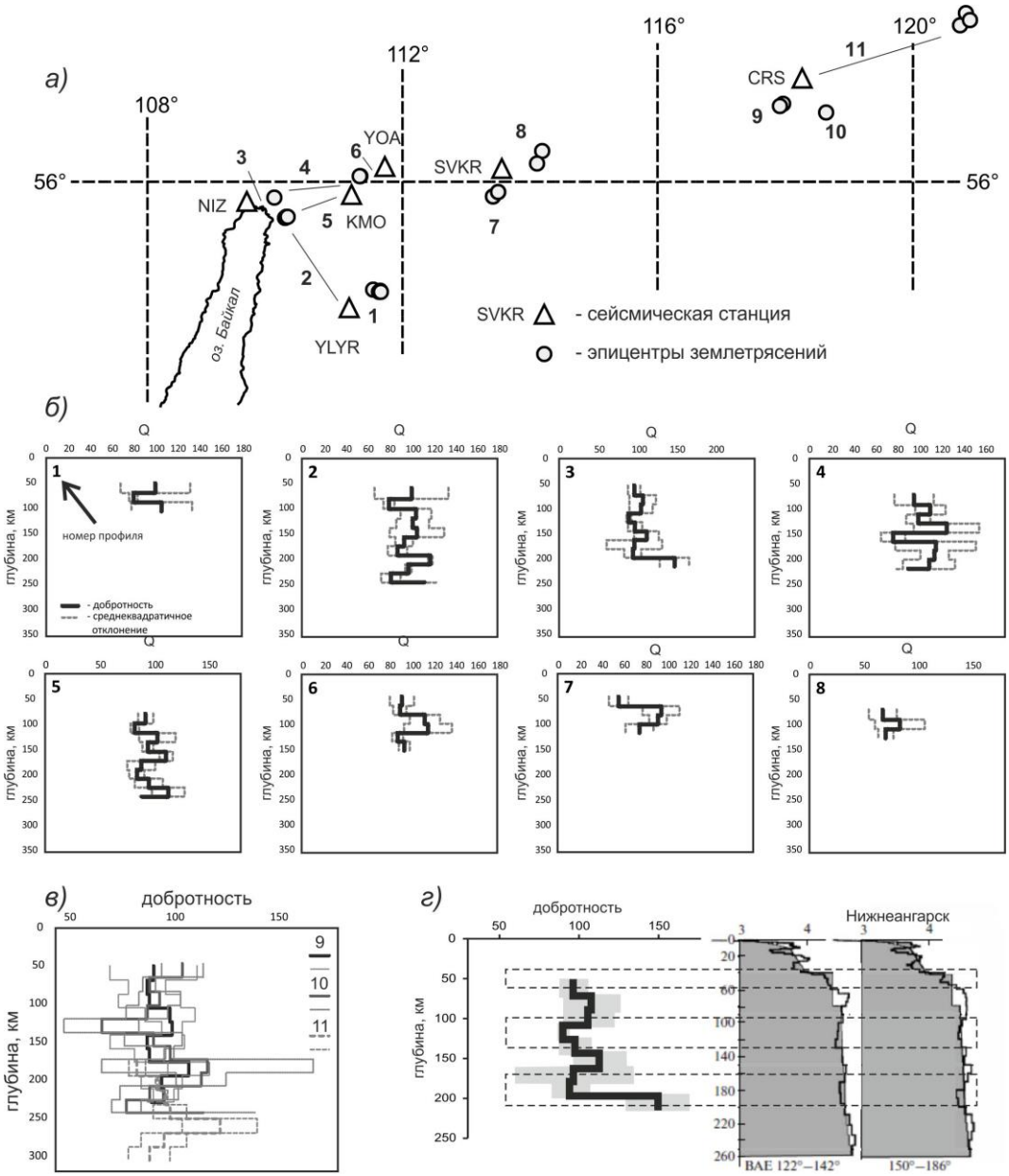


Рис. 1. А) взаимное расположение эпицентров выбранных землетрясений и сейсмических станций, цифрами показаны профили, для которых строились разрезы сейсмической добротности; б) разрезы сейсмической добротности для профилей 1-8; в) разрезы сейсмической добротности для профилей 9-10 (Чарская впадина и ее окружение); г) сопоставление глубинного разреза сейсмической добротности по профилю 3 и скоростной структуры района по данным [3].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-01097, 14-45-04157) и гранта Президента РФ (проект № МК 1171.2014.5).

[1] Копничев Ю.Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. 1992. Т. 325. № 5 . С. 944-948.

[2] Мордвинова В.В. Строение земной коры и верхней мантии Центральной Азии по данным телесейсмических объемных волн. Автореферат дисс. на соискание степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск, Институт земной коры СО РАН. 2009.

[3] Ананьин Л.В., Мордвинова В.В., Гоць М.Ф., Канао М., Суворов В.Д., Татьков Г.И., Тубанов Ц.А. Скоростное строение коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по долговременным наблюдениям широкополосных сейсмостанций // Доклады Российской академии наук. 2009. Т. 428. № 2. С. 211-214.

О НЕКОТОРЫХ АСПЕКТАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРИОДИЧНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Долгая А.А.

Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
adolgaya@kscnet.ru
Петропавловск-Камчатский, Камчатский государственный технический университет

Геодинамическая активность планеты определяется, в основном, сейсмическим, вулканическим и тектоническим процессами, рассматриваемыми в их взаимодействии между собой. При этом характерные минимальные периоды сейсмичности и вулканизма лежат в области малых «геофизических» значений до сотен и тысяч лет, в отличие от более медленных тектонических процессов, характерные максимальные периоды которых составляют большие «геологические» значения, миллионы и миллиарды лет.

Исследование временных закономерностей геодинамического процесса проводилось авторами на основании электронного каталога [1], содержащего в едином формате данные о более чем 12000 сейсмических событиях планеты, происшедших за последние 4.1 тыс. лет, и данные об активности 617 вулканов планеты, извергавшихся 6959 раз за последние 12 тыс. лет.

Методы исследования

Исследование временных закономерностей сейсмической и вулканической активности проводилось авторами с помощью ряда методов.

Для анализа временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов авторы применяли методы спектрального и спектрально-корреляционного анализа, а также специально разработанный метод, основанный на построении «квазифазовых» плоскостей [2]. С помощью специально разработанной авторами информационно-вычислительной системы [3] анализировались каталоги сейсмических и вулканических событий как планеты в целом, так и наиболее геодинамически активных регионов планеты – окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. В ходе вычислительных экспериментов исследуемые исходные совокупности данных проверялись на устойчивость выявляемых для них периодов путем изменения граничных условий формирования выборок (временных и энергетических диапазонов).

Для изучения временных (квазипериодических) закономерностей сейсмической активности авторами разработан новый подход, который расширяет известный метод «точечного» анализа распределения чисел землетрясений по временным интервалам между ними. Методика позволяет адаптировать метод построения фазовых плоскостей в механике к исследованию закономерностей геодинамического процесса (прежде всего, сейсмической и вулканической его составляющих). Наличие замкнутых вложенных друг в друга изолиний разных значений доверительной вероятности на таких плоскостях в соответствии с известными представлениями статистической физики определяют исследуемый региональный геодинамический процесс как периодический и/или квазипериодический. Для проведения вычислительных экспериментов по разработанной авторами методике была разработана специализированная информационно-вычислительная система [4].

Результаты и обсуждение

Методом спектрального анализа (Фурье-анализа) были выявлены периоды в диапазоне от 3 до 500 лет для сейсмического процесса и от 60 до 800 лет для

вулканического. Периоды, полученные в результате применения метода спектрально-корреляционного анализа временных рядов, лежат в пределах от 6 до 2000 лет для землетрясений и от 100 до 4500 лет для извержений вулканов.

В результате анализа данных о периодах сейсмического и вулканического процесса для всех изучаемых совокупностей данных выявлены следующие периоды: $T_1 \approx 250 \pm 25$, $T_2 \approx 450 \pm 50$, $T_3 \approx 1000 \pm 100$ и $T_4 \approx 2000 \pm 200$, что представляется неслучайным и может являться подтверждением того, что сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса.

С помощью описанной выше разработанной авторами методики исследовались временные закономерности сейсмического процесса, протекающего в пределах северо-западной окраины Тихого океана. Исследуемая совокупность данных содержит сведения о 2950 землетрясениях с магнитудами $6{,}0 \le M \le 9{,}1$. Результаты расчетов с использованием в качестве теоретического закона распределения Пуассона показали, что вся область исследования $M - \Delta T$ содержит замкнутые области, ограниченные изолиниями одинаковых значений уровня статистической значимости.

Выполненные расчеты показали, что на плоскостях $M - \Delta T$ выявляются системы замкнутых изолиний, определяющих для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана циклические движения с периодом $T_Ф \approx 250 \pm 50$ лет

Таким образом, приведенные данные доказывают, что периодичность является достаточно характерным свойством сейсмической и вулканической активности как Земли в целом, так и отдельных ее регионов.

Близость выявляемых периодов для обоих процессов свидетельствует об их «волновой» взаимосвязи и подтверждает вывод о том, что сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса [2].

Равенство «фазового» $T_Ф$ и «спектрального» T_1 периодов $T_Ф \approx T_1 \approx 250$ лет, выявленных разными методами на статистически представительном материале, является физически (с помощью представлений о фазовой плоскости $M - \Delta T$) обоснованным, по сути, «основным» периодом геодинамического процесса. Четные гармоники $2T_0 \approx T_2$, $4T_0 \approx T_3$ и $8T_0 \approx T_4$ такого процесса, по мнению авторов, могут являться следствием замкнутости активных поясов планеты друг на друга, что с необходимостью вынуждает изучать закономерности геодинамического процесса в планетарном масштабе.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-А-08-164.

[1] Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Долгая А.А., Ващенко Н.А. Каталог сейсмических и вулканических событий // База данных № гос. рег. 2014620569 от 17.04.2014.

[2] Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В. О периодичности геодинамического процесса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС. 2014. С. 124–128.

[3] Долгая А.А, Анкваб А.А. Информационно-вычислительная система «Периодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013661747 от 16.12.2013.

[4] Долгая А.А, Николаев А.Н. Информационно-вычислительная система «Квазипериодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013661748 от 16.12.2013.

ИЗМЕРЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ВОДО-НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ОБРАЗЦОВ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Ельцов Т.И.[1], Доровский В.Н.[2], Голиков Н.А.[1]

[1] Новосибирск, Институт Нефтегазовой Геологии и Геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, yeltsovti@ipgg.sbras.ru

[2] Новосибирск, Новосибирский технологический центр Бейкер Хьюз Б.В.

Для интерпретации скважинных измерений комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) в диапазоне частот от 20 МГц до 1 ГГц в настоящее время используют различные формулы смеси, позволяющие описать КДП системы: вода, нефть, минеральный скелет через КДП компонентов. Такой подход требует априорного знания состава изучаемой среды и значения КДП составляющих систему.

В среднечастотном диапазоне (10 кГц – 50 МГц) релаксационные свойства флюидонасыщенной пористой среды практически не зависят от электрофизических свойств минерального скелета, а определяются только пористостью и концентрацией солей, определяющих свойства электролита в двойном электрическом слое [1]. В диапазоне частот от 10 кГц до 50 МГц, можно определить такие важнейшие характеристики, как пористость и водонефтяное соотношение, при этом не требуется априорного знания электрофизических параметров компонентов системы [2]. Для подтверждения теоретических выводов работы [2] были выполнены измерения КДП в диапазоне частот от 20 Гц до 5 МГц образцов осадочной горной породы, насыщенных дистиллированной водой, а также водой и трансформаторным маслом. Были отобраны образцы керна из интервалов коллекторов Сибирской платформы с различной литологией и пористостью. Они помещались в конденсаторную ячейку и проводились измерения комплексного импеданса (модуля и фазы) с помощью прибора LCR-meter GW Instek и векторного анализатора ZVRE Rohde&Schwarz. Результаты измерений были обработаны с последующим получением параметров поляризации Коул-Коул и Гаврильяка-Негами.

По параметрам поляризации была вычислена пористость образцов, проведено сравнение пористости, измеренной лабораторно, и пористости, полученной методикой, описанной в [2], а также вычислено водонефтяное соотношение. В результате проведенных исследований, получено хорошее качественное и количественное подтверждение основ теории, описанной в [2].

[1] Духин С.С., Шилов В.Н. Диэлектрические явления и двойной слой в дисперсных системах и полиэлектролитах. Киев: Наукова думка. 1972. 206 с.

[2] Ельцов Т.И., Доровский В.Н., Гапеев Д.Н. Диэлектрический спектр килогерцового диапазона формации, насыщенной водонефтяной смесью, и определение объемных долей присутствующих компонент // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1270-1281.

ВЫЯВЛЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОГТ

Жикин А.А.

Пермь, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, alexzhikin@gmail.com

В пределах современных градо-промышленных агломераций нередко отмечается резкая интенсификация негативных инженерно-геологических процессов, связанная с интенсивной техногенной нагрузки на недра. Ситуация усугубляется наличием карстующихся пород, оползневых склонов, погребенных палеодолин. Различные варианты совместного или раздельного влияния вышеуказанных процессов на недра зачастую приводят к катастрофическим последствиям. Инженерно-геологическое описание реализации подобных негативных явлений основано на определении пространственных закономерностей в распределении структурно-физических параметров изучаемого разреза пород [1].

Для локализации и выявления причин образования негативных природно-техногенных объектов наиболее оптимально применение комплекса инженерно-геофизических и геологических методов исследований. Инженерно-геофизические методы включают малоглубинную сейсморазведку по методике многократных перекрытий отраженных волн (МОГТ), электроразведочные исследования водно-физических параметров грунтов, многоканальная акустика и георадар [1].

При решении задач локализации различных деструктивных процессов с успехом применяются сейсморазведочные исследования, где основным критерием обнаружения изучаемых объектов является контрастность изменения упругих свойств, которая определяет возможность их прямого выявления по комплексу количественным и качественных параметров сейсмического волнового поля [3].

Подобного рода задачи решаются специалистами Горного института на территории Верхнекамского месторождения калийных солей, где в результате затопления выработанного пространства при нарушении целостности перекрывающих отложений произошла дезинтеграция вмещающих пластов, не только на участке прорыва вод, но и на всем пространстве шахтного поля [2].

Ряд практических результатов по выявлению и изучению аномалиеобразующих объектов, обусловленных особенностями характера поля техногенных напряжений, позволили сформировать закономерности изменения структурных и физических параметров волнового поля. К ним относятся отрицательные изменения количественных оценок: скоростей (эффективных и интервальных), амплитуд и частот. Кроме того, к дополнительным признакам можно отнести наличие отрицательных структурных градиентов относительно высокоскоростных подстилающих отложений, коррелируемых с низкоскоростными участками в перекрывающих [3].

На рисунке 1 приведен пример основных результатов обработки сейсморазведочных данных по одному из профилей, пройденному на территории затопленного рудника в пределах засыпанного карстово-суффозионного провала. На временном разрезе отмечается ряд наиболее динамически выраженных осей синфазности, которые соответствуют сейсмическим отражающим горизонтам, приуроченным к конкретным литологическим границам. По нарушениям структуры волновой картины, изменению частотной и скоростной характеристик на профиле выделен аномальный участок, пространственно приуроченный к зоне провала. Прогнозная количественная оценка ухудшения прочностных свойств осуществлялась

по распределению интервальных скоростей в исследуемом интервале геологического разреза.

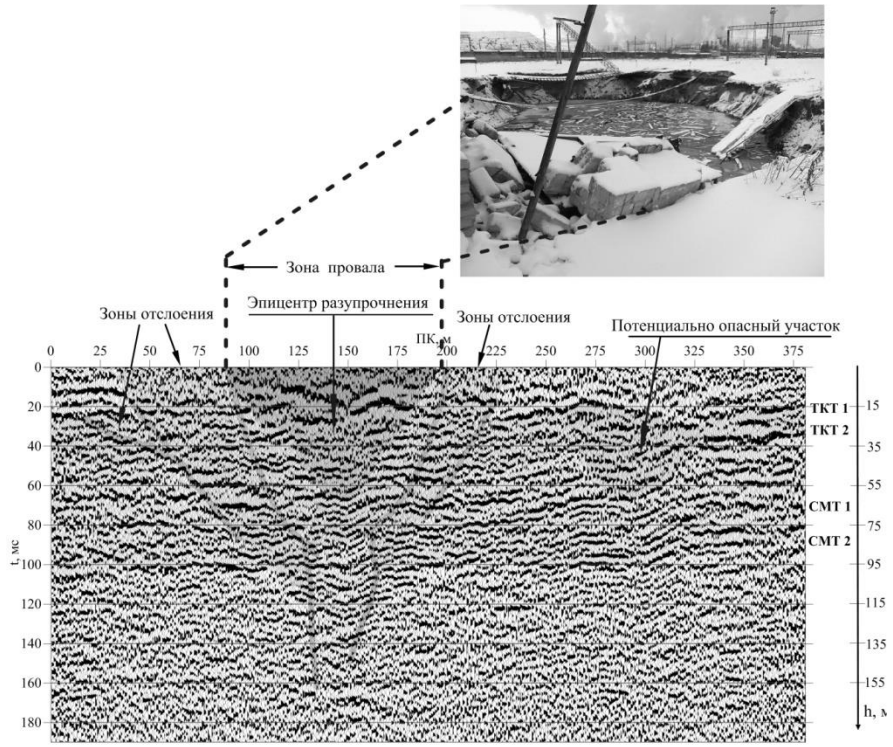


Рис.1. Сейсмический разрез в районе карстово-суффозионного провала после его засыпки

Точность стратиграфической привязки выделенных отражающих горизонтов и собственно локальной неоднородности на временном разрезе определяется разрешающей способностью метода. В данном случае для частот от 125 до 275 Гц и эффективных скоростей от 1100 до 2000 м/с за граничные значение приняты следующие размеры: по вертикали 7 – 9 м, по горизонтали 3,5 – 9,5 м.

Вышеизложенные интерпретационные подходы реализованы при изучении различных аварийных ситуаций на территории Перми и Пермского края. Достоверность получаемых результатов заверяется бурением.

[1] Sanfirov I.A., Yaroslavtsev A.G., Stepanov Y.I. Near surface geophysical “defects” prospecting technology for city territory // Environmental Geosciences and Engineering Survey for Territory Protection and Population Safety (EngeoPro-2011) // International conference under the aegis of IAEG // Abstracts to Proceedings – Moscow, 2011. CD

[2] Санфиров И.А., Ярославцев А.Г., Никифорова А.И., Байбакова Т.В., Калашникова М.М., Шумахер А.И. Сейсморазведочное обоснование инженерно-геологических исследований на территориях техногенных катастроф // Материалы восьмой научно-практической конференции и выставки «Инженерная геофизика 2012». Электронное издание. EAGE, г. Геленджик, 2012. http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=58086

[3] Санфиров И.А., Прийма Г.Ю. «Сейсмоизображение» гидрогеологической аномалии // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Сборник научных трудов. Вып. 9. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. 286 с.

ПРОТОТИП ПАКЕТА МНКВ ДИФРАКЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ АДАПТИРОВАННЫЙ ДЛЯ GPU-КЛАСТЕРА

Зятьков Н.Ю.[1], Ракшаева Е.Ж.[1], Айзенберг А.А.[2], Айзенберг А.М.[3]

[1] Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
nikolay.zyatkov@gmail.com, rcatherine89@gmail.com
[2] Trondheim, Norwegian University of Science and Technology, alena.ayzenberg@ntnu.no
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука,
AizenbergAM@ipgg.sbras.ru

В докладе представлен прототип пакета программ для дифракционного моделирования сейсмических волновых полей, который основан на теории, разрабатываемой группой распространения и дифракции волн ИНГГ СО РАН. Данная теория использует сконструированные физически-реализуемый поверхностный интегральный оператор распространения внутри неоднородных геологических слоёв и оператор прохождения (отражения и преломления) на криволинейных границах слоёв [1]. Использование этих операторов позволяет аналитически описывать решение прямой задачи для слоистой среды с границами произвольной формы.

Аппроксимация теории операторов распространения-прохождения получила название Метод наложения концевых волн (МНКВ). В рамках МНКВ все операторы аппроксимируются в виде матриц и вычисление волновых полей для заданной слоистой модели среды (решение прямой задачи) сводится к последовательному перемножению этих матриц (рис. 1). Следует отметить, что передаточная матрица распространения учитывает формы границ слоя и позволяет моделировать дифракционные эффекты, порождённые на вогнутых частях границ [2]. Матрица прохождения (отражения и преломления на границе слоя) содержит эффективные коэффициенты отражения/преломления (ЭКО/П), использование которых позволяет учесть кривизну границы и моделировать эффекты головных волн [3].

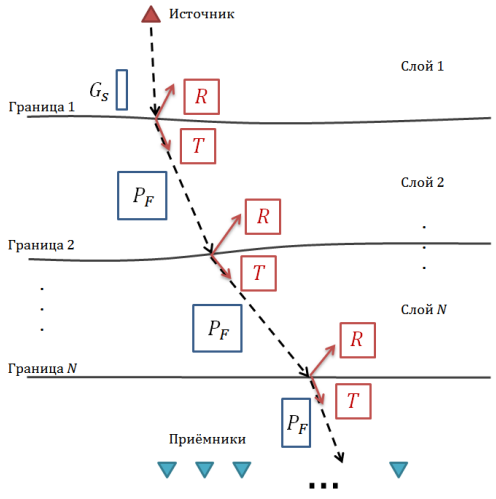


Рис. 1. Метод наложения концевых волн (МНКВ).

Ввиду того, что матрицы МНКВ имеют большие размеры и для вычисления волновых полей требуется обработка огромных массивов данных (измеряются терабайтами), разрабатываемый пакет был адаптирован для гибридного кластера с GPU-ускорителями, что позволило производить вычисления в сотни раз быстрее.

На рисунках ниже показан пример использования пакета МНКВ для моделирования сейсмических и дифракционных полей для моделей среды со сложными границами. На рис. 2 слева показана модель среды с клиновидным соляным выступом, окружённый осадками. Справа показана соответствующая сейсмограмма, содержащая волну, пришедшую из источника в приёмники по осадкам, огибая клин, и преломленную волну через клин. На рис. 3 слева показана модель среды с двуклинным соляным выступом, окружённый осадками. Справа

показана соответствующая сейсмограмма, содержащая волну, пришедшую из источника в приёмники по осадкам, огибая двуклинную границу, и волны (сейсмические и дифракционные), образовавшиеся в результате преломления поля источника на двуклинной границе. На рис. 4 показан пример использования ЭКО: слева показана модель отражения от гладкой границы, справа – полученная сейсмограмма, на которой представлена чистая отражённая волна и головная волна.

Авторы надеются, что данный пакет программ или его части могут быть использованы в качестве моделирующего ядра в оптимизационных методах интерпретации.

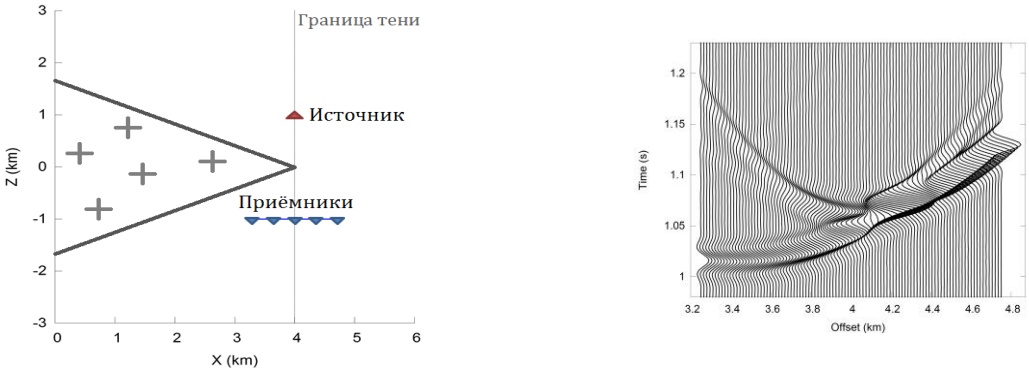


Рис. 2. Слева: одноклинная модель, справа: преломленная и прямая волны.

Рис. 3. Слева: двуклинная модель, справа: суперпозиция волн в приёмниках.

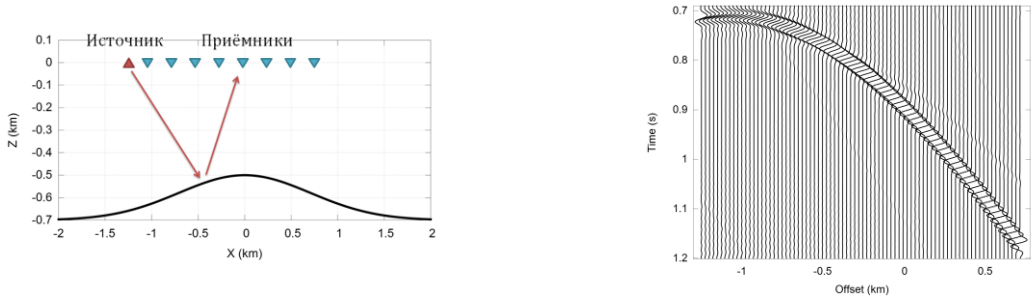


Рис. 4. Слева: модель отражения от гладкой границы, справа: полученная сейсмограмма.

[1] Aizenberg A.M., Ayzenberg M.A., Klem-Musatov K.D. Seismic diffraction modeling with the tip-wave superposition method // Extended Abstracts, 73th Conference & Exhibition, EAGE, 2011, B018.

[2] Aizenberg A.M., Zyatkov N.Y., Ayzenberg A.A., Rakshaeva E.Z. New concepts of the transmission-propagation operator theory in seismic diffraction modeling and interpretation // Extended Abstracts, 76th Conference & Exhibition, EAGE, 2014, We P06 07.

[3] Rakshaeva E., Zyatkov N., Aizenberg A.M. Modified effective reflection coefficient adapted for AVO inversion of de- and long-offset data // 84th SEG Technical Program, Denver, USA, 26-31 October 2014. V. 33. P. 496-500.

ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯПЕРСПЕКТИВНЫХ ЛОВУШЕК И ПОДСЧЕТА ИХ РЕСУРСОВ В ОБСКОЙ ГУБЕ

Касьянов К.О.

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский Государственный Университет,Институт Наук о Земле, Kasyanov.konstantin@gmail.com

Целью практики было получение опыта работы по интерпретации сейсмических данных с целью выделения перспективных объектов УВ. Были поставлены следующие задачи:

- Интерпретация сейсмических данных.
  - Прослеживание основных сейсмических горизонтов
  - Выделение разрывных нарушений
  - Составление 3D сейсмогеологической модели
  - Построение карт изохрон
- Выделение перспективных объектов с оценкой их прогнозных локализованных ресурсов по категории Д1л

В качестве данных были предоставлены два пересекающихся сейсмических профиля, проходящих в южной части Обской Губы.

Тектоническое строение:В составе плиты выделяется гетерогенное протерозойско-палеозойское складчатое основание (фундамент) и мезозойско-кайнозойский чехол.

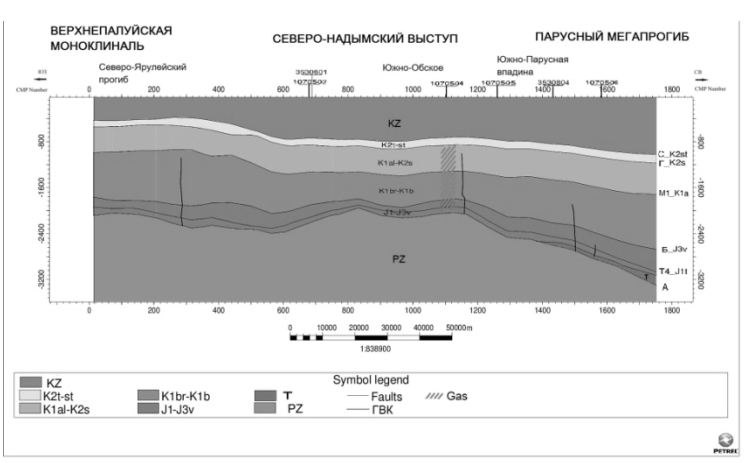
Нефтегазоносность

Исследуемый район принадлежит к Щучкинскому НГР. В результате моей работы залежи были обнаружены в трех комплексах: нижне-среднеюрский, неокомский и альб-сеноманский.

В среднеюрском подкомплексе выделяются песчаные пласты. Промышленная продуктивность связана преимущественно с верхней частью.

Залежи газоконденсатные, пластовые, сводовые.

В Неокомском НГКОбразования комплекса представлены отложениями ахской свиты и нижней подсвиты танопчинской свиты – переслаивания глины, алевролитов и песчаников.Залежи газовыеприурочены к комбинированным структурно-литологическим ловушкам.



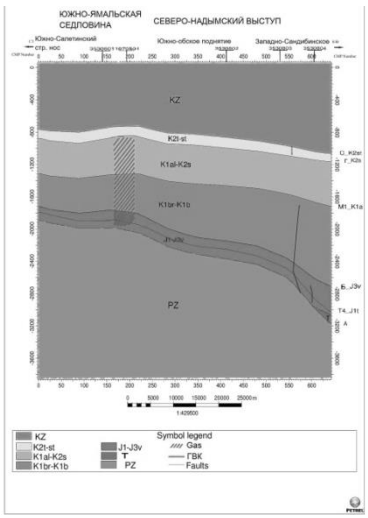


Рисунок. Сейсмогеологические модели

Апт-альб-сеноманский НГК охватывает сложно построенную толщу песчано-алеврито-глинистых пород. Коллекторами являются песчаники и алевролиты. Залежи массивные, пластовые, сводовые приурочены, как правило, к антиклинальным ловушкам.

Мне были предоставлены два профиля: 1070501 и 1070504.

Данные были проинтерпретированы в программном комплексе “Petrel”: выделены разрывные нарушения и 6 горизонтов: «С», «Г», «М1», «Б», «Т4», и «А», на основе метода яркого пятна выделена перспективная газоносная область.

Далее на основе этих данных была составлена простейшая 3D сейсмогеологическая модель, и на основе всего этого были составлены: две сейсмогеологические модели по имеющимся профилям (Рис.).

Далее были построены карты изохрон к горизонтам, в которых на основе метода яркого пятна можно было утверждать, что там присутствует газовые залежи это «Г», «М1» и «Б».

На данных картах были оконтурены залежи, и вычислена их площадь.

Далее объемным методом были подсчитаны прогнозные локализованные ресурсы:

Подсчет ресурсов свободного газа в предполагаемых газовых залежах осуществлялся по формуле:

$$V_г = Fh_{эф}\, m\, k_г\, (P_н\, \alpha - P_к)\, f, \quad (1)$$

Подсчитываются ресурсы конденсата по формуле:

$$Q_к = V_г . Пη, \quad (3)$$

Ресурсы газа за вычетом конденсата рассчитываются по формуле:

$$Vс.г. = Vг.M$$

Были получены следующие результаты

Таблица 1

Название структуры	**Название горизонта**	**Название нефтегазоносного пласта**	**Площадь, км^2**	**Ампли-туда, м**		**Глубина залегания, м**
Южно-Обское 1	Г	ПК$_{1-9,}$ ХМ6-10	339,29	50		860
Южно-Обское1	М1	ТП1-5	351	79		1431
Южно-Обское1	Б	Ю2	66,35	107		2193
	Общее кол-во и имя горизонтов	**Общая площадь F, км^2**	**Нач., баланс. ресурсы газа, млн. м^3**	**Начальные ресурсы конденсата, тыс.т.**		**Ресурсы газа за вычетом конденсата, млн. м^3**
				геол.	**извл.**	
Южно-Обское1	3 : Г, М`, Б	1096	98106	2878	2275	97880

[1] Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. , Толубаев С.А. Проблема нефтеносности палеозоя Западной Сибири. Тюмень, Горные ведомости, № 5. 2004. с 2-18.

[2] Дещеня Н.П., Ордин В.А. и др, Интерпретация материалов региональных сейсморазведочных работ в Обской губе, ОАО «СибНАЦ», Тюмень. 2005.

[3] Рябухин Т.Е., Байбакова Г.А. Формирование и нефтегазоносность осадочных бассейнов в связи с рифтогенезом.//Нефть и газ.1994. №5.

ОПТИМИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЛУЧЕВОГО ТРАССИРОВАНИЯ В АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ

Логинов Г.Н.[1], Дучков А. А.[1], Яскевич С.В.[1]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. ТрофимукаСО РАН, loginovgeorgy@gmail.com

Микросейсмический мониторинг активно применяется для наблюдения за процессами развития трещин, возникающих в ходе ГРП. Породы, для которых применяется ГРП часто обладают сейсмической анизотропией. В анизотропных средах направление вектора групповой скорости упругой волны не совпадает с вектором медленности, а индикатрисы групповых скоростей могут быть осложнены петлями.

Целью обработки данных микросейсмического мониторинга является лоцирование гипоцентров микросейсмических событий, определение времени их возникновения, а также уточнение скоростной модели среды.Одним из этапов обработки данных микросейсмического мониторинга является расчет времени пробега волны с помощью лучевого трассирования[1]. В ходе определяется траектория луча γ и вдоль которой рассчитывается время пробега. Траекторию можно воспринимать как набор сегментов луча $\mathbf{l}_i$ в каждом слое среды так, что $\mathbf{l}_i \in \gamma$, где i - номер слоя. Расчет времени пробега производится по формуле:

$$t = \sum_{i=1}^{N} \frac{|\mathbf{l}_i|}{v(\mathbf{l}_i)}, \qquad (1)$$

где $v(\mathbf{l}_i)$ - величина групповой скорости в зависимости от направления $\mathbf{l}$. Направление и величина групповой скорости естественным образом зависят от направления вектора медленности $\mathbf{n} = (\sin\beta\cos\alpha, \sin\beta\sin\alpha, \cos\beta)$ и определяются уравнением Кристоффеля[2]:

$$\det[\Gamma_{jl} - V^2\delta_{jl}] = 0, \quad \Gamma_{jl} = a_{ijkl}\mathbf{n}_i\mathbf{n}_k \qquad (2)$$

где Γ_{jl} - матрица Кристоффеля, a_{ijkl} - тензор упругих модулей, V - собственное число матрицы Γ_{jl}. Групповая скорость определяется формулой $v_i = a_{ijkl}\mathbf{n}_k\mathbf{w}_l\mathbf{w}_j / V$,где $\mathbf{w}$ - собственный вектор матрицы Γ_{jl}. Таким образом, при помощи уравнения Кристоффеля осуществляется отображение:

$$\mathbf{n} \to (V(\mathbf{n}), \mathbf{w}) \to (v(\mathbf{n}), \mathbf{l}(\mathbf{n})), \qquad (3)$$

где $\mathbf{l} = (\sin\theta\cos\varphi, \sin\theta\sin\varphi, \cos\theta), \theta$ и φ - полярный угол и азимут. Отображение (2) осуществляется взаимно однозначно. Однако, в ходе расчета времени пробега (1)необходимо определить $v(\mathbf{l})$, т.е. требуется осуществить отображение:

$$\mathbf{l} \to \mathbf{n} \to v(\mathbf{n}). \qquad (4)$$

В [1]вычисление групповой скорости реализуется методом итераций, который не всегда сходится к решению и не имеет решения в области петель. В данной работе, авторами предложена модернизация алгоритма определения отображения (4), состоящая из следующих этапов:

1. Задав полярные углы α и β для вектора медленности $\mathbf{n}$ на регулярной сетке, построить отображение (3), получив на этой сетке функции: $\theta(\alpha,\beta), \varphi(\alpha,\beta)$, $v(\alpha,\beta)$.
2. Для известного $\mathbf{l}(\varphi_0, \theta_0)$ построить изолинии $\theta(\alpha,\beta) = \theta_0$ и $\varphi(\alpha,\beta) = \varphi_0$.
3. Найти решение (α_k, β_k), как пересечение изолиний, тем самым определив отображение (4) и найти $v_k(\alpha_k, \beta_k)$.

На рисунке 1 представлены результаты применения предложенного алгоритма для синтетической однородной трансверсально изотропной среды с параметрами Томпсона: $V_{p0}=2.42$, $V_{s0}=1.4$, $\varepsilon=0.195$, $\delta=-0.22$, $\gamma=0$. При данных параметрах анизотропии индикатриса групповой скорости волны v_{s1} осложнена петлей. На рисунке 1 а) приведена система наблюдений, траектории лучей, а также индикатриса групповой скорости v_{s1}.Система наблюдений была построена таким образом, чтобы траектория волны из источника проходила через область петли индикатрисы волны v_{s1}. При данных условиях можно наглядно сравнить алгоритмы определения отображения (4). На рисунке 1 б) приведены годографы волн v_p, v_{s1} и v_{s2}, полученные с при помощи алгоритма из [1]. Из данного рисунка видно, что в области петли получить не могут быть рассчитаны времена прихода.Для данного случая это означает отсутствие половины годографа волны v_{s1}. На рисунке 1 в) представлены годографы, полученные с использованием нового алгоритма. Видно, что при использовании предложенного авторами алгоритма времена пробега в области петли получить удается. В данном конкретном примере это означает получение вдвое больше времен прихода волны v_{s1}

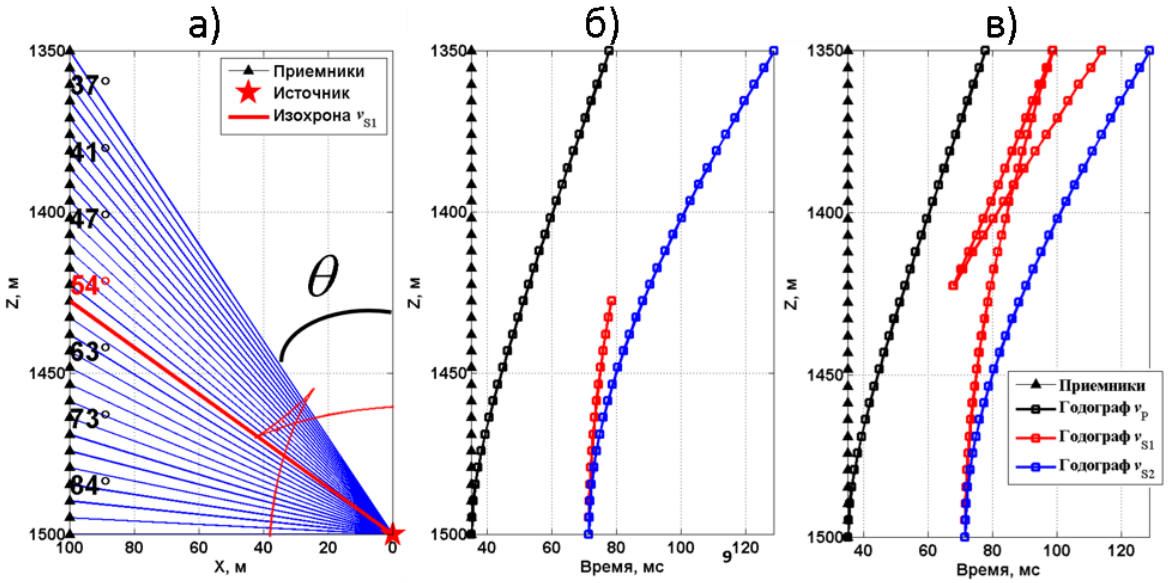


Рис. 1. Результаты применения предложенного авторами алгоритма. а) – система наблюдений в однородной трансверсально изотропной среде; б) – годографы, рассчитанные для данной модели, при использовании алгоритма определения отображения (4) из [1]; в) – годографы, полученные при использовании предложенного авторами алгоритма.

В результате применения данного алгоритма отпадает необходимость многократного вычисления уравнения (2), входе лучевого трассирования. Отсутствие данной необходимости делает возможным увеличить скорость вычислений.

Выводы. Неотъемлемым требованием к обработке данных микросейсмического мониторинга является учет анизотропии. Точность нового алгоритма обусловлена только шагом сетки, в отличие от стандартного алгоритма, где решение не всегда существует. При векторизации вычислений, время на предварительный расчет функций можно значительно сократить, что особенно актуально в случае лоцирования большого числа микросейсмических событий, так как в независимости от их числа, представленные расчёты потребуется провести лишь единожды, для каждого слоя модели.

[1] И.Р. Оболенцева, В.Ю. Гречка, Лучевой метод в анизотропной среде (алгоритмы, программы) / Новосибирск: ИГиГ СО АН, 1989. 225 с.

[2] Cerveny V. Seismicraytheory. – CambridgeUniversityPress, 2005.

ТИПОВЫЕ МОДЕЛИ ПРОЯВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БОТСВАНА

Микоев И.И., Абрамов В.Ю.

Санкт-Петербург, НИГП АК «АЛРОСА»,
AbramovVY@alrosa.ru

Одним из приоритетных направлений деятельности АК «АЛРОСА» на Африканском континенте является проведение геологоразведочных работ с целью выявления коренных месторождений алмазов в Республике Ботсвана.

Для оптимизации поисковых работ нами были изучены варианты проявления кимберлитовых тел Ботсваны в геофизических полях. Для этого использовались результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:25000 и детальных наземных гравитационных и магниторазведочных работ на локальных участках.

Все данные были обработаны, структурированы и классифицированы по условиям залегания кимберлитов: 1) открытые трубки – полностью или частично обнажаются на дневной поверхности; 2) погребенные трубки – перекрытые отложениями Калахари (2 – 18 м) и частично или полностью прорывающие базальты Карру; 3) закрытые или «слепые» трубки, залегающие под базальтами. Мощность базальтов изменяется от 4 до 120 м.

Кимберлитовые тела Республики Ботсвана по характеру проявления в магнитном поле можно разделить на 4 основных типа, преобладающими из которых являются два первых:

1. Наибольшим распространением пользуются тела, отражающиеся в магнитном поле биполярной аномалией с положительной северной и отрицательной южной частями.

2. Часть трубок характеризуется аномалиями с отсутствующей отрицательной южной частью. Отрицательная часть аномалии может быть не выражена из-за сложного геологического строения вмещающих пород, например, близость намагниченных даек.

3. Кимберлитовые тела с обратной намагниченностью. На сегодняшний день известна только одна подобная трубка. В магнитном поле отражается аномалией с положительной южной и отрицательной северной частями.

4. Кимберлитовые тела, не проявляющиеся в магнитном поле. Из 76 изученных тел 19 (25%) или вообще не отражаются в магнитном поле или представлены слабоинтенсивными аномалиями, которые выделить крайне затруднительно из-за большого количества аналогичных аномалий некимберлитовой природы.

В гравитационном поле большинство тел отображаются отрицательными аномалиями изометричной формы, значительно реже, но встречаются также положительные аномалии или тело в поле силы тяжести вообще не проявляется.

Глубина залегания и свойства перекрывающих пород, безусловно, влияют на характер геофизического поля над трубкой, но решающее значение имеют параметры самой трубки. Так, имеются примеры близлежащих трубок, когда аномалия над закрытым телом на порядок интенсивнее, чем над открытым (Рис.1).

Таким образом, в магнитном поле наиболее типичным является отображение кимберлитовой трубки в виде биполярной аномалии с положительным экстремумом в северной части и отрицательным, меньшей амплитуды, – на юге. Эта модель соответствует теоретическим представлениям с учётом магнитного склонения и магнитного наклонения, присущих данной территории. В гравитационном поле аномалия от кимберлитовой трубки – это, чаще всего, изометричный минимум. Размеры аномалий колеблются от десятков до сотен метров.

Тот факт, что часть кимберлитовых трубок практически не проявляется в потенциальных полях, диктует необходимость применения других геофизических методов. На наш взгляд хорошие перспективы имеет метод переходных процессов, который показал высокую эффективность в других странах Африканского континента с близкими геолого-поисковыми условиями.

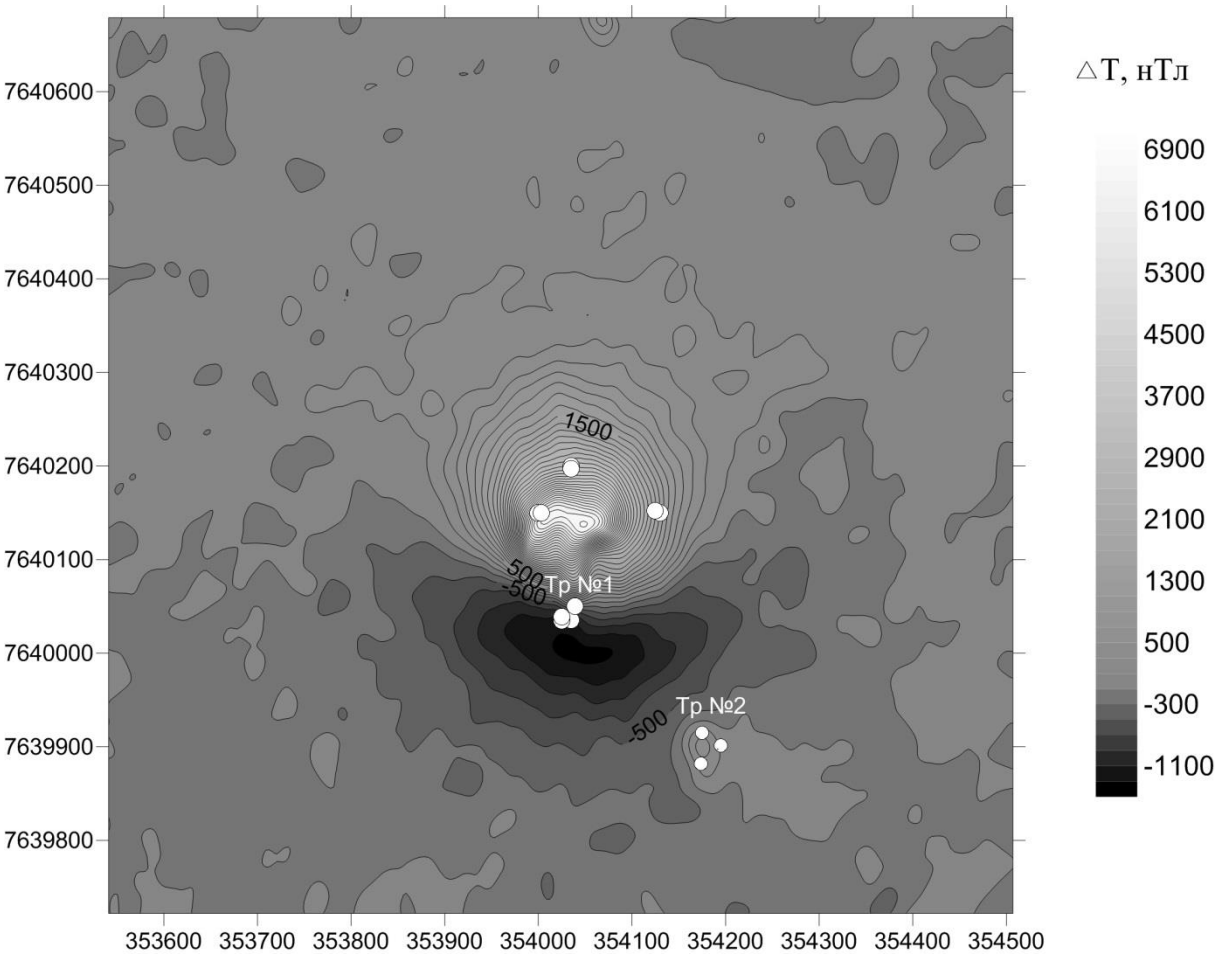


Рис.1. Аномальное магнитное поле кимберлитовой трубки открытого типа (Тр. №2) и закрытого (Тр. №1). Точками показаны скважины, вскрывшие кимберлит.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИГНАЛОВ КРУГОВОГО МАГНИТНОГО ТОКА В ТИПИЧНЫХ СЛОИСТО-ОДНОРОДНЫХ МОДЕЛЯХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Михайлов И.В., Никитенко М. Н., Глинских В.Н.

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, MikhaylovIV@ipgg.sbras.ru

В работе исследуются характеристики электромагнитного поля, возбуждаемого круговым магнитным током [1] в электропроводящей геологической среде, на основе математического моделирования сигналов двухкатушечных зондов в типичных слоисто-однородных моделях терригенных коллекторов. Рассмотрены однородные и цилиндрически-слоистые модели изотропной среды. Последние включают скважину, зону проникновения фильтрата бурового раствора, а также пласт с неизменёнными в процессе бурения параметрами [2]. Для моделирования использованы разработанные в лаборатории скважинной геофизики ИНГГ СО РАН программно-алгоритмические средства, реализующие известный метод нахождения поля произвольного гармонического источника [3, 4]. Диапазон операционных частот составляет 20-500 кГц, а расстояний между источником и приёмником – 0.3-0.9 м. Радиус кругового магнитного тока равен 0.05 м. Рассматриваемые сигналы – реальная и мнимая составляющие вертикальной компоненты электрического поля E_z и тангенциальной компоненты магнитного поля H_φ. Поскольку их поведение в привлекаемых моделях принципиально схоже в большинстве случаев, далее приводятся графики только для сигналов ReE_z и ImH_φ, отражающие основные особенности поведения поля кругового магнитного тока.

Зависимости ImH_φ двухкатушечных зондов длиной 0.6 м от УЭС однородной изотропной среды (рис. 1а) говорят о следующем. Величина этих сигналов возрастает в 20-25 раз при изменении частоты в диапазоне 20-500 кГц, что также справедливо и для ImE_z. В случае ReE_z и ReH_φ аналогичное изменение составляет 350-600. С увеличением УЭС однородной среды от 1 до 200 Ом·м сигналы ImH_φ на заданной частоте уменьшаются в 160-200 раз, а ReE_z – в 100-180. В свою очередь, для ReH_φ такое изменение намного значительней и составляет $2\cdot10^4$-$3.3\cdot10^4$ раз. Иная ситуация наблюдается для ImE_z, где при увеличении УЭС до 200 Ом·м сигнал возрастает, изменяясь не более чем на 20%, и выходит на константу в слабопроводящей среде. Такое поведение и малый динамический диапазон можно объяснить тем, что данный сигнал в воздухе не равен нулю. Для фиксированной частоты сигналы возрастают при уменьшении длины двухкатушечного зонда. Стоит отметить линейную независимость измерений и их однозначную связь с УЭС однородной среды.

Рассмотрено поведение сигналов ReE_z в модели нефтенасыщенного коллектора (20 Ом·м), вскрытого скважиной на глинистом буровом растворе (2 Ом·м, радиус 0.108 м), что привело к формированию повышающей зоны проникновения (30 Ом·м, 0.508 м). На рис. 1б изображены зависимости сигналов от операционной частоты двухкатушечного зонда при различных длинах. Величина ReE_z, как и ReH_φ, возрастает в 560-590 раз при увеличении частоты от 20 до 500 кГц, тогда как ImE_z и ImH_φ – примерно в 25 раз. Длина зонда оказывает меньшее влияние на сигналы, чем частота. Так, при фиксации последней и изменении длины от 0.3 до 0.9 м, величина ReE_z и ReH_φ увеличивается в 1.9-2 раза, а ImE_z и ImH_φ – в 4.5 раза. На основании всего этого можно констатировать более выраженное частотное зондирование в цилиндрически-слоистых моделях по сравнению с геометрическим для рассмотренных частот и длин зондов.

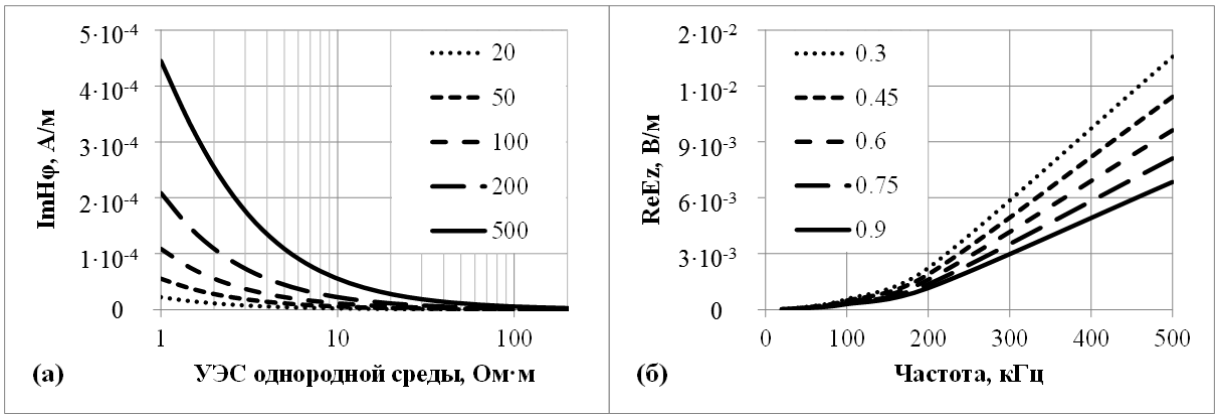


Рис. 1. Сигналы кругового магнитного тока: (а) – ImH_φ в зависимости от УЭС однородной среды (шифр – частота); (б) – ReE_z в зависимости от частоты в модели нефтенасыщенного коллектора, вскрытого скважиной на глинистом буровом растворе (шифр – длина).

К основным выводам работы можно отнести следующее. На основе математического моделирования исследовано поведение электромагнитных сигналов кругового магнитного тока в типичных слоисто-однородных моделях терригенных коллекторов. Сигналы кругового магнитного тока линейно независимы, однозначно связаны с параметрами среды и в целом характеризуются значительным динамическим диапазоном для рассмотренных частот и длин зондов. В зависимости от частоты возбуждения наибольшим диапазоном характеризуются ReE_z и ReH_φ, а наименьшим – ImE_z и ImH_φ. При изменении УЭС среды максимальный диапазон отмечается для ReH_φ (четыре порядка), в то время как для ImE_z он минимальный (менее одного порядка). Частотное и геометрическое зондирование прослеживается при всех рассмотренных геоэлектрических параметрах цилиндрически-слоистых моделей. Преобладает частотное зондирование.

[1] Светов Б. С. Электродинамические основы стационарной геоэлектрики. М.: ИЗМИРАН. 1984. 183 с.

[2] Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ. Методическое руководство / Ред. Эпов М.И., Антонов Ю.Н. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 2000. 121 с.

[3] Кауфман А. А. Теория индукционного каротажа. Новосибирск: Наука. 1965. 236 с.

[4] Табаровский Л. А. Применение метода интегральных уравнений в задачах геоэлектрики. Новосибирск: Наука. 1975. 144 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН НА МУТНОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПАРОГИДРОТЕРМ (КАМЧАТКА)

Павлова В.Ю.

Петропавловск-Камчатский, ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
sacura17041988@mail.ru
Петропавловск-Камчатский, Камчатский государственный университет
имени Витуса Беринга

В 1950 – 1960 гг. в связи с поисками новых видов энергетических ресурсов в ряде стран мира (в том числе и в СССР) начали проводиться изыскания и освоения геотермальных месторождений. Для исследований скважин стали широко применяться геофизические методы по аналогии с нефтяными и газовыми скважинами. В процессе работ было установлено, что недостаточная термостойкость и коррозионная стойкость используемой аппаратуры и оборудования существенно ограничивают возможности применения геофизических методов исследования скважин (ГИС) на высокотемпературных месторождениях. Поэтому в развитых капиталистических странах и в СССР были разработаны программы и выделены средства для создания специальной аппаратуры и оборудования, предназначенных для работы в условиях высоких температур и агрессивной среды, для разработки теоретических основ и практических приемов интерпретации материалов ГИС на месторождениях парогидротерм.

Основные задачи ГИС на геотермальных месторождениях: литологическое расчленение разрезов скважин, выделение и оценка степени гидротермально измененных пород; выделение зон притоков теплоносителя и холодных подземных вод, зон поглощения промывочной жидкости, установления границ и количественная оценка; определение коллекторских свойств пород скважины (пористость, проницаемость, трещиноватость); определение параметров теплоносителя (температура, давление); определение геотермического градиента и геотермической ступени; режимные наблюдения за перераспределением температур в процессах выстойки и опытно-эксплуатационных выпусков; контроль технического состояния скважин.

На данный момент ГИС на Камчатке проводит компания ООО “ГФЭ”. Комплекс методов включает в себя: электрокаротаж (метод кажущегося сопротивления (КС) и потенциала собственной поляризации (ПС); гамма-каротаж (ГК) – не входит в обязательный комплекс и выполняется по заказу; термометрия; резистивиметрия; кавернометрия или профилеметрия; расходометрия (точечная запись при неподвижном приборе); инклинометрия (в скважинах глубиной более 300 м).

Благодаря комплексированию расходомера и профилемера можно получить скорость потока флюида с привязкой к фактическому сечению скважины. Величина расхода флюида через это сечение измеряется в л/сек. А также возможно выделение зон притоков и перетоков подземных вод, оценка фильтрационных свойств проницаемых пород.

Для выделения реперов в вулканогенно-осадочном комплексе пород с целью межскважинной корреляции наиболее эффективными оказываются методы электрического каротажа (КС) и гамма-каротажа. Методика выделения аналогичная для нефтяных и газовых месторождений.

Цель термометрии на геотермальных месторождениях: определение проницаемых и продуктивных интервалов; установление характера распределения температуры и

температурного градиента вдоль ствола скважины; определение теплофизических характеристик проницаемых зон. Термометрия проводится в периодически охлаждаемой или прогреваемой скважине.

Применяется блок каротажного регистратора ВУЛКАН V3 для приема информации от скважинной геофизической аппаратуры и преобразования ее в цифровую форму. Область применения: наземное оборудование при геофизических исследованиях бурящихся, контрольных, нагнетательных, остановленных и добывающих скважин с использованием скважинной аппаратуры.

Современные каротажные регистраторы типа Вулкан позволяют регистрировать не только информацию от скважинного прибора, но и сигналы, подающиеся на вход АЦП от других устройств в процессе каротажа. Например, таким образом записывается информация от датчика натяжения кабеля. Эта информация подаётся на вход АЦП регистратора и становится доступной для сохранения в исходный зарегистрированный DAT файл, либо в виде исходного канала в LAS файл вместе с информацией от прибора, находящегося в это время в скважине.

Раньше запись геофизических данных по скважине велась в аналоговом виде, сейчас – в цифровом. Регистрация геофизической информации при проведении скважинных исследований осуществляется с помощью ПО «Registration BNGF 1.0».

Мутновское месторождение – одно из наиболее изученных на Камчатке геотермальных месторождений. Расположено в 70 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский в пределах Елизовского и Усть-Большерецкого районов Камчатского края. Площадь месторождения составляет в пределах доступной части 22 км^2. За период с 1978 по 1994 гг. здесь пробурено 92 скважины, но не во всех из них производился отбор шлама, а керн отбирался лишь в единичных скважинах. Из-за нехватки такой информации возрастает значение интерпретации данных геофизических исследований в скважинах (каротажа), которые позволяют с большой детальностью изучать разрез, вскрываемый скважиной, получать непрерывную информацию о составе и свойствах пород по вертикали, а также прослеживать их изменение по латерали.

По результатам геофизических исследований скважин на Мутновском месторождении с целью уточнения геологического строения можно выделить два четко различающихся комплекса пород. Приповерхностная часть резервуара сложена плейстоценовыми игнимбритами и игнимбритоподобными туфами дацитов с прослоями лав. Собственно, геотермальный резервуар сложен на рассматриваемой территории (и в пределах изученной части разреза) верхнеплиоценовыми лавами и туфами андезито-базальтов, базальтов, андезитов, с туфами того же или смешанного состава. Увеличение мощности происходит в направлении с юго-запада на северо-восток. На наш взгляд, эта тенденция отражает нахождение на северо-востоке погруженной части крупной депрессии, в которой происходило накопление в позднем плиоцене вулканитов, источники которых располагались по её обрамлению.

КАЧЕСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ КОЛЛЕКТОРОВ ЮЖНО-ОСТАШКОВИЧСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИИ AVO-АНАЛИЗА

Переволоцкая Я.А.

Гомель, Беларусь, Республиканское унитарное предприятие «Производственное объединение «Белоруснефть» Белорусский научно-исследовательский и проектный институт нефти, БелНИПИнефть,
Ya.Perevolockaya@beloil.by

Технология AVO-анализа (amplitude versus offset - амплитуда как функция удаления) применяется для анализа несуммированных сейсмических амплитуд с целью получения информации о свойствах горных пород и флюидов в геологической среде. Изучение изменений интенсивности отраженной волны с удалением от источника возбуждения колебаний позволяет получить дополнительную информацию о геологических характеристиках разреза [1].

AVO анализ был проведен на Южно-Осташковичском месторождении Припятского прогиба в программном продукте Probe компании Paradigm, который предоставляет возможность рассчитывать AVO-атрибуты, позволяющие качественно оценить амплитудные аномалии, расширить возможности по прогнозированию в процессе интерпретации перспективных участков и их оконтуривании.

В целях повышения отношения сигнал/помеха и разрешенности сейсмической записи была проведена дообработка (препроцессинг) в режиме сохранения истинных амплитуд (Design Preconditioning) (рис.1).

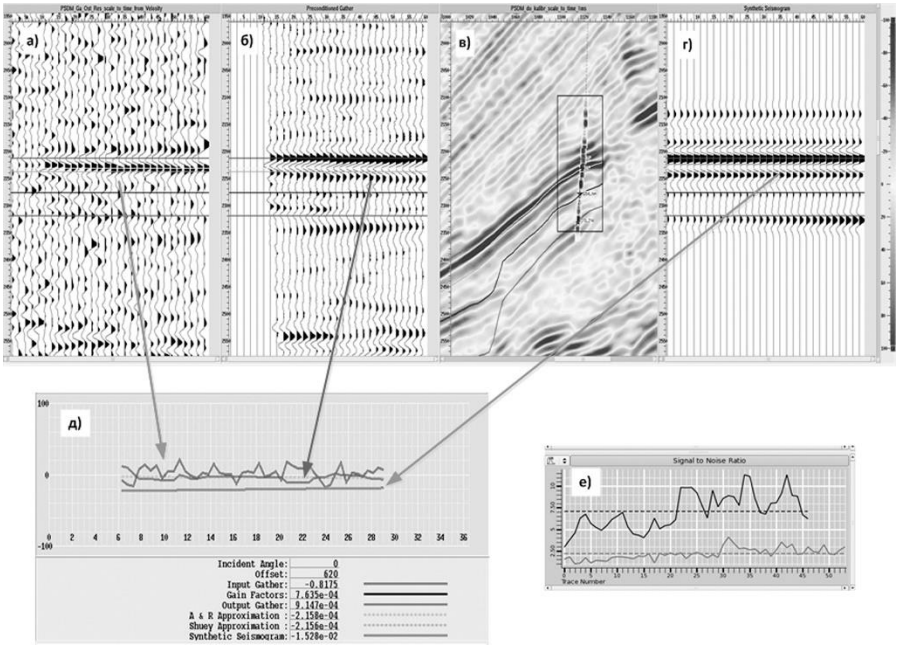


Рис. 1.Результаты препроцессинга для повышения качества входных сейсмограмм: а) исходная сейсмограмма в районе скважины №214 Ю-Осташковичская; б) сейсмограмма после дообработки; в) фрагмент куба PSDM (Inline 299) переведенного во временной масштаб; г) синтетическая сейсмограмма; д) графики зависимости амплитуды от удаления/угла; е) графики отношения сигнал/помеха.

Интервалом дообработки сейсмических данных с целью улучшения динамических характеристик сейсмической записи являлась межсолевая толща (ptr-el отложения), поскольку именно в данном интервале на исследуемой площади сосредоточены основные объемы промышленной добычи нефти.

Применение дополнительных процедур препроцессинга позволило подготовить несуммированные сейсмические данные для проведения AVO-анализа. Исходными сейсмическими данными для AVO-анализа являлись: мигрированный куб сейсмограмм в глубинной области и глубинно-скоростная модель.

Первым этапом выполнения AVO-анализа является оценка качества исходных данных и анализ их пригодности. Анализ проводился во временной области, для чего произведен пересчет куба сейсмограмм из глубин во времена при помощи куба интервальных скоростей.

После применения соответствующих процедур предварительной обработки данных и анализа скважинных данных проводилась инверсия AVO. Основное преимущество AVO-атрибутов состоит в том, что они рассчитываются по сейсмограммам, а не по суммотрассам и, следовательно, являются более чувствительным к эффектам, обусловленным неоднородностями среды.

В ходе выполнения инверсии были рассчитаны следующие атрибуты: Normal Incidence Reflectivity, Gradient, P-wave Impedance Reflectivity, S-wave Impedance Reflectivity, P-wave Velocity Reflectivity, S-wave Velocity Reflectivity, Pseudo-Poisson’s Reflectivity, Fluid Factor, Lambda*Rho Reflectivity, Mu*Rho Reflectivity.

Для расчета AVO-атрибутов задавалась Линия Мадрока (для расчёта аппроксимации Аки-Ричардса - линия нормального соотношения V_p/V_s). Аномальными программа считает значения, не попадающие на эту линию, то есть, отличающиеся от фоновых. Соотношение рассчитывалось по кроссплоту между скоростями продольных и поперечных волн.

С целью определения аномалий осуществлялось построение кроссплотов сейсмических AVO-атрибутов, по которым можно проанализировать вещественный состав пород, характер насыщения и коэффициенты отражения[2].

В целях прослеживания аномалий, предположительно связанные с наличием коллектора, построены карты амплитуд по атрибутам. Построение карт осуществлялось экстрагированием между петриковским и задонским горизонтами межсолевой толщи. Анализ пар карт, экстрагированных в интервале межсолевой толщи, между соответствующими атрибутами позволил локализировать аномалии в северной части площади, которые предположительно связаны с коллекторскими свойствами пород межсолевой толщи, а именно с наличием коллекторов повышенной мощности, выделенных по ГИС, в скважинах в северной части площади относительно остальных скважин на площади.

Результаты AVO-анализа, полученные в пределах изучаемой площади, в комплексе с результатами других методов интерпретации могут служить дополнительным критерием наличия ловушки УВ.

[1] Воскресенский Ю.Н.. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. М.: РГУ нефти и газа. 2001. 68 с.

[2] Фред Дж. Хилтерман. Интерпретация амплитуд в сейсморазведке. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС»:2010. 256 с.

ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛНОСТЬЮ НАСЫЩЕННЫХ ТВЕРДЫХ ПЕСЧАНИКОВ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ ОТ 100 кГц до 100 МГц

Репин А.В., Бобров П. П.

Омск, ФБГОУ ВПО «Омский государственный педагогический университет», repinrew@mail.ru

В настоящее время появился комплекс инженерно-геологических и экологических задач, носящих междисциплинарный характер [1]. К этим задачам можно отнести исследование подповерхностных характеристик грунтов; повышение эффективности методов электроразведки и правильной интерпретации получаемых данных; геонавигация при горизонтальном бурении скважин.

Диапазон частот, в котором проведены измерения диэлектрической проницаемости (ДП) и удельной электрической проводимости (УЭП), обусловлен разнообразием задач, в которых возможно применение этих данных. При высокочастотном индукционном изопараметрическом каротажном зондировании используются частоты 0,9–14 МГц [2]. При радиолокационном зондировании применяются частоты 50 - 1000 МГц. При геонавигации с помощью сверхширокополосного импульсного зондирования спектры субнаносекундных импульсов достигают частот в единицы гигагерц [3].

Судя по публикациям в профильных научных журналах, до настоящего времени производятся лишь фрагментарные исследования диэлектрических характеристик горных пород без выявления влияния на ДП и УЭП отдельных компонентов – твердой основы, флюидов и газов, насыщающих породу, например [4]. Такой подход не позволяет создать модели ДП и УЭП, справедливые для пород с разной глинистостью и пористостью.

Измерения проводились в конденсаторной ячейке с плоскими обкладками с использованием векторного анализатора цепей Rohde&Schwarz ZNB8 и измерителя LCR 3532-50 Hioki HiTESTER диапазоне частот 25 Гц – 120 МГц. Методика измерения подробно рассмотрена в работе [5]. Целью измерений было выявление зависимости КДП от количества и вида насыщающего флюида, а также влияния солености воды.

Образцы представляли собой плоские цилиндры из кернов песчаников диаметром около 3 см и толщиной 0,9-1,0 см. Физические характеристики исследованных образцов представлены в таблице. При измерении образцы помещались в конденсатор, с одной подвижной обкладкой, что позволяло проводить измерения образцов различной толщины. Для предотвращения испарения флюида из образца боковая поверхность обматывалась тонким слоем липкой ленты. Образцы после продолжительной сушки насыщались под вакуумом тремя флюидами: авиационным маслом, дистиллированной водой и раствором NaCl концентрацией 30 г/л.

Таблица. Параметры исследуемых образцов.

№ обр.	Кп, %	Плотность, г/см^3	
		объемн.	минерал.
1	17,64	2,20	2,69
2	17,28	2,21	2,69
3	6,76	2,54	2,73

На рис. 1а представлены зависимости диэлектрической проницаемости для образцов, насыщенных маслом. У образцов № 1 и №2 значения ДП практические одинаковые, а у образца №3 значительно выше. Это связано, с тем, что ДП минерала выше, чем у трансформаторного масла, а коэффициент пористости у образца №3

меньше, поэтому доля минерала у него больше, а соответственно большее значение ДП. Также рост ДП у №3 образца связан с более высокой плотностью, как самого образца, так и образующей его породы. УЭП всех трех образцов практически одинаковы и значения от 10^{-4} См/м на частоте 10 МГц до 10^{-7} См/м на частоте 100 кГц.

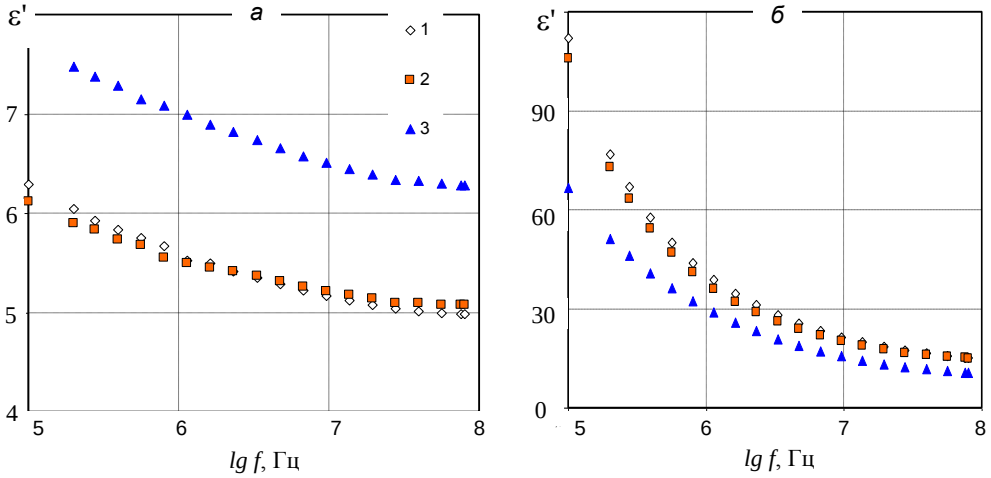


Рис. 1. Частотные зависимости действительной части КДП ε' для образцов насыщенных авиационным маслом (а) и дистиллированной водой (б) при температуре 25 °С. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл.

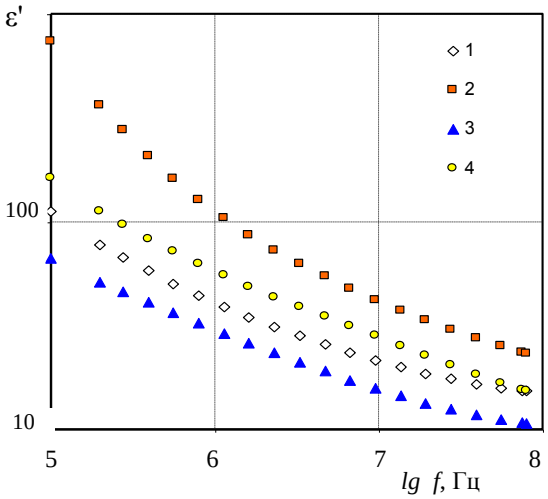


Рис. 2. Частотные зависимости действительной части КДП ε' для образцов №1 и №3 насыщенных дистиллированной водой (1,3) и солевым раствором концентрацией 30 г/л (2,4) при температуре 25 °С.

При насыщении дистиллированной водой ДП образцов №1 и №2 выше (рис. 1б), т. к. из-за более высокой пористости в них больше воды, чем в образце №3, а вода обладает существенно большей ДП, чем минералы образцов. УЭП у образцов №1 и №2 также выше и составляет на частоте 100 кГц $1{,}2 \cdot 10^{-2}$ См/м, у образца №3 УЭП на той же частоте составляет $4{,}5 \cdot 10^{-3}$ См/м.

Насыщение образцов солевым раствором приводит к существенному увеличению ε' (рис. 2). Значения УЭП также возрастают и составляют 0,44 См/м для образца №3 и 0,25 См/м для образца №1. При повышении температуры ДП и УЭП возрастают во всем диапазоне частот.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00151 А).

[1] Аксельрод С. М. Новые тенденции в диэлектрическом каротаже (по материалам зарубежной печати) // НТВ “Каротажник”. Тверь: Изд. АИС. 2012. Вып. 4. С. 78–112.

[2] Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ. / Ред. Эпов М. И., Антонов Ю. Н. Новосибирск: СО РАН. 2000. 121 с.

[3] Эпов М. И., Миронов В. Л., Музалевский К. В. Сверхширокополосное электромагнитное зондирование нефтегазового коллектора. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2011. 114 с.

[4] Kenyon W.E. Texture effects on megahertz dielectric properties of calcite rock samples // Journal of Applied Physics. 1984. №55. P. 3153-3159.

[5] Бобров П. П., Миронов В. Л., Терентьев С. А. Зависимость диэлектрической проницаемости водно-песчаных смесей от размеров твёрдых частиц, частоты и температуры // Известия высших учебных заведений. Физика. 2008. № 9/2. С. 120-123.

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КАК НЕОТЪЕМЛЕМАЯ ЧАСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ФГМ

Савин И.А.[1], Кузнецов И.В.[2]

[1]Саратов, ООО НПО «Союзнефтегазсервис-Гео»,
mail.savin@bk.ru
[2] Саратов, ООО «Нефтегазсервис Саратов»

Наличие накапливающихся внутриземных напряжений уже давно ни для кого не секрет. Существуют глобальные карты напряженности нашей планеты. Тем не менее, влияние геомеханических процессов при решении локальных задач разведки и освоения месторождений нефти и газа в нашей стране практически не учитывается. Хотя, положительный опыт применения геомеханических исследований на территории РФ имеется, так в пределах Надым-Пурской, Пур-Тазовской и Васюганской синеклиз Западной Сибири, при переинтерпретации геолого-геофизических материалов с точки зрения геомеханических взглядов и в частности учета направлений деформации (сжатий), была получена продуктивность отложений, не имевших ранее промышленных дебитов. Физико-геологическая модель (ФГМ) построенная на основе постоянно действующей геолого-технологической модели (ПДГТМ) с учетом геомеханических процессов является приоритетным направлением современных геолого-разведочных работ и позволяет оптимизировать процессы разведки, освоения и эксплуатации месторождений нефти и газа.

Район работ находится в зоне сочленения Восточно-Оренбургского поднятия и Бузулукской впадины. В административном отношении на территории Оренбургской области, Новосергиевского района.

С целью проведения оценки и прогноза геомеханичских процессов были привлечены материалы ГТИ по 6 скважинам, ГИС по 11 скважинам и сейсморазведки в виде двух профилей из 3D куба.

Основной проблемой при строительстве скважин в данном районе является частое происхождение аварий, связанных с потерей подвижности бурильного и иного, вспомогательного инструмента – прихваты. Данные аварии приводят к значительному удорожанию работ и увеличению продолжительности строительства скважин. Статистический анализ всех аварийных ситуаций и осложнений связанных с неустойчивостью ствола скважин, показал их коррелируемость и привязку к подсолевым отложениям нижнего, редко среднего карбона и верхнего, редко среднего девона. Единый генезис аварий – наличие напряженно-деформированного состояния среды не вызывает сомнений, что подтверждается схожими геологическими и технологическими характеристиками, а также отсутствием подобных аварий в прошлом, до 2000гг.

Следует подчеркнуть, что в прошлом подобных аварий не происходило, что говорит об активизации локальных неотектонических процессов на территории данного района, вызванных глобальными движениями литосферных плит.

Работа проводилась в три этапа. На первом этапе выполнена увязка данных ГТИ-ГИС, с последующим составлением корреляционных схем по месторождениям. На следующем этапе реализован расчет различных динамических атрибутов по данным сейсморазведки, характеризующих литологические и петрофизические параметры горных пород (рис. 1).

По завершению каждого этапа производился краткий анализ, что при переходе к завершающему этапу - комплексной интерпретации всей полученной информации, показал необходимость дополнительных работ. То есть, параллельно, в процессе увязки данных

сейсморазведки с данными ГТИ-ГИС, был проведен анализ геолого-геохимического комплекса ГТИ, а также установлена зависимость склонения вертикальных скважин в одном направлении.

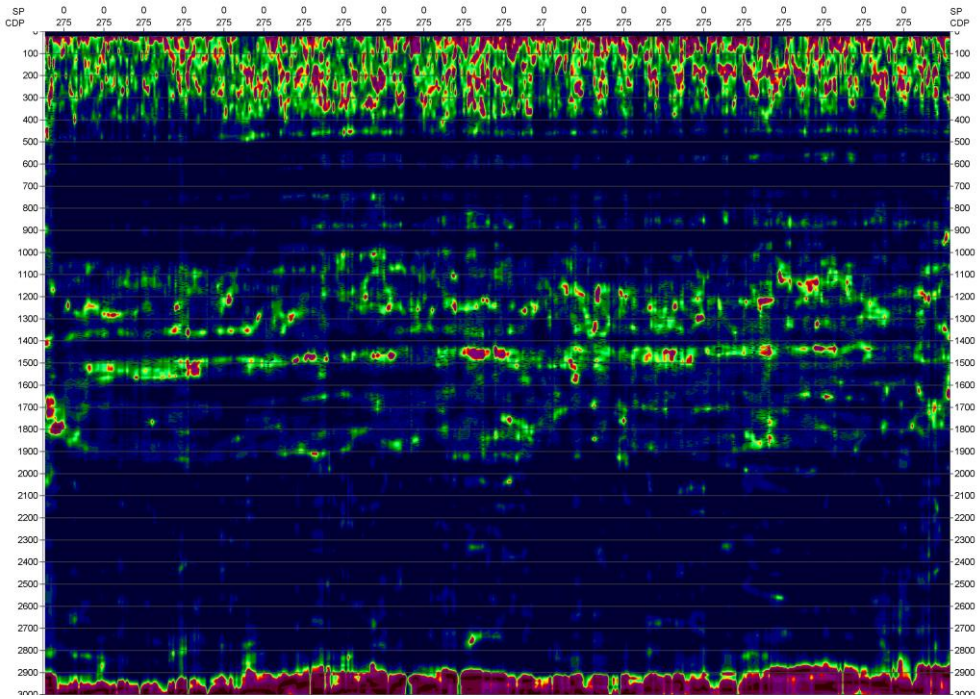


Рис. 1. Фрагмент разреза мгновенной частоты.

Таким образом, в процессе исследований реализована цепочка технико-методических мероприятий, которая на завершающем этапе стала полноценной ПДГТМ. Эволюционирующая с течением времени и накапливающая геолого-геофизическую информацию ПДГТМ позволит создать наиболее точную ФГМ среды. Результатом появления такой ФГМ послужит оптимизация как фундаментальных исследований, так и добычи полезных ископаемых.

В результате всех проведенных работ можно сделан ряд практических выводов:

1. Динамический анализ сейсмических материалов позволяет уточнять зоны напряжнно-дформированного состояния среды;
2. В пределах района работ существуют зоны с пониженной и повышенной напряженностью. Напряженность имеет различное направление векторов, в глобальном виде они направлены субмеридианально на север;
3. В данном горно-геологическом районе, вследствие неотектонических процессов, вызванных глобальными движениями литосферных плит, продолжает накапливаться напряженность геологической среды. Разгрузка напряженности возможна при происхождении землетрясения. Разгрузка большого количества энергии может привести к серьезным техногенным авариям;
4. Современная ФГМ обязательно должна включать в себя геомеханическую составляющую, что позволит оптимизировать процесс разведки, освоения и эксплуатации месторождений.

Внедрение геомеханических исследований и в частности геомеханического моделирования, в процесс геолого-разведочных работ дает возможность не только их оптимизировать и ускорить, но и, несомненно, несет экономическую и геополитическую выгоду, т.е. национальную, технологическую безопасность.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА, РОССИЯ)

Феофилактов С.О., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А.

Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, serg415@kscnet.ru

Развитие геотермальной энергетики на Камчатке началось с изучения в 1950-60 гг. Паужетской гидротермальной системы. В 1966-67 гг. была введена в эксплуатацию первая в СССР и России Паужетская опытно-промышленная геотермальная станция, которая устойчиво работает до настоящего времени, обеспечивая электроэнергией несколько поселков и рыбокомбинатов Усть-Большерецкого района Камчатского края. Вместе с тем, в последние годы ощущается нехватка вырабатываемой Паужетской ГеоЭС электрической энергии в связи с увеличением энергопотребления населением и промышленными предприятиями района, а также снижением параметров эксплуатационных участков на месторождении. Последнее, на наш взгляд, объясняется недостаточной геологической изученностью гидротермальной системы. Эксплуатация месторождения основана на использовании геолого-гидрогеологической модели, созданной еще на начальном этапе изучения гидротермальной системы [1]. Согласно этой модели, высокотемпературные гидротермы поступают по двум водоносным горизонтам, пологопадающим со стороны резургентного поднятия Камбального вулканического хребта, в недрах которого расположены остывающие магматические очаги. Таким образом, предполагается, что источник тепла для гидротермальной системы является наведенным, разгрузка гидротерм на дневной поверхности происходит по субвертикальным разломам и в долине реки Паужетка (одноименном верхнечетвертичном грабене). Проведение дополнительных тематических исследований и детальное изучение отдельных участков месторождения позволило выделить приподнятые тектономагматические блоки, в пределах которых происходит активная циркуляция гидротерм и смешение вод нижнего и верхнего водоносных горизонтов [2]. Полученные данные позволяют предполагать наличие сложной блоковой геологической структуры Паужетского геотермального месторождения, определяющей подъем и разгрузку парогидротерм. В связи с этим, особую актуальность приобретает решение вопроса об источнике тепла для гидротермальной системы. В последние годы на Паужетском геотермальном месторождении проводит комплексные геолого-геофизические исследования Южнокамчатско-Курильская экспедиция Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. С помощью современных геофизических методов (высокоточной гравиметрии, магнитометрии, электроразведки, микросейсмического зондирования) получены новые данные о строении верхнего водоупора и верхнего водоносного горизонта, уточнена структура приподнятых «горячих» тектонических блоков в районе Верхне-Паужетского и Восточно-Паужетского термальных полей. В центральной части месторождения выделена крупная субвертикальная область разуплотнения пород, которая может интерпретироваться как зона подъема глубинного газо-гидротермального флюида и, следовательно, предполагается связь этой зоны с источником геотермального теплоносителя, расположенного в структуре Паужетской гидротермальной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00262а, 14-05-31158мол_а) и Дальневосточного отделения РАН.

[1] Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. 208 с.
[2] Структура гидротермальной системы. М.: Наука. 1993. 240 с.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ АЛГОРИТМОВ АВТОМАТИЧЕСКОГО ПИКИРОВАНИЯ ВСТУПЛЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА ПРИМЕРЕ ДАННЫХ ПО ВУЛКАНУ БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА)

Шишкина Мария[1,2], Фокин Илья[2] , Агаян С.М.[3], Богоутдинов Ш.Р.[3], Тихоцкий С.А.[2]

[1] Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
[2] Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук,
[3]Москва, Геофизический центр Российской академии наук,
maryrose17@yandex.ru

Как известно, важной проблемой анализа сейсмограмм является точное определение времён вступления различных типов волн: они являются обязательными параметрами для решения задач изучения сейсмического события, в том числе являются входными данными для сейсмической томографии, восстанавливающей скоростные структуры Земли [1,4]. Увеличение объёмов сейсмологических данных в последние годы привело к проблеме точного и быстрого автоматического пикирования и детектирования событий и фаз на сейсмограммах. Традиционно такие данные обрабатываются вручную, что требует значительных затрат человеческих ресурсов и времени с варьирующим результатом на выходе. Распространённый подход к автоматической оценке времён прихода сейсмических волн состоит в анализе отношения короткопериодного среднего к длиннопериодному среднему (STA/LTA) [4]. Также существуют методы, основанные на

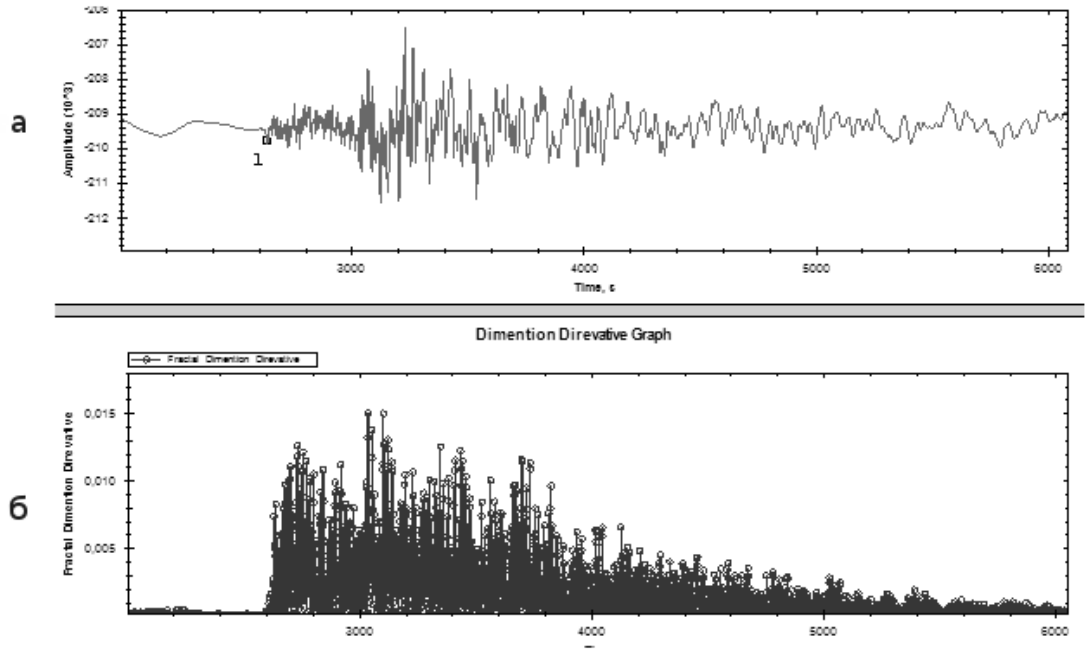


Рис. 1. Выделение первых вступлений методом фрактальной размерности: а — сейсмическая трасса, б — функция фрактальной размерности, 1 — пикировка первого вступления.

исследовании статистических моментов более высоких порядков [3], временно-частотных связей, применении сингулярного спектрального анализа и дискретного математического анализа на основе нечёткой логики (ДМА) [5], использующие авторегрессионные зависимости [2], нейронные сети, функции фрактальной

размерности [1].

Целью данной работы является исследование и сравнение различных методов автоматического пикирования вступлений сейсмических волн, применённых к сейсмологическим данным, полученным в рамках проекта «PIRE» по изучению вулкана Безымянный, Камчатка. В работе показаны результаты применения к данным стандартного автоматического пикировщика STA/LTA, метода ДМА, метода, использующего функцию фрактальной размерности. Оценка качества работы алгоритмов проводится при сравнении результатов пикирования с результатами ручной интерпретации данных, которые в данных исследованиях являются эталонными. Решаемые задачи можно разделить на две группы: (1) принципиальная возможность выделения первого вступления на фоне шума для данного сейсмологического набора — путем имитации поступления данных в режиме реального времени и (2) возможность обработки большого массива сейсмологических данных, накопленных в течение N лет для облегчения работы интерпретатора. Результаты выделения первых вступлений всеми алгоритмами показывают хорошее качество. Для задачи (2) показано, что для корректной работы пикировщиков необходимы:

1) тщательный подбор параметров пикировщиков (длины окна и амплитудные уровни для STA/LTA, шаг «прогулки» дла метода фрактальной размерности) и их «настройка» на определённый набор данных;

2) дальнейшие улучшения программ пикирования, настроенные на отбраковку довольно большого числа неверно выделенных вступлений и разделение вступлений p- и s-волн.

Предложен алгоритм и разрабатывается программное обеспечение по уточнению пикировок по методу ДМА («фрактальный FCARS») путем определения фазы роста/убывания выделенных аномалий (требуется задание примерного отношения амплитуд p- и s- волн и ориентировочных разности времен вступлений данных волн).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (в рамках гранта № 14-05-31088).

[1] Boschetti F., Dentith M.D., List R.D. A fractal-based algorithm for detecting first arrivals on seismic traces // Geophysics. 1996. V. 61(4). P. 1095-1102.

[2] Diehl T., Deichmann N., Kissling E., Husen S. Automatic S-Wave Picker for Local Earthquake Tomography // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. V. 99(3). P. 1906–1920.

[3] Nippress E.J., Rietbrock A., Health A.E. Optimized automatic pickers: application to the ANCORP data set // Geophysical Journal International. 2010. V. 181. P. 911-925.

[4] Taylor K.M., Procopio M.J., Young C.J., Meyer F.G. Estimation of arrival times from seismic waves: a manifold-based approach // Geophysical Journal International. 2011 V. 85. P. 435-452.

[5] Гвишиани Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Определение аномалий на временных рядах методами нечеткого распознавания // Доклады Академии Наук. 2008. Т 421. №1. С. 101-105.

ПРОВЕДЕНИЕ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ЭМЗВП (ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИИЯ) И МПП (МЕТОД ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ) С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГАББРОИДНЫХ ТЕЛ НА ОПЫТНОМ УЧАСТКЕ «ТОНТА» (ПРИОЛЬХОНЬЕ)

Шкиря М. С.[1], Ткачёва К. Ю.[1], Давыденко Ю. А. [1,2]

[1] Иркутск, Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, klark199212@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

При поддержке гранта РФФИ №144504156 27.05.2014 г., были проведены тестовые работы в Приольхонье в 30 километрах к юго-западу от районного центра пос. Еланцы, участок «Тонта». Измерения проводились установкой срединного градиента. Силовая установка состояла из агрегата бензинового 2 кВт, коммутатора ВП-1000, линии АВ длиной 1000 м, состоящей из провода геофизического ГПМП и заземлений, выполненных с помощью 10 стальных электродов. Ток во время измерений составлял 0.9 А. Длина токового импульса 0.125 с, токовой паузы 0.125 с.

Используемая приемная аппаратура состояла из 8-ми канального измерительного модуля с АЦП, работающем на частоте 100 кГц. Проводилась непрерывная запись длительностью около двух минут 4-х измерительных каналов, одновременно регистрирующих переходные процессы с 4-х разносов приемной косы M_1N_1, M_2N_2, M_3N_3 и M_4N_4, с расстоянием 50 м между электродами. Заземление приемной линии осуществлялось с посредством вбивания в грунт медных электродов на глубину 10-20 см.

Инверсия кривых ЭМЗВП выполнялась в рамках одномерной поляризующейся модели. Расчеты осуществлялись путём использования комплексных, зависящих от частоты удельных электрического сопротивления и электропроводности. Наиболее известным и часто применяемым представлением частотной характеристики вызванной поляризации вещества, удовлетворяющей большинству экспериментальных дисперсионных зависимостей, является формула Коул-Коул. Для комплексного удельного сопротивления и удельной электропроводности, она имеет вид:

$$\rho(\omega)=\rho_0\left\{1-\eta\left[1-\frac{1}{1+(i\omega\tau)^c}\right]\right\},$$

где i – “мнимая единица”, ρ_0 удельные электрическое сопротивление электропроводность на постоянном токе, (Ом·м); η - поляризуемость $0 \le \eta \le 1$, τ - время релаксации (с); c - показатель степени $0 < c \le 1$ [1, 2]. Таким образом, количество определяемых в результате инверсии параметров для каждого слоя возрастает в 2.5 раза: к удельным сопротивлениям (ρ_0) и мощностям пластов добавляются еще три поляризационных параметра (η, τ, с).

В ходе работ было отснято 32 точки ЭМЗВП и 3 точки МПП. Инверсия данных зондирования используемых методов выполнена в программном комплексе Марс 1D с учетом частотной дисперсии электропроводности. В результате была подобрана геоэлектрическая модель, которая удовлетворяет двум перечисленным методам. По данным МПП и ЭМЗВП видно, что параметры ρ_0, η, τ и с имеют достаточно близкие значения (Таблица № 1). Разница в удельном сопротивлении обусловлена тем, что МПП менее чувствителен к определению удельного сопротивления высокоомных слоёв. Значение τ в обоих методах равное 10^{-4}, характерно для эффекта индукционно-вызванной поляризации и объясняется наличием мерзлоты в верхнем слое. По геоэлектрическим параметрам построены разрезы и карты ЭМЗВП. Наиболее информативным является разрез по p_tau на глубину равной 20 м (рис. 1).

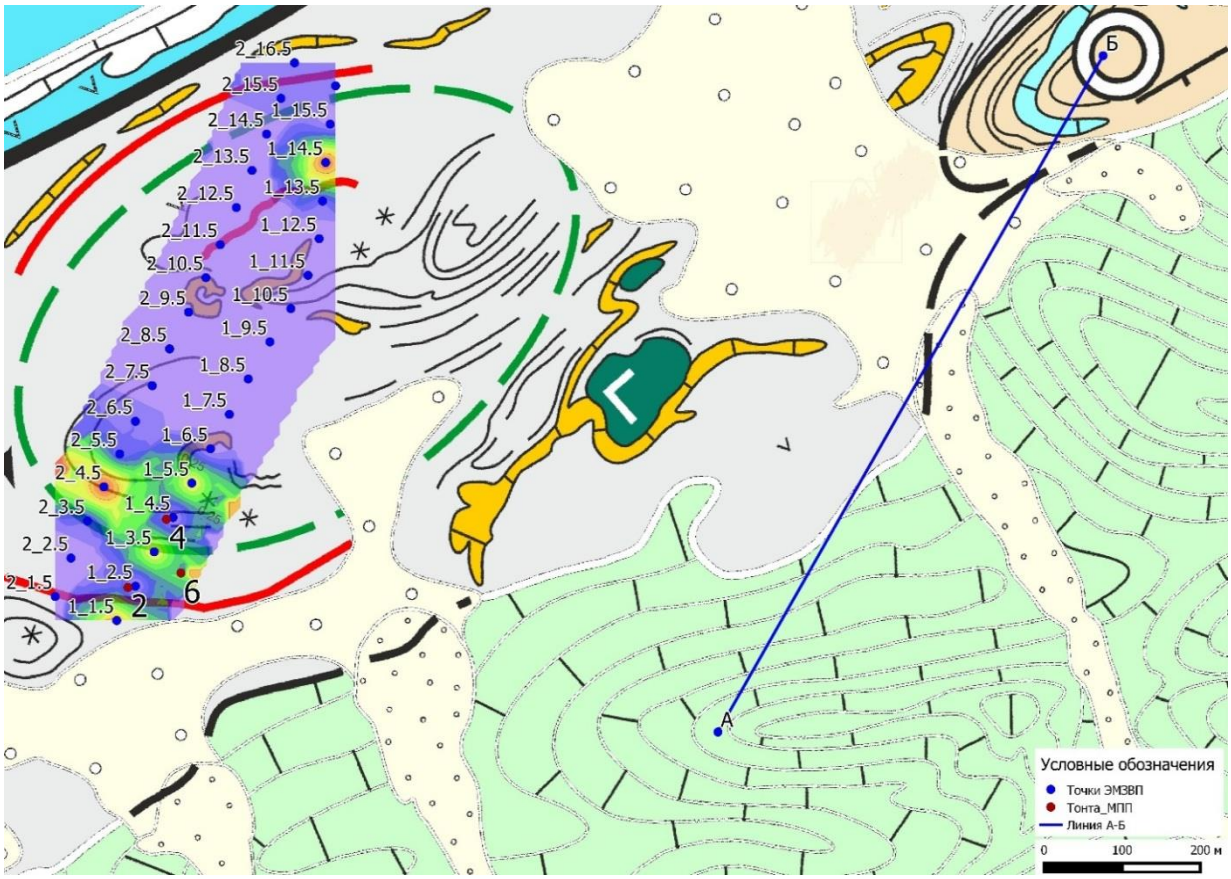


Рис. 1. Геологическая карта участка «Тонта» с наложенным на неё разрезом ЭМЗВП.

На разрезе, на точках 1_2.5 - 1.5.5 и 2_3.5 - 2_5.5 выделяется аномальные значения, которые видимо связаны с наличием габброидов, характеризующихся высоким содержанием сульфидов. Так же аномалии выделяются на точках 1_1.5 и 1_14.5. Прерывистость аномалии обусловлена разрывными нарушениями. Косвенно присутствие этих интрузивных тел подтверждается наличием характерных покровных складок.

Таблица 1

МПП						ЭМЗВП					
Точки	Мощность слоя	Параметры				Точки	Мощность слоя	Параметры			
		ρ_0	η	τ	c			ρ_0	η	τ	c
2	0,52	1500	95	10^{-4}	0,9	1_2.5	73,58	1117	61	10^{-4}	0,9
	337,11	1631	95	0,5	0,6		300	1999	11	0,5	0,7
	196,41	1662	95	2	0,4		199,97	2504	78	1	0,5
		1689	95	0,1	0,7			200	78	0,5	0,6
6	6,99	63	10	10^{-5}	0,9	1_3.5	17,12	849	49	10^{-4}	0,9
	298,37	1490	84	0,5	0,5		344,72	3410	32	0,5	0,9
	167,74	3441	54	0,5	0,5		363,29	1497	39	0,5	0,5
		89	94	0,5	0,5			460	91	0,5	0,8
4	3,03	149	62	10^{-4}	0,88	1_4.5	77,57	15	85,35	10^{-4}	0,9
	113,59	1322	90	0,5	0,9		16,85	14	85,03	0,6	0,5
	279,54	2625	34	0,5	0,51		175,3	164	85,4	0,4	0,4
		284	95	0,5	0,77			3996	85,7	0,1	0,4

[1]. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorbtion in dielecrtrics // J. Chem. Phys. 1941. V.6. P. 341-353.

[2]. Kozhevnikov N.O., AntonovE.Yu. Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies // Geophysical Prospecting. 2006. V 54. P. 383–397.

О ВОЗМОЖНОСТИ ЛАБОРАТОРНОГО ЯМР-ИЗУЧЕНИЯ ОБРАЗЦОВ КЕРНА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Шумскайте М.Й., Глинских В.Н.

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, ShumskaiteMI@ipgg.sbras.ru

Одним из новых направлений лабораторных ЯМР-исследований является изучение керна баженовской свиты, представленных высокобитуминозными породами различного литологического состава: аргиллиты, силициты, кремнисто-глинистые породы и смешанные породы. Проведение ЯМР-измерений на образцах баженитов с использованием общепринятых параметров лабораторного эксперимента, таких как для песчано-глинистых образцов, является неприемлемым и может привести к недостоверным результатам. Это указывает на необходимость определения оптимальных параметров ЯМР-эксперимента на образцах керна баженовской свиты. Для получения релаксационной кривой, обеспечивающей корректные результаты обработки, решающее значение имеет выбор параметров импульсной последовательности [1, 2]. К ним относятся расстояние между эхо-импульсами (TE), количество эхо-импульсов (N_b), время поляризации (T_w) и количество эхо-последовательностей (N). TE задаётся минимально возможным для регистрации сигнала от самых мелких пор и фракций с короткими временами релаксации (глинисто-связанный флюид, кероген). Экспериментально установлено, что для используемого в работе ЯМР-релаксометра «МСТ-05» оптимальное значение TE составляет 0,2 мс [3]. Его увеличение целесообразно только в том случае, если при максимальном N_b релаксационная кривая затухает не полностью. Значение T_w должно быть в 3-5 раз больше максимального времени релаксации, чтобы все ядра водорода поляризовались, иначе не будет получена информация о крупных порах и фракциях с большими временами релаксации. N_b выбирается таким образом, чтобы вся релаксационная кривая затухла при заданном значении TE.

Баженовская свита является одним из самых сложных геологических объектов в Западной Сибири. Многие проблемы, касающиеся ее строения, генезиса природного резервуара, типа коллектора, морфологии залежей, оценки запасов и методов их рациональной разработки, пока не решены. Баженовская свита – основная нефтематеринская толща в Западной Сибири является как флюидоупором, так и коллектором. Имеет сланцевую структуру и характеризуется высоким содержанием органического вещества в матрице породы. Органическое вещество представлено керогеном, легкой нефтью, битумоидами, смолами и асфальтенами [4, 5, 6].

ЯМР-исследования керна и шлама баженовской свиты направлены на изучение структуры порового пространства, а также распределения и типов насыщающих флюидов, в первую очередь на основе анализа релаксационных кривых и их спектров для разных литологических типов. Полученные ЯМР-характеристики позволят расширить комплекс петрофизических исследований и установить связи ЯМР-данных с литологическими параметрами образцов керна баженовской свиты.

Проведены первые измерения образцов керна баженовской свиты, представленных аргиллитами и силицитами (рис. 1). Аргиллиты характеризуются высоким содержанием глинистой компоненты (более 55%) и низким – органического вещества (до 3,2%). Силициты - низким содержанием глины (около 23%), повышенным – органического вещества (до 13,7%). Анализ ЯМР-спектров показывает, что основная часть флюида находится в капиллярно-связанно состоянии при использовании

стандартных времен отсечек. Такое различие в спектрах, возможно, связано с высоким содержанием органического вещества в силицитах (отличие в 10 раз), оказывая существенно большее влияние, чем количество глины в аргиллитах (до 2 раз).

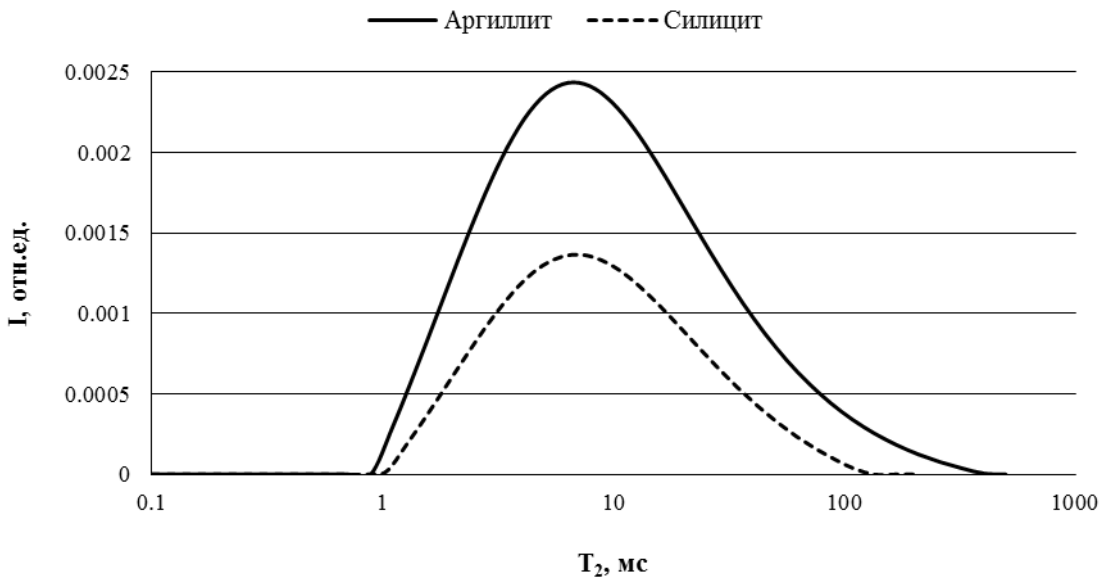


Рис. 1. Распределение по временам релаксации для образцов керна баженовской свиты, представленных аргиллитом и силицитом.

Установлены оптимальные параметры ЯМР-эксперимента для изучения керна баженовской свиты. Сделано предположение о том, что содержание органического вещества в баженитах оказывает большее влияние на времена релаксации, чем количество глины.

[1] Коатес Дж., Хиао Л., Праммер М. Каротаж ЯМР. Принципы и применение. Хьюстон: Халлибуртон Энерджи Сервисез. 2001. 342 с.

[2] Джафаров И.С., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Применение метода ядерного магнитного резонанса для характеристики состава и распределения пластовых флюидов. М.: Химия. 2002. 439 с.

[3] Доломанский Ю.К., Муравьев Л.А. Программное обеспечение ЯМР-релаксометра // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 33-39.

[4] Зарипов О.Г., Нестеров И.И. Закономерности размещения коллекторов в глинистых отложениях баженовской свиты и её возрастных аналогов в Западной Сибири // Советская геология. 1977. №3. С. 19-25.

[5] Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1477-1491.

[6] Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Баженовская свита Среднего Приобья // Советская геология. 1986. №2. С. 32-39.

ГЕОМЕХАНИКА И ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ ВЫСОКОПОРИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Ахтямова А.И.[1],Романов А.С.[1], Зайцев В.А.[2], Стефанов Ю.П.[3]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
alina.akhtyamova@mail.ru
[2]Пермский государственный технический университет
[3]Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

Развитие деформации, в зависимости от типа горных пород и условий нагружения, может протекать как в режимах дилатансии, так и уплотнения. Реализация каждого из этих режимов, зависит от напряженного состояния и свойств пород. Наряду с этим важной особенностью поведения пористых пород является достаточно сложная зависимость прочности от напряженного состояния. С ростом давления до определенного порогового значения σ_0 наблюдается увеличение сдвиговой прочности, а при давлениях выше этого порога, прочность начинает снижаться. Это связано с тем, что при высоких значениях давления начинают разрушаться зерна. Эффективную прочность среды удобно представлять в виде поверхности предельного состояния, где по осям координат отложено эффективное давление и интенсивность касательных напряжений. Сложность описания поведения геоматериалов за пределом упругости состоит в том, что поверхность, ограничивающая напряженное состояние, при достижении которой начинается развитие пластической деформации, не является фиксированной, она меняется в ходе деформирования. Кроме того, меняется коэффициент дилатансии, выражающий соотношение между приращениями сдвиговой и объемной частей пластической деформации, т.е. направление вектора пластической деформации. Таким образом, параметры, описывающие поведение среды за пределом упругости, являются функциями от накопленной пластической деформации (ее объемной и сдвиговой частями) и давления.

Целью представленной работы является изучение особенностей деформации образцов пористых горных пород, при различных давления бокового обжатия, подобно тому, как это делается в экспериментах. Для моделирования процесса деформации геосреды использован подход, основанный на решении уравнений динамики упругопластической среды по явной численной схеме. Описание деформации среды за пределом упругости осуществлялось в рамках «cap» модели [1, 2], построенной на основе модифицированных моделей Друккера–Прагера–Николаевского [3] с эллиптической поверхностью при давлении, превышающем переход к разрушению зерен и уплотнению. Процессы деформирования рассматривались в двумерной постановке для условий плоской деформации.

В рамках использованной модели поверхность предельного состояния описывается уравнениями:

$$f_1(\sigma,\tau)=\tau-\alpha\sigma-c \text{ при } \sigma_t\le\sigma\le\sigma_0 \quad (1)$$

$$f_2(\sigma,\tau)=\frac{(\sigma-\sigma_0)^2}{a^2}+\frac{\tau^2}{b^2}-1=0 \text{ при } \sigma>\sigma_0 \quad (2)$$

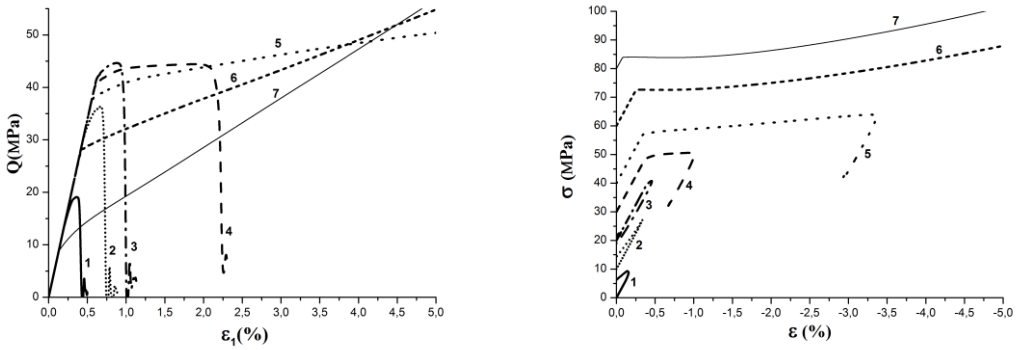
где α и c — параметры прочности материала, $\sigma=-\sigma_{kk}/3$, $\tau=(s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$; σ_0 – пороговое давление, при котором начинается уплотнение материала. Пластическая деформация определяется в соответствии с уравнениями предельной поверхности и пластического потенциала:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}) = 0, \qquad g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}) = 0, \qquad \mathrm{d}\varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}} = \mathrm{d}\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}},\ g = \tau - \Lambda\sigma$$

где f — уравнение поверхности (функции) нагружения; g — пластический потенциал; $\mathrm{d}\lambda$ — множитель, определяемый в ходе процесса деформации; $\varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}}$ — компоненты пластической (неупругой) деформации. В ходе деформирования за пределом упругости, поверхности предельного состояния и пластического потенциала изменяются. Поэтому, все входящие в уравнения параметры являются функциями объемной и сдвиговой пластической деформации [1, 2].

На рисунке 1 представлены результаты расчета деформации образцов породы при разных значениях значения бокового обжатия. На графиках хорошо видно, что при значениях бокового давления до 20 МПа (кривые 1-3) наблюдается увеличение прочности с ростом давления (рис.1а.). При этом деформация за пределом упругости развивается в режиме дилатансии, что видно на рис.1б., после участка упругого сжатия кривые зависимости давления от объемной деформации разворачиваются, происходит разуплотнение. При боковых давлениях свыше 30 МПа (кривые 4-7), наблюдается снижение прочности, деформация за пределом упругости развивается в режиме компакции. Наклон кривых 3-7 на рис. 1б. резко снижается, что говорит об уплотнении.

Заметим, что возрастает не только прочность, но и увеличивается интервал развития неупругой деформации. То есть, до разрушения от начала пластической деформации, интервал с каждым разом возрастает, происходит переход от упругого характера разрушения к вязкому.



а) б)

Рис. 1. Диаграммы нагружения образцов (а) нагрузки $Q = \sigma_1 - \sigma^c$ – осевая деформация (б) давление – объемная деформация, при различных значениях давления бокового обжатия σ^c: 1 – 0 МПа, 2 – 10 МПа, 3 – 20 МПа, 4 – 30 МПа, 5 – 40 МПа, 6 – 60 МПа, 7 – 80 МПа

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (14-01-96029р_урал_а)

[1] Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига. // Физ. мезомех.2010. Т.13. Спец. Вып. С. 44–52.

[2] Stefanov Yu.P., Chertov M.A., Aidagulov G.R., Myasnikov A.V., 2011. Dynamics of inelastic deformation of porous rocks and formation of localized compaction zones studied by numerical modeling. J. of the Mechanics and Physics of Solids. Res. 59, 2323-2340.

[3] Николаевский В.Н. Геомеханика. Собр. труд. В 3 т. Т. 1. Разрушение и дилатансия. Нефть и газ. М. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 640 с.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА ДЛЯ ОЦЕНКИ СТАБИЛЬНОСТИ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТОВ БУРОВОГО РАСТВОРА

Васильев А.С.

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
gelgel786@gmail.com

В настоящее время наиболее распространёнными при бурении нефтяных и газовых скважин являются растворы на глинистой основе. Однако они обладают рядом недостатков [3]. Анализ зарубежных и отечественных рецептур буровых растворов показывает, что наиболее эффективными компонентами являются крахмалсодержащие реагенты [1]. В связи с этим исследование свойств крахмальных растворов в качестве компонентов бурового раствора является актуальной научной и практической задачей. Одним из перспективных методов, позволяющих определять размеры частиц в режиме реального времени является метод динамического рассеяния света (ДРС).

Цель данной работы – исследовать стабильность крахмального раствора методом динамического рассеяния света.

Метод динамического рассеяния света (ДРС) – метод, использующий явление рассеяния света, и предназначенный для измерения размеров нано- и субмикронных дисперсных частиц [2].

Метод ДРС позволяет измерять коэффициент диффузии дисперсных частиц в жидкости. Также ДРС является методом измерения размеров субмикронных частиц [2].

Для проведения измерений размера частиц дисперсных систем нами использована система PhotoCor Complex.

В качестве объекта исследования была выбрана смесь воды, гидроксида натрия и крахмала.

Для получения данного раствора к 400 мл дистиллированной воды было добавлено 7 г NaOH , чтобы повысить растворимость крахмала в воде.

Источником света в приборе является полупроводниковый лазер с длиной волны 654 нм. Рассеянный свет регистрируется ФЭУ под углом 90°. Все измерения проводились при постоянной температуре термостата 27º С.

а **б**

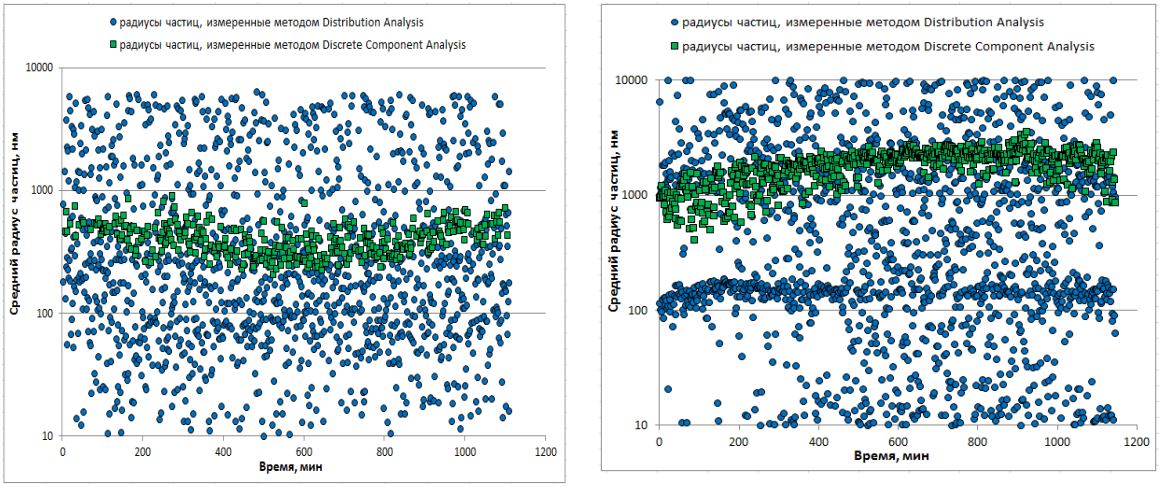


Рис. 1. Зависимость среднего радиуса частиц от времени:
а – H_2O+NaOH, б – H_2O+крахмал

Для того чтобы оценить влияние каждого компонента системы на устойчивость, было исследовано 3 раствора: H_2O+NaOH, H_2O+крахмал и H_2O+NaOH+крахмал. Результаты измерения среднего радиуса частиц от времени представлены на рисунке 1.

На данном рисунке видно, что раствор H_2O+NaOH является полидисперсной системой, так как в смеси есть частицы от 10 нм до 10000нм (рис. 1а). Однако, согласно теоретическим представлениям, щелочь должна полностью растворяться в воде, образуя молекулярный раствор. Возможно, это связано с тем, что в эксперименте использовалась техническая щелочь NaOH.

Раствор крахмала в воде также является полидисперсной системой, в которой доминируют два размера частиц: порядка 100 нм и 1000 нм (рис. 1б). Кроме того можно отметить наличие агрегативной и седиментационной неустойчивости исследуемого раствора.

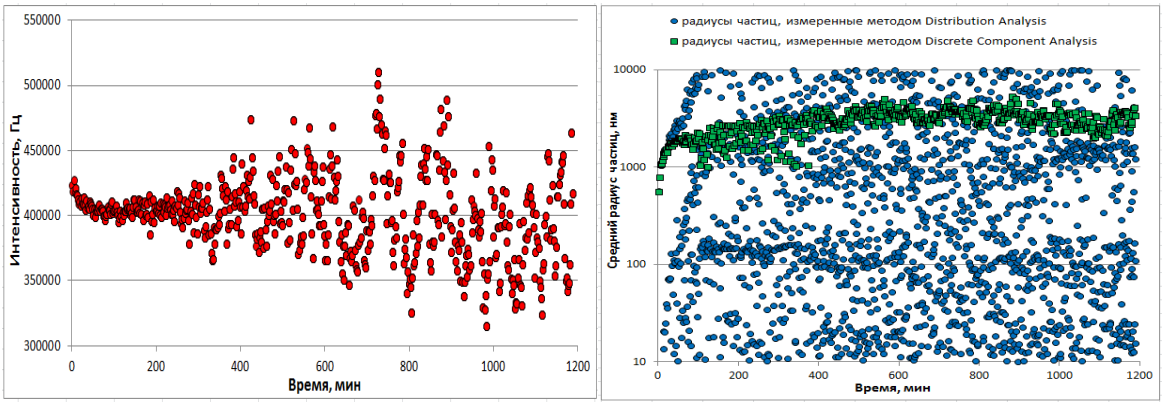


Рис. 2. Раствор H_2O+NaOH+крахмал
а – зависимость интенсивности рассеянного света от времени; б – зависимость среднего радиуса частиц от времени

Для раствора H_2O+NaOH+крахмал была записана зависимость интенсивности рассеянного света от времени и определены значения средних радиусов частиц (рис. 2). Из первого графика (рис. 2а) видно, что после 300 минуты наблюдается сильный разброс интенсивности от времени, что свидетельствует о выпадении тяжелых частиц, и как следствие, о седиментационной неустойчивости системы. Также можно отметить, что раствор H_20+NaOH+крахмал является полидисперсной системой (рис. 2б).

В результате работы можно сделать вывод о пригодности метода ДРС для исследования раствора крахмала в воде, так как были получены значения средних радиусов частиц всех рассматриваемых смесей. Для дальнейших экспериментов рекомендовано использовать химически чистую щелочь для приготовления раствора, а также исследовать другие концентрации крахмала в воде.

[1] Буровые промывочные и тампонажные растворы / Учеб. Пособие / Булатов А.И., Макаренко П.П., Проселков Ю.М. – М.: ОАО «Издательство «Недра», 1999. 424 с.

[2] Буря Е.Г. Исследование процессов агрегации асфальтенов в углеводородных системах: На правах рукописи. Дис. на соискание ученой степени канд. тех.наук. Москва, 2001г. 109 с.

[3] Маковей Н. Гидравлика бурения. Пер. с рум. – М.: Недра, 1986. 536 с.

КИНЕТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫБОРА ЭФФЕКТИВНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ ДЛЯ УДАЛЕНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ АСФАЛЬТОСМОЛОПАРАФИНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Иванова И.К. [1,2], Калачева Л.П [1]., Шиц Е.Ю. [1]

[1]Якутск, ФГБУН Институт проблем нефти и газа СО РАН,
[2]Якутск, ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, iva-izabella@yandex.ru

Анализ существующих лабораторных методик показал, что определение эффективности растворителя основано на изменении массы образца АСПО, взятого на анализ до и после проведения эксперимента. И наиболее широко используемым методом оценки эффективности реагентов является метод НИИ «Нефтепромхим» - «метод корзинок» [1]. Но зачастую хорошо зарекомендовавшие себя в лабораторных условиях растворители отложений нередко показывают низкую эффективность на промыслах. Главным образом это можно объяснить тем, что при выборе растворителя не учитываются физико-химические процессы, протекающие на границе раздела фаз растворитель – АСПО. В связи с этим необходим поиск нового подхода для направленного подбора растворителей, который должен учитывать кинетические аспекты процесса растворения отложений.

В экспериментах использовали промысловые АСПО (тип П3), образующиеся при добыче нефтей Иреляхского ГНМ. Учитывая, что на месторождениях температура в зоне интенсивного образования АСПО составляет 9-12^{o}С [2], эксперименты были проведены при температурах 10 и 25^{o}С. В качестве растворителей АСПО были изучены: газовый конденсат, который в настоящий момент используется на Иреляхском месторождении для удаления отложений; гексан, как модель легкой фракции конденсата и композиционная алифатико-ароматическая смесь, состоящая из гексана и бензола (ГБС) в соотношении 1:1.

Оценку эффективности растворителей производили двумя способами: методом НИИ «Нефтепромхим» - «метод корзинок» [1] и по результатам кинетических исследований - авторская методика, разработана в ИПНГ СО РАН [3].

«Методом корзинок» эффективность реагента оценивалась по изменению массы отложений при их контакте с растворителями, время контакта – 4ч, статические условия, использовали нативные не расплавленные отложения. Определены диспергирующая, растворяющая и моющая способности растворителей. Установлено, что при исследуемых температурах эффективно разрушают структуру парафинистого АСПО гексан и ГБС. Следует отметить, что при повышении температуры растворяющая способность всех реагентов увеличивается, тогда как диспергирующая – уменьшается. Видно, что композиционный алифатико-ароматический растворитель лучше всего подходит для удаления парафинистого АСПО при низких температурах.

Исследование кинетики растворения АСПО в вышеназванных УВ проводилось гравиметрически в статических условиях при температурах 10 и 25^{o}С. В таблице 1 отражены константы скоростей, найденные по формуле Саковича, значения $\tau_{1/2}$ и эффективная энергия активации разрушения АСПО в газоконденсате, гексане и ГБС.

Видно, что процесс разрушения АСПО при 10^{o}С в газовом конденсате и в гексане, как модели легкой фракции конденсата, протекает в диффузионной области ($n<1$), поэтому при низких температурах добиться полного удаления АСПО с поверхности нефтедобывающего оборудования, используя в качестве растворителей эти реагенты, практически невозможно. В ГБС процесс растворения АСПО при разных температурах

протекает как реакция первого порядка. Константы скоростей растворения АСПО в конденсате и гексане при 25°С практически совпадают с константой растворения в ГБС при 10°С. Невысокое значение $\tau_{1/2}$ растворения АСПО в ГБС также указывает на возможность эффективного применения композиционного растворителя для удаления АСПО при низких температурах. Кроме этого, процесс растворения АСПО в ГБС характеризуется более низким значением эффективной энергии активации по сравнению с остальными растворителями.

Таблица 1

Константы скоростей, $\tau_{1/2}$ и энергия активации растворения АСПО в конденсате, ГБС и гексане

Модель	t°C	n	K, мин$^{-1}$	$\tau_{1/2}$, мин	Ea, кДж/моль
АСПО+Газовый конденсат	10	0,50±0,04	$8,45*10^{-5}$	-	292,60
	25	1,25±0,08	$4,42*10^{-2}$	15,68	
АСПО+Гексан	10	0,84±0,04	$1,43*10^{-2}$	-	51,9
	25	0,97±0,03	$4,89*10^{-2}$	14,17	
АСПО+Гексан+Бензол (1:1)	10	0,99±0,07	$3,10*10^{-2}$	22,36	39,4
	25	1,05±0,13	$6,10*10^{-2}$	11,36	

Если процесс растворения АСПО в реагенте имеет следующие кинетические характеристики: порядок реакции растворения равен единице; невысокие значения $\tau_{1/2}$ и энергии активации, то применение такого растворителя для удаления АСПО будет наиболее эффективно.

[1] Эффективность применения растворителей асфальтосмолопарафиновых отложений в добыче нефти / Головко С.Н., Шамрай Ю.В., Гусев В.И., Люшин С.Ф. и др. М. 1984. 85 с. (Обзор.информ. / ВНИИОЭНГ. Сер. «Нефтепромысловое дело»).

[2] Сафин С.Г. Разработка композиций для удаления асфальтосмолопарафиновых отложений в нефтепромысловом оборудовании // Нефтяное хозяйство. 2004. №7. С. 106-109.

[3] Пат. 2520954 РФ, МПК E21B 43/22. Способ определения и оценки эффективности растворителей асфальтосмолопарафиновых отложений / Иванова И.К., Шиц Е.Ю., Калачева Л.П. (РФ).- № 2013111133; Заявлено 12.03.2013; Опубл. 27.06.2014 Бюл. № 18.

АНАЛИЗ ПРОВЕДЕНИЯ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО РАЗРЫВА ПЛАСТА НА НЕФТЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ПЛАСТА БВ8 ПОВХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Миннеханова А.А., Хайдарова Л.И.

Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий,
lilechka-93@mail.ru

В статье рассмотрены вопросы, решаемые при выборе анализа проведения гидравлического разрыва пласта (ГРП) на нефтяной залежи пласта БВ8 Повховского месторождения.

Повховское месторождение является многопластовым, сложного геологического строения, промышленная нефтеносность установлена в юрских и меловых отложениях.

В верхней части мегионской свиты выявлен основной (по запасам и добычи нефти) продуктивный объект месторождения – пласт БВ8. Подчиненную роль на месторождении имеют залежи в пластах группы БВ7 (вартовской свиты), БВ9-11, БВ14 (мегионской свиты) и Ю1/1, Ю2 (васюганской и тюменской свит), которые незначительны по своим размерам.

Горизонт и приуроченный к нему нефтяной пласт БВ8 имеет сложное геологическое строение с частым переслаиванием, замещением песчаников и алевролитов глинистыми непроницаемыми породами, а так же прослоями и линзами карбонатных пород. Продуктивный пласт БВ8 разделяется на два продуктивных пласта – БВ8/1 и БВ8/2, между которыми хорошо прослеживается глинистая перемычка толщиной 3-5 м. На сводовых участках толщина этой перемычки резко сокращается до 1,5 м, тем самым указывая на возможность слияния вышеуказанных пластов .

Наибольший вклад в показатели разработки месторождения вносит основной объект БВ8, характеризующийся наибольшей степенью вовлечения в разработку и выработкой.

В промышленную эксплуатацию залежь пласта БВ8 введена в 1978 г. На сегодняшний день объект находится на четвертой стадии разработки, отобрано 74,8 % от НИЗ, обводненность составляет 82,3 %, средний дебит нефти 8,7 т/сут.

Так как БВ8 находится на поздней стадии разработки, на нем проводят большой объем геологотехнических мероприятий :

- гидравлический разрыв пласта (ГРП);
- обработки призабойной зоны (ОПЗ);
- одновременно-раздельная эксплуатация (ОРЭ);
- бурение боковых стволов (зарезка боковых стволов);
- ремонтно-изоляционные работы (РИР).

Основным видом ГТМ на Повховском месторождении является ГРП, который составляет 90 % всех проводимых ГТМ.

На высокообводненных скважинах наибольший начальный прирост дебита нефти достигается на скважинах с эффективной мощностью пласта менее 10 м. Прирост нефти после ГРП на скважинах с эффективной толщиной свыше 10 м изменяется в пределах от 8,7 до 9,0 т/сут.

Доля скважин, по которым текущий прирост нефти (текущая дополнительная добыча нефти, отнесенная к отработанному времени после ГРП) ниже планового значения и среднего (8,5 т/сут) составила 73 %.

Текущая дополнительная добыча по скважинам, недостигшим эффекта, составила 94,2 тыс. т, или 0,61 тыс. т на скважину. Начальный прирост по ним составил 6,5 т/сут, текущий прирост – 3,45 т/сут. На объекте БВ8 Повховского месторождения низкоэффективными являются 135 скважин из 189 или 71 % обработок.

Среди основных причин низкого эффекта от обработок на объекте БВ8 можно выделить увеличение темпов падения дебита жидкости и высокую обводненность продукции.

Высокие темпы падения дебита жидкости обусловлены ухудшенными ФЕС, сниженными пластовыми давлениями (снижение на 22 %), неоптимальным подбором глубинно насосного оборудования (ГНО), большой долей повторных ГРП (73 %).

46 % ГРП на объекте проведено на скважинах, выводимых из бездействия. Не подтверждение нефтенасыщенности по данным скважинам является одной из причин высокой обводненности. Одной из причин высокой обводненности является влияние фронта заводнения, а также низкая эффективность РИР.

В качестве предложений по проведению ГРП на объекте БВ8 Повховского месторождения рекомендуется:

1. В условиях высокой обводненности (>80 %) ГРП проводить с предварительной закачкой эмульсионного состава или глинистого раствора. На длительно бездействующих скважинах перед и после ГРП обязательное проведение комплекса ГИС.

2. Дальнейший поиск эффективных технологий РИР перед ГРП.

3. Рекомендуется применение азотно-пенных ГРП в системе с усилением ППД в нижней части разреза.

4. В целом рекомендуется увеличение операций азотно-пенного ГРП с кратностью пены: > 60 % и охватом 50 % фонда ГРП.

5. При hэф > 10 м, к > 30 мД, дебите нефти после первого ГРП более 20 т/сут применение ГРП по технологии Hi-Way (создание высокопроводящей трещины).

6. Дальнейшее наращивание массы проппанта нецелесообразно.

7. Направления оптимизации дизайнов ГРП: понижение загрузки полимера, увеличение массовой доли активного брейкера.

8. Увеличение объема мероприятий физико-химических МУН.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ВЕНТИЛЯТОРОВ ГЛАВНОГО ПРОВЕТРИВАНИЯ ШАХТ

Панова Н.В.

Новосибирск, Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН,
nadejda_panova@bk.ru

В ИГД СО РАН разработаны методы проектирования аэродинамических схем со сдвоенными листовыми лопатками рабочего колеса (РК) по безразмерным характеристикам путем задания расчетных режимов на поле требуемых параметров проветривания. На этой базе разработан ряд осевых вентиляторов, с повышенными эксплуатационными характеристиками по сравнению с вентиляторами ВОД [1]. Для данного ряда вентиляторов со значениями диаметра рабочего колеса 3000 мм (750 об/мин); 3600 мм (600 об/мин); 4300 (500 об/мин) и 5000 мм (375 об/мин) окружная скорость вращения по концам лопаток не превышает 120 м/с. За рубежом аналогичные машины проектируют на окружные скорости вращения до 172 м/с и более, что необходимо для достижения требуемых вентиляционных параметров. Рассматриваемый ряд осевых вентиляторов может обеспечить показатели по давлению и производительности на уровне и выше зарубежных аналогов при повышении частот вращения ротора на одну ступень по стандартным частотам двигателя, что не выйдет за пределы окружных скоростей вращения по концам лопаток в 160 м/с.

При увеличении окружных скоростей вращения наблюдается рост нагрузок, действующих на лопатки, корпус РК и ротор вентилятора в целом. Поэтому одной из главных задач при проектировании является исследование напряженно-деформированного состояния и собственных частот колебаний основных узлов высоконагруженных роторов шахтных осевых вентиляторов. Поэтому исследования направленные на обоснование параметров высоконагруженных роторов шахтных осевых вентиляторов при высоких окружных скоростях вращения являются актуальными.

Выполненные в ИГД СО РАН аэродинамические исследования осевых вентиляторов, установили, что значительное повышение размера поля возможных режимов в координатах «давление-производительность» и увеличение адаптивности возможно путем создания осевых вентиляторов с заменяемыми сдвоенными листовыми (не телесными) лопатками рабочего колеса (РК).

Учитывая геометрическую сложность, характер закрепления и нагружения лопаточного узла и корпуса рабочего колеса, для исследований использовался метод конечных элементов, реализованный в лицензионном программном пакете ANSYS.

По результатам, полученным в ходе исследования и путем введения поправочного коэффициента k_1 и k_2, разработаны параметрические модели лопаточного узла с высоким уровнем адаптации и корпуса рабочего колеса для ряда исследуемых машин (рис.1). Модели позволяют проектировать лопаточный узел для любого типоразмера вентилятора с диаметром рабочего колеса в пределах от 3000 до 5000 мм при окружных скоростях вращения по концам лопаток до 160 м/с. При проектировании необходимо задать диаметр D рабочего колеса и частоту вращения ротора n [2].

Поправочные коэффициенты k_1 и k_2 определены по результатам численных экспериментов ряда исследуемых машин, исходя из условий прочности и необходимой отстройки от резонанса в лопаточном узле и корпуса рабочего колеса, и определяется выражениями:

$$k_1 = (\alpha Dn)^2,\ \kappa_2 = \beta Dn,$$

где n – частота вращения ротора вентилятора, об/мин; D – диаметр РК, мм; $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$ мин/об·мм, $\beta = 3{,}3 \cdot 10^{-7}$ мин/(об мм).

а) *б)*

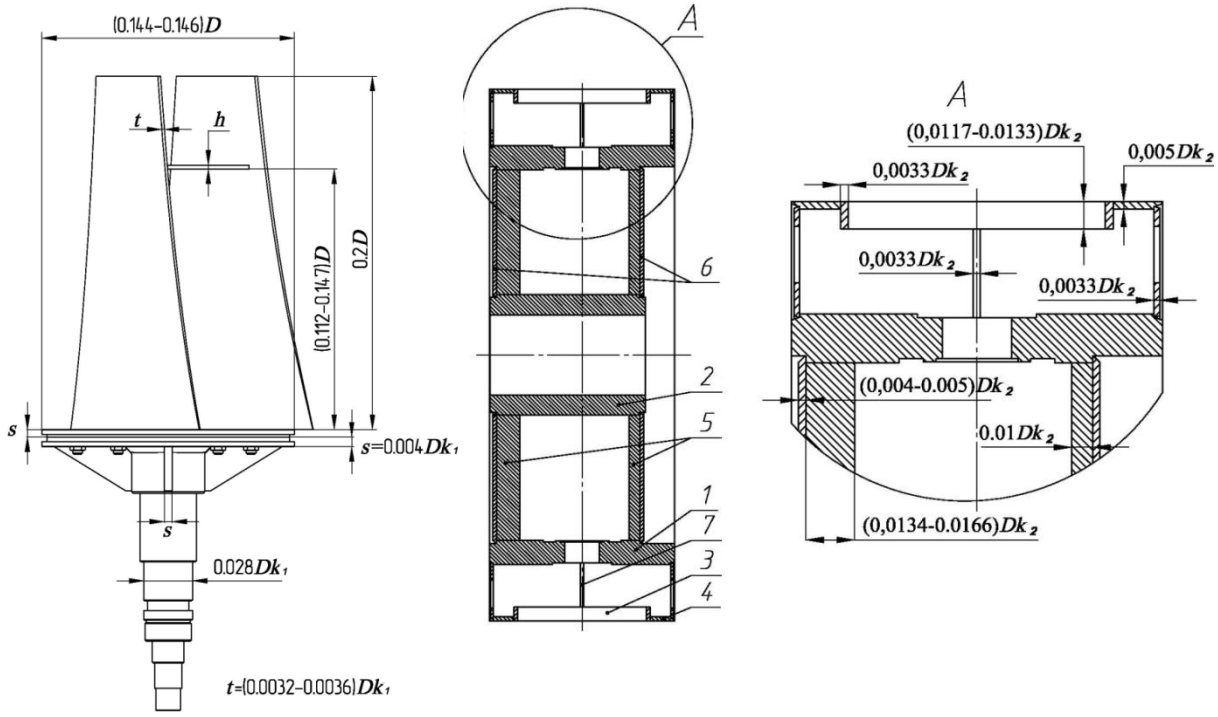


Рис. 1. Параметрические модели. *а)* Лопаточного узла: s, t, h – толщины отдельных элементов конструкции лопаточного узла; D – диаметр РК; h – толщина перемычки. *б)* Корпуса рабочего колеса: 1 – силовой пояс; 2 – ступица; 3 – гильза, 4 – обечайка; 5 – ребра жесткости; 6 – опорные диски; 7 – плоская сегментная стяжка; D – диаметр рабочего колеса. k_1, k_2 – поправочные коэффициенты.

В результате ряда проведенных исследований, так же была определена рациональная схема компоновки ротора и введены ограничения по его частоте вращения при регулировании и реверсировании воздушного потока. Все это позволяет значительно увеличить эксплуатационные характеристики и надежность осевых вентиляторов главного проветривания шахт.

[1] Петров Н.Н., Попов Н.А., Русский Е.Ю. Разработка научных основ и освоение производства нового ряда осевых вентиляторов // ФТПРПИ. 2007. № 3.

[2] Петров Н.Н., Панова Н.В. Оценка прочности адаптивного лопаточного узла высоконагруженных шахтных осевых вентиляторов // ФТПРПИ. 2013. №1. С.127 – 137.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВИБРОНАГРУЖЕННОСТИ ОСЕВЫХ ВЕНТИЛЯТОРОВ ГЛАВНОГО ПРОВЕТРИВАНИЯ ШАХТ

Русский Е.Ю.

Новосибирск, Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН,
geomining@mail.ru

Важнейшей характеристикой шахтных осевых вентиляторов главного проветривания является эксплуатационная надежность, которая в значительной степени зависит от уровня вибраций основных элементов вентилятора. Работа с повышенной вибрацией приводит к преждевременному износу и разрушению основных элементов конструкции рабочего колеса (РК), подшипников ротора, зубчатых муфт трансмиссионного вала и т.д. [1].

Вибрационное состояние вентиляторов определяется характеристиками возмущающих сил, динамическими характеристиками лопаток РК, вала ротора и трансмиссионного вала, а также динамической отстройкой основных узлов по собственным формам от резонанса с возбуждающими силами.

В работе обсуждаются результаты анализа прочностных и динамических характеристик основных узлов вентиляторов серии ВО (типоразмеров – ВО-30К, ВО-36К), которые спроектированы по новым аэродинамическим схемам АМ-19А, АМ-17А, АМ-19А1 с поворотными на ходу сдвоенными листовыми лопатками РК (рис. 1), сбалансированными относительно оси поворота z. Новые вентиляторы позволяют на ходу регулировать производительность в рабочем режиме и обеспечивать режим реверсирования вентиляционной струи [2].

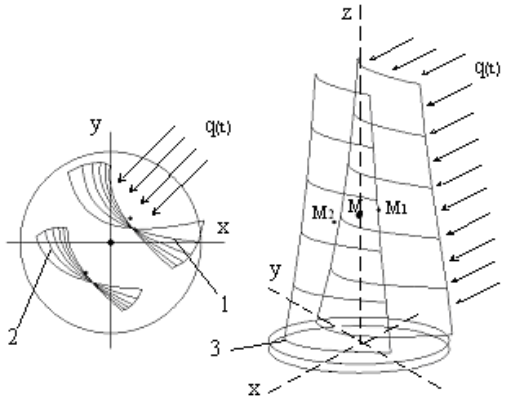


Рис. 1. Геометрия поверхности лопастей и лопаток рабочего колеса, размещенных на поворотном основании: 1,2 – лопасти, 3 – поворотное основание, g(t) – удельное распределенное давление потока воздуха на поверхности лопатки.

В теории проектирования лопаток заложен ряд важных требований, одно из которых решает задачу расположения центра масс лопастей M_1 и M_2 так, чтобы общий центр масс в точке М находился на оси поворота лопатки z.

Сдвоенная листовая лопатка подвержена действию следующих видов нагрузок:

- растягивающая центробежная сила от собственных масс лопатки с бандажными перемычками;
- скручивающий лопатку центробежный момент;
- скручивающий момент, возникающий за счет смещения центра тяжести лопатки с оси z;
- изгибающий момент, вызванный аэродинамическими силами q(t);

- изгибающий момент от смещения центра тяжести.

Расчет частот собственных колебаний поверхностей сдвоенной лопатки должен производиться с учетом демпфирующих (бондажных) перемычек и условий крепления поворотного основания. Решение этих задач выполнено посредством метода конечных элементов.

Результаты, полученные при проведении анализа вибрационных свойств листовых лопаток при больших скоростях вращения, могут быть использованы для внесения изменений в элементы конструкции узлов и корректировки соответствующих чертежей, что позволяет выбрать равнопрочную конструкцию лопаточного узла, повысить надежность и обеспечить динамическую устойчивость элементов ротора новых вентиляторов.

[1] Петров Н.Н., Попов Н.А., Батяев Е.А., Новиков В.А. Теория и проектирование реверсивных осевых вентиляторов с поворотными на ходу лопатками рабочего колеса // ФТПРПИ. 1999. № 5. С. 40–51.

[2] Демочко С.И., Кузнецов А.В., Паршинцев В.П. Неисправности шахтных вентиляционных установок главного проветривания // Справочное пособие. М.: Недра. 1990.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Савин И.А.

Саратов, ООО НПО «Союзнефтегазсервис-Гео»,
mail.savin@bk.ru

Толчком к проведению данных исследований послужило большое количество аварий и осложнений в процессе бурения скважин, обусловленных неустойчивостью их стволов. Единственным возможным объяснением данных аварий являются геомеханические процессы внутри земли. В пользу этой гипотезы свидетельствуют прихваты бурового инструмента на забое в процессе бурения, что не может быть связано с иными причинами и в частности причинами дифференциальных прихватов.

Исследуемый район работ находится в центральной части Оренбургской области. В тектоническом отношении район относится к западной окраине Бузулукской впадины, вблизи зоны ее сочленения с Восточно-Оренбургским поднятием. Структурой третьего порядка является Сидоровско-Землянский вал.

Для проведения исследований привлечены результаты бурения 14 скважин по двум месторождениям.

Статистический анализ показывает происхождение данных аварий в карбонатных отложениях подсолевого комплекса. В результате комплексного рассмотрения результатов ГТИ-ГИС было установлено, что аварии наиболее вероятны в интервалах карбонатных отложений имеющих терригенные пропластки или частичную глинизацию. Бурение сопровождалось поглощением буровой промывочной жидкости, местами поглощение было катастрофическим, до 90м^3/ч.

Для уточнения объемов поглощений и распространения их по площади произведено гидродинамическое моделирование. Расчет выполнялся с помощью программного комплекса Т-Навигатор, применяемого в ООО НПО "СНГС". На основании литолого – стратиграфического расчленения разреза и данных геолого-технологических исследований (ГТИ) по объему и интенсивности поглощений рассчитана трехмерная гидродинамическая модель. Анализ полученной модели показал коррелируемость интервалов поглощений, их привязку к структурному плану и фациальную однотипность. В разрезе четко выделяются две зоны поглощений, в интервалах от 2650-2700м до 3100-3225 м и 3330-3510 м. Наиболее интенсивные поглощения выделяются в интервале 2650-2800 м (рис.1).

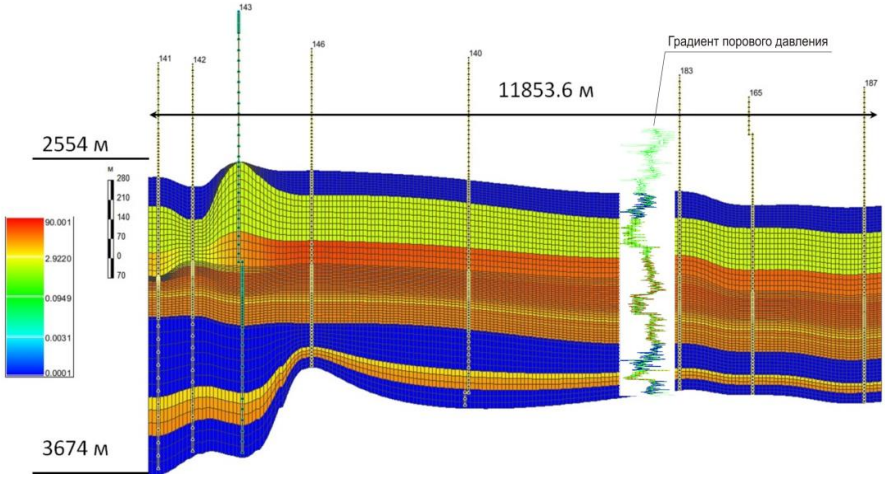


Рис. 1. Фрагмент гидродинамической модели.

На следующем этапе, с помощью собственного ПО - Ml AWPD, был реализован расчет давлений в скважине и в частности градиентов порового давления и эквивалентной плотности циркуляции. Расчеты полностью подтвердили результаты гидродинамического моделирования. В интервалах поглощений отмечается снижение градиента поровых давлений, что и объясняет природу инфильтрации буровой промывочной жидкости в горные породы.

По опыту работ ООО НПО «СНГС» сделано предположение о характере внутриземных напряжений, обусловленных сжатием в данном горно – геологическом районе. Наличие низких показателей порового давления и поглощений, согласно закону Дарси, механике сплошных сред и подземной гидравлике возможно только при относительно не высоком давлении (напряжении). Низкие значения горного давления (напряжения) в свою очередь свидетельствуют об обратном характере геомеханических процессов - растяжении.

На основании проведенных работ можно сделать вывод о различных характерах внутриземных напряжений в пределах исследуемого района, а именно процессах сжатия и растяжения. Генезис данных процессов связан с неотектоническими движениями, обусловленными близостью границ крупных тектонических элементов.

На глобальный характер распространения напряжений также оказывают влияние особенности соляно-купольной тектоники. Анализ структурного плана показал коррелируемость зон воздымания соляных отложений и скважин с наименьшими показателями поглощений. Следует отметить, данная зависимость прослеживается на северо-западных участках месторождений. На юго-востоке картина несколько более сложная, по опыту проведенных ранее исследований можно предположить изменение вектора региональной напряженности, также в структурном плане не выделяется явных воздыманий соляных отложений. Мощность интервалов поглощений на юго-западе уменьшается.

Крупные тектонические элементы имеют сложное сочленение в данном районе, что обусловлено относительной близостью Урала, границы Европейской и Азиатской плит. Близость и геометрическая сложность Волго-Уральского, Прикаспийского массива, Башкирской системы и несогласное залегание Уралтауского мегасинклинория обуславливают повышенную геодинамичность данного района работ. Различный характер геодинамических процессов, а именно сжатие и растяжение, вполне может быть вызван вариативным влиянием различных крупных тектонических элементов, образованием и развитием «живых» разрывных нарушений.

На основании всех выше изложенных фактов можно сделать вывод о необходимости постоянного мониторинга данного горно-геологического района и создание постоянно действующей геолого-технологичской модели (ПДГТМ). Рекомендуется проведение периодической, разновременной, площадной газогеохимической съемки, сейсмического мониторинга и геомеханического моделирования. Также крайне необходимо включить в комплекс геофизических исследований широкополосный и кросс-дипольный акустический каротаж, позволяющие оценить геомеханические свойства пород.

Результатом данных работ послужит повышение эффективности эксплуатации месторождений нефти и газа, а также предупреждение техногенных аварий, связанных с разгрузкой большого количества энергии, накапливающейся внутри земли под действием неотектонических процессов.

О ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТРЕЩИНЫ НА ОБРАЗЦАХ ГИПСА

Цой П.А.

Новосибирск, Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН,
paveltsoy@mail.ru
Новосибирск, Новосибирский государственный технический университет

Прямоугольные выработки используются, как правило, в условиях одноосного сжатия [1]. Для моделирования сечения такой выработки был сделан сквозной прямоугольный вырез размером 15х7,5 мм в центре образцов-пластинок из гипса (алебастр Г-3) с размерами 60х60х10 мм (рис.1). На прессе Instron 8802 проведены эксперименты на одноосное сжатие 15-ти образцов. Нагрузка подавалась на торцы образцов по направлениям, указанным стрелками на рис. 1.

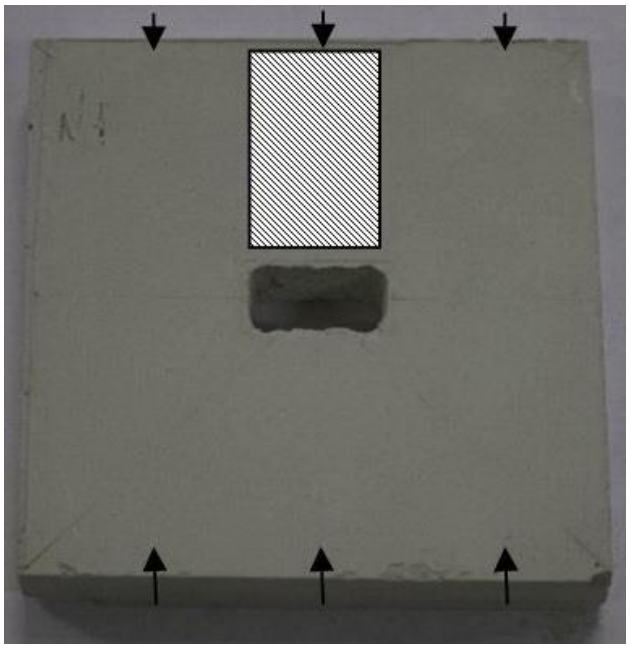


Рис. 1. Гипсовый образец-пластинка №1.

Процесс поверхностного деформирования образца в области (заштрихованная область на рис.1), прилегающей к кровле моделируемой выработки, регистрировался с помощью оптико-телевизионного комплекса ALMEC-TV [2].

Опираясь на обработку данных по цифровым спекл-фотографиям, были построены для испытанных образцов диаграммы «Eyy_sum (поперечная поверхностная деформация) – время» совмещенные с диаграммой «осевое напряжение – время» (рис.2), которые позволили определить время начала развития нарушения сплошности (трещины) и окрестность её локализации в области прилегающей к кровле моделируемой выработки.

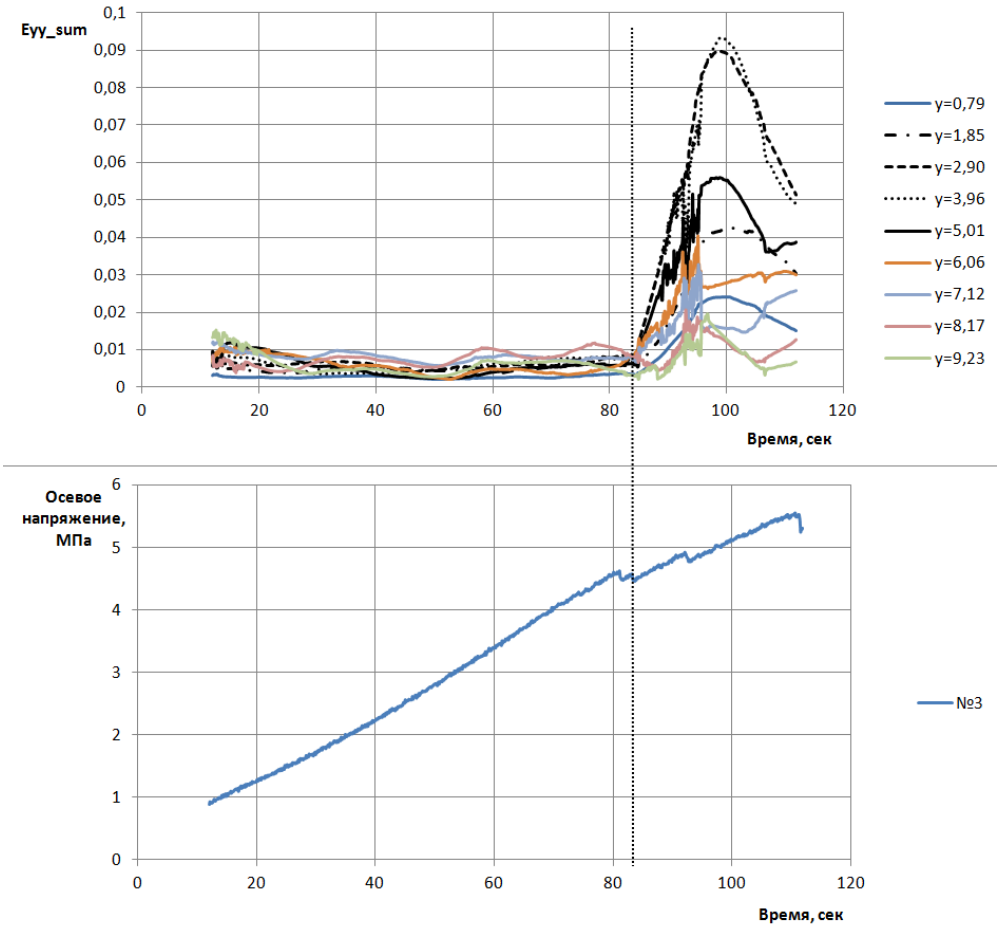


Рис. 2. Диаграммы «Eyy_sum – время» совмещенные с диаграммой «осевое напряжение – время».

Исследование проводилось при финансовой поддержке проекта РФФИ № 12-05-31484_мол_а.

[1] Горобец И. А., Михайлов А. Н. Системы технологий. Донецк.: Технополис. 2003. 303 с.

[2] Цой П. А., Панов А. В., Колыхалов И. В., Семенов З. В. Исследование распространения трещин на дисковых образцах горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2013. № 4. С. 296–301.

НОВЫЕ ИНФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОЛОГИИ

ГИС-АВТОМАТИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ СРЕДСТВАМИ POSTGIS И R

Блинов А.В.[2,1], Шестаков С.А.[1,2], Аузина Л.И[2], Паршин А.В.[1,2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sarhin@geo.istu.edu
[2] Иркутск, Иркутский государственный технический университет, gis@geo.istu.edu

При проведении работ по поиску источников технической воды для нужд нефтедобычи на первых этапах производится анализ такой информации, как геологические и топографические карты, данные научных публикаций, фондовые материалы. Эта информация позволяет создать базы данных фактографической и картографической информации, включающие слои гидросети, рельефа, геологии, гидрогеологи и др. На основе этой предварительной информации можно рассчитать некоторые косвенные показатели перспективности участков территории, впоследствии выполнить сопоставление района работ с участками-аналогами, выделить определенные закономерности расположения перспективных участков. Выполнение математического анализа зачастую осложняется необходимостью большего объема ручных операций.

В данной работе рассматривается пример технического и методического обеспечения автоматизации расчета и картографирования таких показателей, как коэффициент трещиноватости, и обводенности. Наиболее адекватным современному уровню науки методом решения подобных задач авторы считают применение следующего комплекса геоинформационных технологий: выполнение расчетов средствами пространственной СУБД, выполнение интерполяции, картографирование и оформление производить централизованно с помощью инструментов Postgres/Postgis, Quantum GIS 2.4, Geoserver, RStudio, представление данных конечному потребителю информации выполнять по протоколу WMS [1].

На основе архивной информации формируются следующие векторные слои исходных данных:

- Геологическая карта участка,
- Граница лицензионного участка,
- Гидросеть.
- Цифровая модель рельефа.

Средствами пространственных запросов в СУБД PostgreSQL/Postgis реализован способ автоматизированного создания таблиц с данными для анализа. Скрипты расчетов реализованы с помощью языка программирования R [3]. После расчетов методом робастных главных компонент [2] выполняется кластерный анализ для разделения полученных результатов, программное обеспечение функционирует на уровне СУБД.

На рассматриваемом участке в зависимости от поведения совокупности таких факторов, как близость до водотоков, разломная тектоника, особенности геологии и морфологии рельефа и некоторых других, выделяются четыре кластера. Пример распределения представлен на рисунке 1.

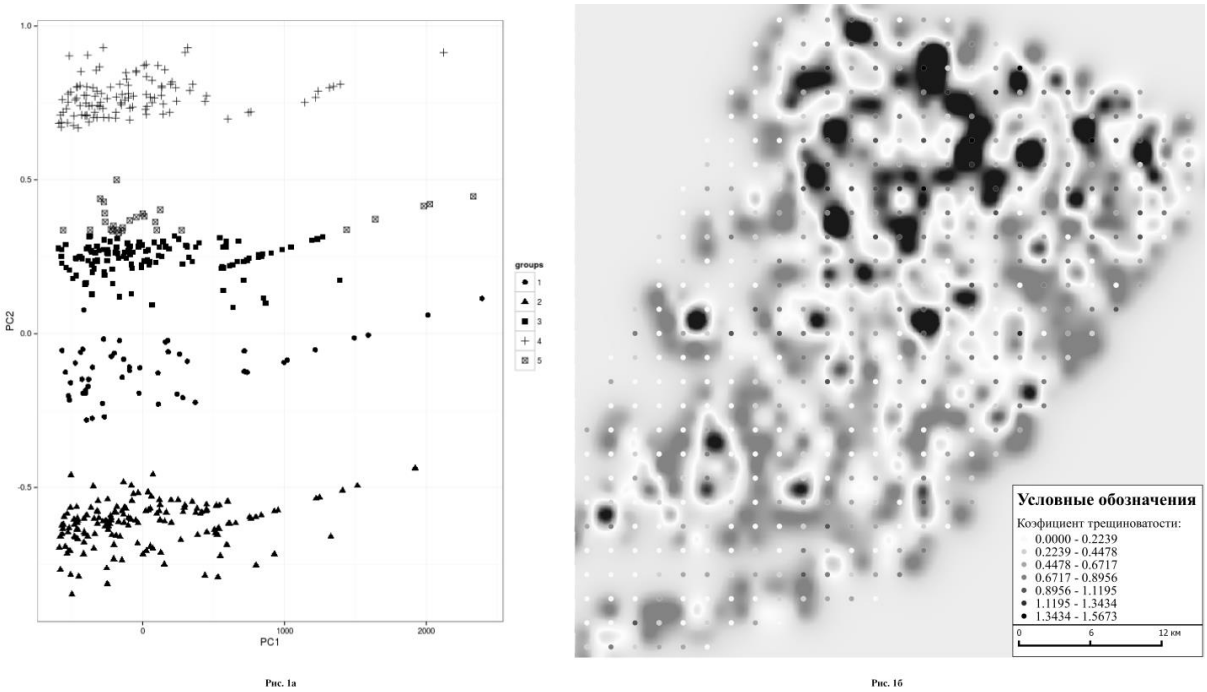


Рис. 1а Рис. 1б

Рис. 1. Пример результата кластеризации и картографического представления распределения коэффициента трещиноватости

Полученные на данном этапе результаты позволили выполнить сопоставление исследуемого участка с несколькими соседними. В результате в качестве эталонного был обоснован участок “Чонский” (Иркутская область). Дальнейшая интерпретация результатов расчетов будет продолжена после получения первых данных полевых работ, конкретно, геофизических данных.

Предложенная методика и комплекс технологий автоматизируют процесс обработки данных, поскольку информационное обеспечение специалистов-гидрогеологов производится без необходимости выполнения какие-либо действия с помощью пользовательских инструментов ГИС. Использование открытого геоинформационного обеспечения обеспечивает наилучшие возможности для внедрения в производственный или научный процесс.

[1] Паршин А.В. Геоинформационное обеспечение мониторинга поверхностного слоя вод озера Байкал //Дис. канд. г.-м. н. Иркутск, 2012. 163 с.

[2] Valentin Todorov, Peter Filzmoser (2009). An Object-Oriented Framework for Robust Multivariate Analysis. Journal of Statistical Software, 32(3), 1-47

[3] R Core Team (2014). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL http://www.R-project.org/.

УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Вольпин С.Г., Афанаскин И.В., Крыганов П.В., Штейнберг Ю.М., Ялов П.В.

Москва, Научно-исследовательский институт системных исследований РАН,
info@ivanafanaskin.ru

В связи с открытием и освоением крупных месторождений нефти в карбонатных коллекторах в Восточной Сибири за последние 20 лет, а также с активной разработкой месторождений в карбонатных коллекторах в Тимано-Печорской НГП, актуальным является всестороннее изучение геологического строения таких месторождений. Карбонатные коллектора характеризуются большой неоднородностью ФЕС по площади и разрезу. Кроме того, изучение карбонатных коллекторов затрудняет сложное строение пустотного пространства (поры, каверны, трещины). Одним из эффективных методов изучения карбонатных коллекторов являются ГДИ. Учитывая тот факт, что гидродинамические методы исследований являются единственным (не считая трассеров) классом исследований, в котором изучаются непосредственно процессы фильтрации (изменение поля давления), то фильтрационные параметры пласта (гидропроводность, пьезопроводность, проницаемость и пр.), получаемые с помощью ГДИ, являются наиболее актуальными для целей разработки.

На рис. 1 приведена карта района проведения ГДИ на одном из нефтяных месторождений с карбонатным коллектором в Тимано-Печорской НГП. Коллектор трещинно-кавернозный. Активность матрицы однозначно не установлена. Существует несколько систем трещин с различной проницаемостью.

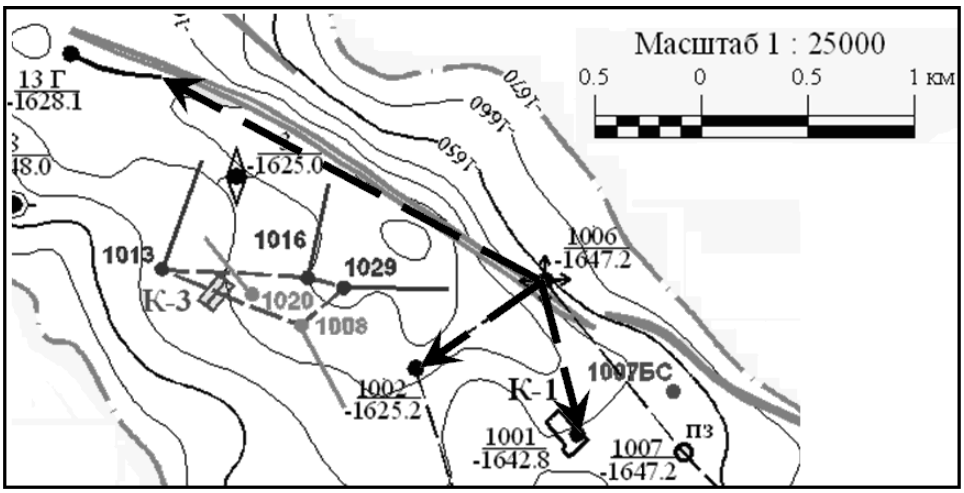


Рис. 1. Район проведения исследований. Выкопировка из структурной карты. Черными стрелками указаны направления проведения гидропрослушивания.

Добывающие скважины №№ 13Г, 1001 и 1002 исследованы методом восстановления давления и методом контроля режима работы скважины в течение продолжительного времени. Нагнетательная скважина № 1006 исследована методом падения давления. Кроме того проведено исследование методом гидропрослушивания по следующей схеме: нагнетательная скважина № 1006 – возмущающая, добывающие скважины №№ 13Г, 1001 и 1002 – реагирующие. Использование кривых относительной фазовой проницаемости, кривой Бакли-Леверетта и метода Перрина при интерпретации ГДИ позволило определять не просто эффективную проницаемость (как это делается

обычно), а текущую фазовую проницаемость по нефти и воде, а так же, что особенно ценно, абсолютную проницаемость пласта. Результаты интерпретации исследований приведены в табл. 1.

Табл. 1

Результаты интерпретации гидродинамических исследований скважин.

Скважина	13Г			1001			1002			1006
Исследование	КВД[1]	ДКИД[2]	ГП[3]	КВД	ДКИД	ГП	КВД	ДКИД	ГП	КПД[4]
Абсолютная проницаемость, мД	42	72	806	35	34	437	53	-	Нет реакции	4052
Пористость, %	-	-	2	-	-	15	-	-		-

[1] – исследование добывающей скважины методом восстановления давления

[2] – исследование добывающей скважины методом контроля режима работы в течение продолжительного времени

[3] – исследование методом гидропрослушивания

[4] – исследование нагнетательной скважины методом падения давления

Анализируя результаты интерпретации ГДИ, можно отметить следующее:

1. Нагнетательная скважина № 1006 находится в высокопроницаемой зоне. Добывающие скважины №№ 13Г, 1002 и 1002 находятся в зонах со слабо развитой трещиноватостью.

2. При увеличении радиуса исследований (радиус исследований по методу контроля режима работы скважины в течение продолжительного времени много больше, чем по методу восстановления давления радиуса исследований) по скважине № 13Г почти в 2 раза увеличивается проницаемость, что говорит о наличии на некотором расстоянии от скважины трещиноватой зоны повышенной проводимости.

3. Тектоническое нарушение (разлом), указанный на рис. 1 толстой серой линией, является проницаемым, либо его расположение по результатам сейсмических исследований определено неверно, т.к. при исследовании методом гидропрослушивания получена хорошая связь между парами скважин №№ 1006-13Г и 1006-1001.

4. Повышенная проницаемость пласта по результатам исследования методом гидропрослушивания по сравнению с результатами по методам восстановления давления и контроля режима работы скважины в течение продолжительного времени связана с влиянием трещиноватой зоны повышенной проводимости в районе скважины № 1006. С большой степенью вероятности данная зона простирается вдоль тектонического нарушения.

5. При проведении исследования методом гидропрослушивания в скважине № 1002 реакция на возмущение не зафиксирована. Возможно, между скважинами № 1006 и № 1002 расположена зона пониженной проницаемости или непроницаемый барьер.

6. По результатам определения проницаемости пласта методом гидропрослушивания можно предположить, что преимущественное направление распространения трещин с северо-запада на юго-восток, что логично совпадает с направлением тектонического нарушения.

7. По виду диагностических графиков Бурде установить участие матрицы в фильтрации не удалось, что может быть связано с ее отсутствием, либо с продолжительным влиянием ствола скважины.

8. Пористость пласта по ГИС 17%. Пористость по результатам интерпретации гидропрослушивания по парам скважин 1006-13Г составляет 2 % (что соответствует системе трещин), а по парам 1006-1001 составляет 15% (что соответствует системе микротрещин либо участию матрицы в фильтрации).

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИАГРАММ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА НА ОСНОВЕ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ НА ГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОРАХ

Горбатенко В.А.[1], Суродина И.В.[2], Глинских В.Н.[1]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук,
GorbatenkoVA@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук

Работа посвящена математическому моделированию диаграмм высокочастотного электромагнитного каротажа нефтегазовых скважин с использованием вычислительной мощности графических процессоров (ГПУ). Реализация алгоритмов для специализированных параллельных вычислений на ГПУ осуществляется на основе технологии NVIDIA CUDA [2, 7], которая позволяет представлять ГПУ в виде массивно-параллельного сопроцессора. Все вычисления на графических процессорах представляются в виде исполняющих одинаковый набор инструкций потоков, объединенных в блоки на некоторой сетке. В результате чего наиболее эффективно на подобных сопроцессорах исполняются задачи с параллелизмом по данным. Современные ГПУ состоят из тысяч потоковых процессоров (Streaming Processor), объединенных в потоковые мультипроцессоры (Streaming Multiprocessor). Каждое подобное устройство имеет различные виды памяти, эффективное использование которых может существенно улучшить быстродействие программы. Всего различают шесть видов памяти: регистровый файл, глобальная, локальная, разделяемая, текстурный и константный кэши. Основные различия данных типов заключаются в доступе на чтение/запись, размере, расположении на устройстве, а, следовательно, и скорости доступа, в механизмах кэширования.

В настоящей работе рассматривается прямая задача электромагнитного каротажа в электропроводящих осесимметричных моделях геологических сред. Решение уравнения Гельмгольца, описывающего поведение электромагнитного поля, сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с симметричной не-эрмитовой пятидиагоальной матрицей, полученной в результате применения метода конечных разностей [3, 4] с последующей симметризацией. СЛАУ решается итерационным методом сопряженных А-ортогональных сопряженных невязок. Для улучшения числа обусловленности система предобуславливается. В качестве предобуславливателей используются элементы последовательности, полученной на основе алгоритма Шульца-Хоттелинга [5] с начальным приближением в виде Якоби. Нормализация матрицы СЛАУ позволяет существенно упростить вычисление предобуславливателей.

Проводится анализ эффективности использования вычислительных ресурсов и различных видов памяти при вычислениях на графических процессорах различных поколений. Также рассматривается возможность использования динамического параллелизма [6], благодаря которому удается избежать излишних передач управления и копирований между центральным процессором и сопроцессором.

Вычислительная схема метода сопряженных А-ортогональных сопряженных невязок (COCR) [1]:

1. $r \leftarrow b - Ax;\ p \leftarrow \tilde{r} \leftarrow P^{-1}r;$
2. $q \leftarrow Ap;$
3. $\rho \leftarrow (\tilde{r}, q);$
4. while $\|r\| > \varepsilon\|b\|$ do
5. $\quad \tilde{q} \leftarrow P^{-1}q;$
6. $\quad \alpha \leftarrow \rho/(\tilde{q}, q);$
7. $\quad x \leftarrow x + \alpha p;$
8. $\quad r \leftarrow r - \alpha p;$
9. $\quad \tilde{r} \leftarrow \tilde{r} - \alpha\tilde{p};$
10. $\quad t \leftarrow A\tilde{r};$
11. $\quad \beta \leftarrow \rho;$
12. $\quad \rho \leftarrow (\tilde{r}, t);$
13. $\quad \beta \leftarrow \rho / \beta;$
14. $\quad p \leftarrow \tilde{r} + \beta p;$
15. $\quad q \leftarrow t + \beta q;$
16. end while

В результате проведения математического моделирования диаграмм электромагнитного каротажа в типичных моделях коллекторов нефти и газа Западной Сибири были получены следующие результаты. Рассматривалась осесимметричная модель высококонтрастной среды, моделирование производилось для 5 различных зондов ВИКИЗ в 135 точках по профилю. Расчёты проведены на сетках размерности от 6700 до 9660. В настоящее время для таких, относительно небольших по размеру задач, одним из лучших является прямой решатель PARDISO из библиотеки INTEL MKL. Время решения программы на основе метода COCR при вычислениях на ГПУ составило 17 секунд, а на основе решателя PARDISO при вычислениях на ЦПУ – 21 секунду.

[1] Bertolazzia E., Fregoa M. Preconditioning complex symmetric linear systems // arxiv.org: Cornell University Library server [Электронный ресурс]. URL: http://arxiv.org/pdf/1405.6297v3.pdf (дата обращения 25.09.14).

[2] CUDA C Programming Guide. Design Guide (PG-02829-001_v6.5 | August 2014) // Техническая документация для NVIDIA CUDA. 2014. URL: http://docs.nvidia.com/cuda/pdf/CUDA_C_Programming_Guide.pdf (дата обращения: 25.09.14).

[3] Мартаков С.В, Эпов М.И. Прямые двумерные задачи электромагнитного каротажа // Геология и геофизика.- 1999.- т.40, №2. - С. 249-254.

[4] Суродина И.В., Эпов М.И. Влияние биополимерных буровых растворов на диаграммы высокочастотного электромагнитного каротажа // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 8 стр. 1062-1069.

[5] Labutun I.B., Surodina I.V. Algorithm for Sparse Approximate Inverse Preconditioners in Conjugate Gradient Method // Reliable Computing (Interval Computations) Journal http://interval.louisiana.edu/reliable-computing-journal/tables-of-contents.html#Volume_18

[6] Tuning CUDA Applications for KEPLER. Application Note (DA-06288-001_v6.5, August 2014) // Техническая документация для NVIDIA CUDA. 2014. URL: http://docs.nvidia.com/cuda/pdf/Kepler_Tuning_Guide.pdf (дата обращения: 25.09.14).

[7] Боресков А.В., Харламов А.А. Параллельные вычисления на GPU. Архитектура и программная модель CUDA // М.: Изд-во Московского университета, 2012. 332 с.

МЕДЛЕННАЯ МИГРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТУРЦИИ

Новопашина А.В.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН
anek_sanek@mail.ru

Изучение сейсмичности Турции представляет собой интерес в области исследования миграции сейсмической активности, так как Турция известна упорядоченностью распространения сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома [1, 2]. Так во многих источниках рассматривается последовательное возникновение событий магнитудой $5.9 \geq M \geq 7.8$ с Востока на Запад в период 1939–1999 гг. (до события Измит 1999 г. M=7.6) [3, 4 и мн. др.].

Визуализация цепочек сейсмической активности производится на пространственно-временных диаграммах, построенных для заданных областей проецирования, представленных на рис. 1. Такие области были определены для эпицентральных зон, в пределах которых исследуется миграционный процесс. Значения используемого параметра суммируются в элементарных ячейках прямоугольника за определенные промежутки времени (в данном случае, 30 дней). Для анализа использован композитный каталог ISC диапазона магнитуд M=2.0–7.6. Методика проецирования автоматизирована средствами геоинформационных технологий и подробно рассматривается в работе [5].

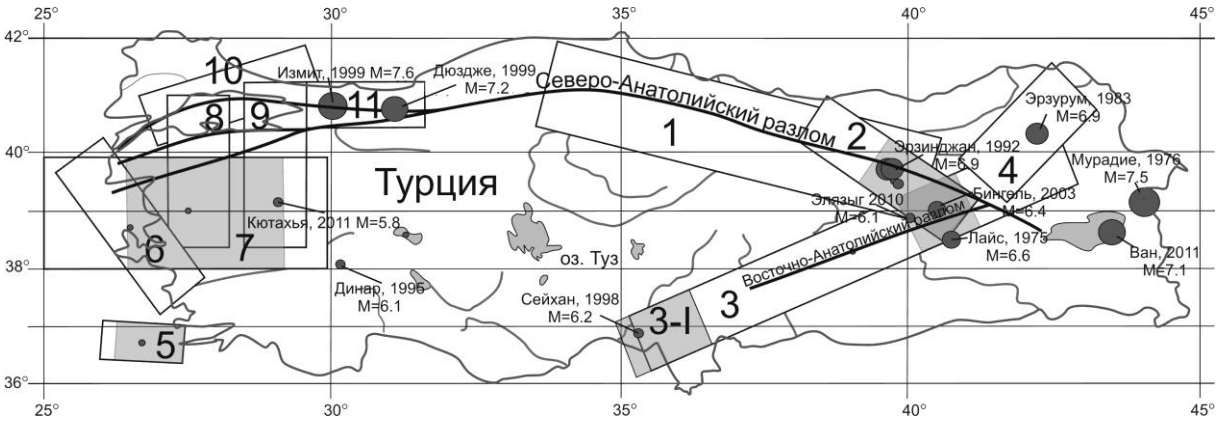


Рис. 1. Зоны проецирования сейсмических данных (прямоугольники). Темно-серым цветом выделены области, на которых зафиксированы медленные миграции сейсмической активности.

Анализ диаграмм позволил получить следующие результаты. Для восточной и юго-восточной частей эпицентрального поля Турции характерны миграционные цепочки, состоящие из сильных и умеренных событий, а промежутки между ними почти не заполнены слабыми событиями (зоны 1, 2, 3, на рис 1, рис. 2). Эта особенность миграций характерна именно для землетрясений Турции. Тектонически это явление в этой части эпицентрального поля связано с зоной области сочленения Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов (зона 2 на рис. 1, диаграмма А на рис. 2), к которой приурочен ряд сильных землетрясений инструментального периода, такие как Лайс 1975 г. (M_w=6.6), Эрзинджан 1992 г. (M_w=6.9), Бингель 2003 (M_w=6.4), Элязыг 2010 (M_w=6.1), а также юго-восточного окончания Восточно-Анатолийского разлома (зона 3 на рис. 1, диаграмма Б рис. 2), с которой связана область очага землетрясения Сейхан 1998 г. (M_w=6.2). В области очага

землетрясения Эрдзинджан 1995 г. (M_w=6.9) за десятилетия до самого события можно наблюдать упорядоченные последовательности противоположенной направленности, состоящие из 9–10 умеренных событий: 1976–1979 гг. (3.4 г. со скоростью около 30 км/год) и длиной более 100 км и 1984–1990 гг. (6–7 лет со скоростью 25–30 км/г.) длиной более 150 км. Здесь миграционные цепочки являются долгосорчным предвестником сильного события. Для юго-западной (зона 5 на рис. 1) и западной (зона 7 на рис. 1) частей эпицентрального поля Турции характерны миграционные последовательности слабых и умеренных событий, подобные миграциям района Прибайкалья [5]. Цепочки имеют четко выраженную структуру. Скорость варьируется в пределах 62–90 км/год.

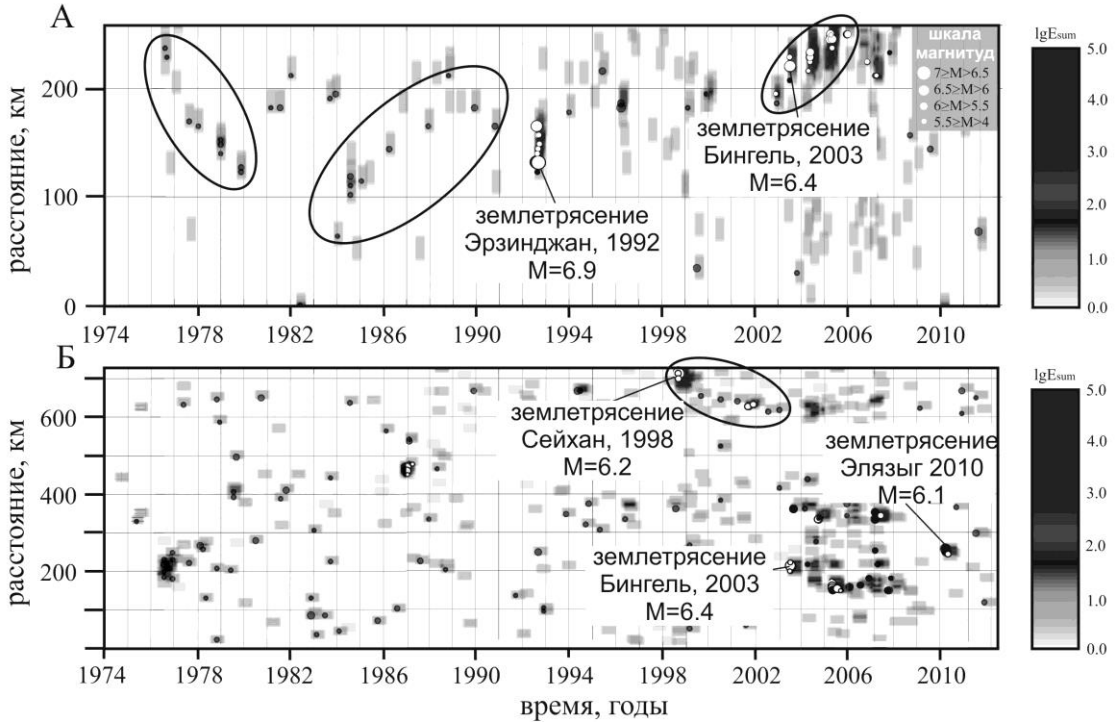


Рис. 2. Пространственно-временные диаграммы для зон проецирования: А – для зоны 2, Б – для зоны 3.

Миграция в зонах очагов сильных событий проявляется как предшествующее, так и последующее, по отношению к сильному сейсмическому событию, явление, что в области сопряжения тектонических структур может отражать динамику перераспределения напряжения в результате их взаимодействия. Различие в характере миграций различных сейсмических структур Турции мы связываем с разной вязкостью сейсмоактивной среды.

[1] Ross S.S., Barka A.A., Dieterich J.H. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering // Geophysical Journal International. 1997. V. 128, №. 3. P. 594–604. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x.
[2] Westaway R. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 12,071–12,090.
[3] http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/1999/1999_08_17_ts.php.
[4]http://www.ipgp.jussieu.fr/~lacassin/WebTecto/rech/tectorecherche/IzmitWEB/SketchMarmara.gif11/11/2004 6:22:15 AM.
[5] Новопашина А.В. Методика выявления миграций сейсмической активности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33–36.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КАРКАС ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ОПТИМИЗАЦИИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Павлова Е.В.[1], Марова М.Л.[1], Ямских Г.Ю.[2]

[1] Абакан, ФГБОУ ВПО «Хакасский государственный университет им. Н.Ф. Катанова», eve21@yandex.ru

[2] Красноярск, ФГАОУ ВПО «Сибирский федеральный университет», yamskikh@mail.ru

Проектирование экологического каркаса предполагает определенные функции каждого элемента в его структуре, которому соответствует свой режим использования и его правовая форма. Оно должно производиться на основе всех необходимых знаний и достижений в областях экономики сельского, водного, лесного хозяйства и других отраслей природопользования, управления территориями и системного анализа, различных сфер экологии [1].

Цель нашего исследования является формирование системы управления рационального природопользования для поддержания экологической стабильности на территории исследования по средствам создания гис-проекта «Экологический каркас Южно-Минусинской котловины».

В нашей работе под экологическим каркасом мы понимаем совокупность экосистем с индивидуальным режимом природопользования для каждого участка территории, образующих пространственно-организованную инфраструктуру, которая поддерживает экологическую стабильность территории, предотвращая потерю биоразнообразия и деградацию ландшафта [2].

В процессе исследования были использованы общепринятые методы географических исследований. Создание проекта было выполнено на базе платформы ArcGis 10.1. Использовались базовые карт облачной инфраструктуры ArcGIS Online, схемы землеустройства, территориальные планы, публичная кадастровая карта масштабов от 1:1 000 000 до 1:100 000, картосхемы ООПТ и др.

Общая площадь исследуемой территории составляет 20 тыс. км^2. Максимальная длина 210 км, а ширина - 100 км.

Жесткий режим природопользования на территории Южно-Минусинской котловины соблюдается на заповедных территориях (ГПЗ «Хакасский» (73,8 км^2)), что составляет менее 1%. Территории регламентированного режима природопользования занимают 16% от площади каркаса и к ним относятся: заказники (668,6 км^2), памятники природы (94 км^2), национальный парк (644 км^2); водоохранные зоны, санитарно-защитные зоны, зоны санитарной охраны лечебно-оздоровительных местностей и курортов (1416,1 км^2); участки земель запаса (137 км^2). К территориям умеренного режима природопользования (66%) относятся: леса, расположенные в лесостепях и степях на юго-восточной окраине правобережной части котловины, в пределах которых возможно использование отдельных участков в сельском хозяйстве (2316,4 км^2) и собственно сельхозугодия (11001 км^2). К территориям интенсивного природопользования относятся: населенные пункты, участки разрабоок полезных ископаемых, промышленные и транспортные объекты. В 226 населенных пунктах проживают 801706 человек, из которых 74,4% являются городскими жителями (4 города, 27 поселков).

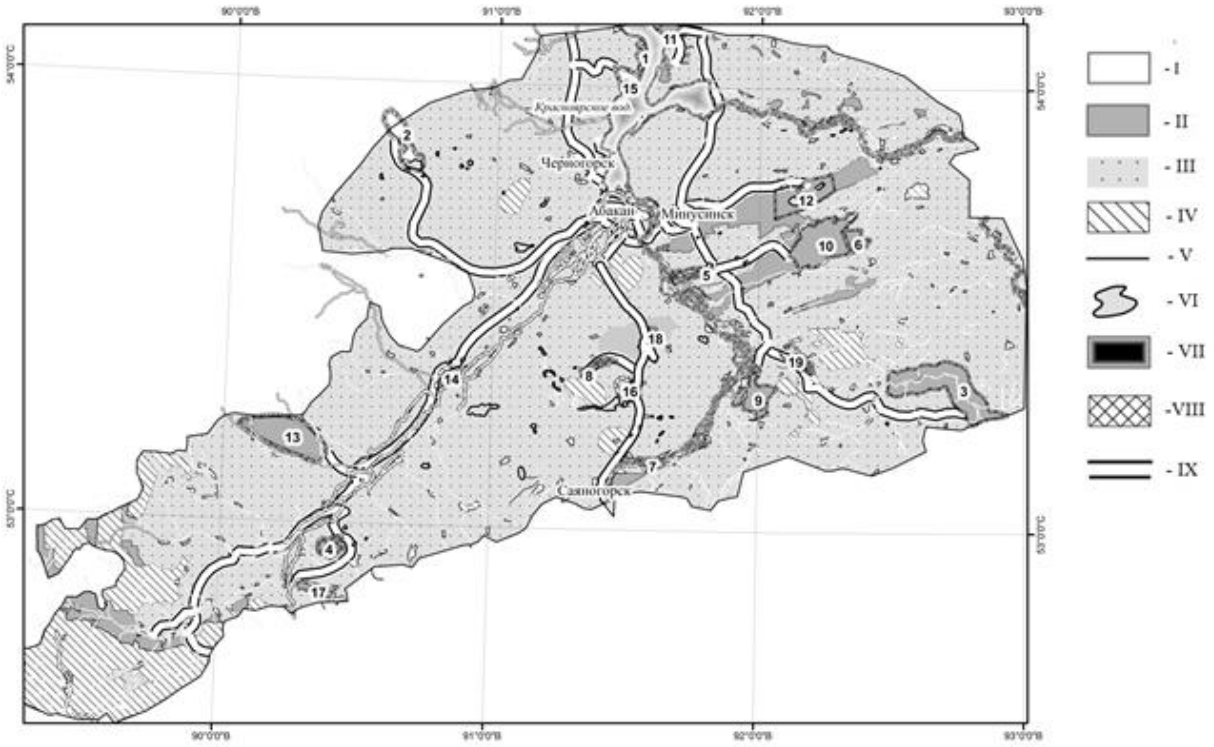


Рис. 1. Схема экологического каркаса Южно-Минусинской котловины. М 1:500000

Условные обозначения: I – территории жесткого режима природопользования, II –территории регламентированного природопользования, III – территории щадящего природопользования, IV – территории интенсивного природопользования, V – реки, VI- озера,VII – Красноярское водохранилище, VIII – буферные территории, IX – транзитные территории.
Действующие ООПТ: 1 - Участок государственного природного заповедника (ГПЗ) «Хакасский» Оглахты, 2 – Участок ГПЗ Камызякская степь с оз. Улугколь, 3 – Заказник Кебежский, 4 - Памятник природы Бондоревский бор, 5 – Памятник природы Кривинский бор, 6 - Памятник природы Лугавский бор, 7 - Памятник природы Очурский бор, 8 – Памятник природы Смирновский бор, 9 – «Национальный парк Шушенский Бор» участок – 2, Перовское лесничество; Планируемые: 10 – Заказник Лугавский бор (южный участок), 11 – Заказник Краснотуранский бор, 12– Заказник Лугавский бор (северный участок), 13 –Национальный парк Казановка, 14 – Памятник природы Уйтаг; 15 – Древняя крепость г. Куня, 16 – Заказник Урочище трехозерки, 17 – Памятник природы Большой Монок, 18 – Памятник природы озеро Куринка, 19 – Природный заказник Ойское болото.

Южно-Минусинская котловина является уникальной природной территорией, с разнообразием ландшафтов и обладающая большим потенциалом для развития различных типов природопользования. Длительный период ее территория была вовлеченная в процесс преобразования природы преимущественно сельскохозяйственной деятельностью и добывающими отраслями промышленности. Внедрение уникального гис-проекта «Экологический каркас территории Южно-Минусинской котловины» будет способствовать обеспечению рационального природопользования и сохранения ландшафтов на административных районах Республики Хакасия и юга Красноярского края.

[1] Колбовский Е.Ю. Ландшафтное планирование : учеб. пособие для студ. высш. учеб. заведений. — М.: Издательский центр «Академия», 2008. -336 с.

[2] Реймерс Н.Ф. Природопользование. Словарь-справочник. Москва: Изд-во «Мысль», 1990. – 637 с.

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ СРЕДСТВАМИ ОТКРЫТЫХ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

Просекин С.Н.[1,2], Паршин А.В.[1,2], Шестаков С.А.[1,2] , Шульга В.В.[2] , Блинов А.В.[1,2], Костерев А.Н.[1,2]

[1]Иркутск, Институт геохимии им. П.С. Виноградова СО РАН, pros.sergey@gmail.com
[2]Иркутск, Иркутский государственный технический университет, gis@geo.istu.edu

Современный уровень геологических исследований требует обязательного использования баз данных и информационно-аналитических систем, позволяющих представлять информацию в картографическом виде. Важным свойством таких систем является стоимость их создания и внедрения в производственный или научный процесс. Высокая стоимость проприетарного программного обеспечения не способствует появлению и развитию в России перспективных форм сервисных геоинформационных компаний - малых инновационных предприятий, поскольку требует от них высокой капитализации.

Исходя из этого, перспективным представляется организация геоинформационного бизнеса на основе открытых ГИС-технологий. На современном этапе своего развития, свободное геоинформационное ПО уже давно не уступает по функциональности платным программным продуктам [2]. В данной работе приводится методические и технические решения экономичной ГИС системы обеспечения гидрогеологических работ, позволяющей организовать процессы сбора, хранения, централизованной обработки и согласованного представления информации на основе свободного программного обеспечения и открытых стандартов. Система реализована в составе инновационной инфраструктуры Технопарка ИрГТУ. Используется набор программного обеспечения, состоящий из pgAdmin, QuantumGIS, Geoserver и Geonode, а также авторского программного обеспечения ModuLi [3], GelioSMI и Mars 1D [1]. В работах по проекту участвуют четыре группы специалистов, предметом исследования является поиски и разведка месторождений подземных вод. На рисунке 1 приведена упрощенная модель инфраструктуры проекта.

Группа геофизиков занимается сбором и последующей обработкой в программах GelioSMI и Mars 1D геофизических данных. Группа гидрогеологов сбором гидрогеологической информации из отчетов предыдущих исследований, полевым обследованием территории, а также обработкой результатов полевых обследований, гидрохимической и гидрогеологической информации. Группа ГИС получает обработанные данные от геофизиков и гидрогеологов, обобщает их, и представляет их в картографическом виде. Разработанный набор ПО реализован в виде директив для СУБД, то есть математическая обработка данных имеет централизованный характер. Вся собранная информация хранится в согласованных БД PostGIS, слои оформляются по утвержденным легендам с помощью картографических серверов GeoServer и представляется как через пользовательские ГИС-интерфейсы, так и с помощью веб-портала, что позволяет работать с данными из любого места.

Данная ИС являлась необходимым условием выполнения хоздоговорных работ, поскольку стоимость аналогичной инфраструктуры пространственных данных в случае ее создания на продуктах компании ESRI составляла бы около 11 млн. руб.

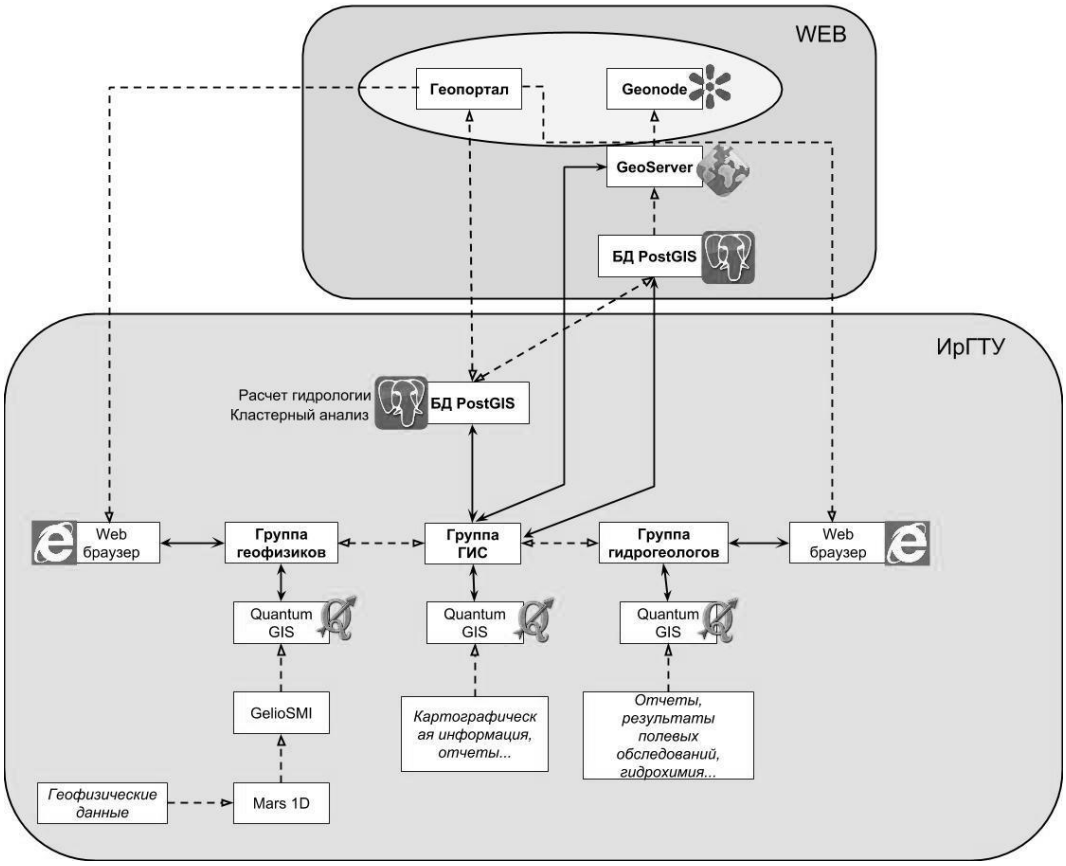


Рис. 1. Схема ГИС системы обеспечения гидрогеологических работ.

[1] Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Попков П.А., Слепцов С.В., Пестерев И.Ю., Яковлев С.В. Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском щите // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 28-33.

[2] Паршин А.В., Руш Е.А., Спиридонов А.М. Автоматизация процесса обеспечения экологического мониторинга озера Байкал с применением современных ГИС и web-технологий // Современные технологии. Системный анализ. Моделирование. 2011. № 1. С. 82-87.

[3] Паршин А.В., Демина О.И. Интегральные геохимические индикаторы в основе математико-картографического обеспечения экспертных геохимических географических информационных систем // Проблемы недропользования, 2014, N.2, с.53-59.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТРАДИЦИОННЫХ ГИС И СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ НЕОГЕОГРАФИИ ДЛЯ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ГЕОДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ СОЗДАНИЯ ГИС «СУПЕРКАЛЬДЕРА КАРЫМШИНА НА КАМЧАТКЕ»)

Рогозин А.Н.

Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
AlekseiRAS@yandex.ru

Цель данной работы – на примере создания геоинформационной системы (далее ГИС) «Суперкальдера Карымшина на Камчатке» показать возможность комплексного использования геологических данных традиционных ГИС и Информационных систем связанных с новыми методами визуализации – методами *неогеографии* (Google Earth, Erdas Titan, Virtual Earth и т.п.).

Создание ГИС ведется в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН) сотрудниками лаборатории геологии геотермальных полей и Информационно-вычислительного центра (ИВЦ).

В ходе исследований нами на территории Южной Камчатки в 2007 году была открыта крупнейшая не только на полуострове, но и в России структура – кальдера Карымшина [1]. В плане она имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении (по длинной оси – 25 км, по короткой – 15 км). По предварительным подсчетам объем изверженных продуктов, выброшенных при формировании кальдеры – составил ~ 825 км^3, что позволило рассматривать ее как супервулкан. Возраст ее определен в 1,78 млн. лет [6]. Первые полевые геологические работы в районе новой структуры нами были начаты еще в 2004 году. В результате проведенных исследований на территории рассматриваемого района были выявлены комплексы пород, отвечающие трем последовательным этапам развития этой структуры: докальдерный, кальдерообразующий и посткальдерный. Были детально изучены экструзии и потоки кислых лав посткальдерного этапа. Определены их размеры, подсчитаны объемы [3]. Были проанализированы структурные позиции расположенных в рассматриваемом районе современных гидротермальных систем и рудных проявлений [2, 4, 5].

Начиная наши исследования в 2004 году по изучению геологического строения района кальдеры мы использовали бумажные топографические карты масштаба 1:50000 и аэрофотоснимки на данный район. Приходилось вручную делать привязку на карте, отмечать точки отбора образцов и пройденные на местности маршруты. Появление портативных GPS-навигаторов дало возможность привязывать точки к реальным координатам на местности. Но полученные данные все еще оставались в разобщенном виде: точки отбора образцов находились в GPS-навигаторах, химические анализы пород – в виде Excel-таблиц, а рельеф местности - только на топографических картах в бумажном варианте. Назрела серьезная необходимость в объединении этих данных на современной основе. Кроме того, последним толчком для перехода к электронным картам послужила необходимость связать данные представленные в разных системах координат (бумажные карты сделаны в системе Гаусса-Крюгера, а привязка GPS-навигаторах – в WGS84).

Наличие лицензионного ПО ArcGIS 9 и ПО Easy Trace 8.7 Pro в ИВЦ позволило перейти от бумажных вариантов карт к электронным, с привязкой их к нужной системе координат. Пакет Easy Trace 8.7 Pro сейчас помогает быстро и качественно векторизовать самые разнообразные картографические материалы. Огромный арсенал утилит и инструментов этой программы позволяет извлекать данные из растров, и производить коррекцию уже существующих векторных данных. Программа

поддерживает экспорт и импорт наиболее распространенных ГИС-форматов (ArcINFO, ArcView, AutoCAD, Credo, MapInfo, MicroStation).

Для векторизации в начале наших работ было использовано четыре листа карт масштаба 1:50000 общей площадью 1258 км^2, включающие в себя район выделенной структуры и постройки докальдерного этапа. Далее, в ходе расширения района исследований было векторизовано еще два листа карт. В Easy Trace листы карт были трансформированы, собраны в общее растровое покрытие, далее из него были выделены отдельные подпроекты, а после их оцифровки в нем же было «сшито» полное, но уже векторное покрытие, которое затем было экспортировано в ПО ArcGIS 9.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Применяя ПО ArcGIS 9 была создана ГИС «Суперкальдера Карымшина на Камчатке», предназначенная для сбора, систематизации, хранения и дальнейшей обработки различных геоданных, полученных нами за прошедшие 10 лет полевых исследований (2004-2014 гг). Визуализация представленных в создаваемой ГИС геоданных позволяет приступить к построению современной геологической карты на район выделенной кальдеры и докальдерных построек за границами кальдеры.

На текущий момент ГИС содержит как пространственные данные (точки маршрутов и места отбора образцов; разломы различного генезиса; докальдерные и посткальдерные вулканы, потоки и экструзии), так и атрибутивные данные (таблицы химического состава пород района, собранных за 9 лет исследований; данные о наличии шлифов для отобранных образцов). Топографическая основа ГИС, масштаба 1:50000 и общей площадью около 1900 км^2, с привязкой в нужной системе координат была подготовлена в лицензионном ПО EasyTrace 8.7 Pro.

Используя современное открытое ПО (виртуальный глобус Google Earth) для визуализации геоданных создаваемой ГИС была получена более наглядная 3D-карта района исследований. Применение современных web-технологий дает возможность объединить разнородную информацию (как текстового, так и графического характера). Все это позволяет нам уже сейчас перейти от классической бумажной карты к «виртуальному глобусу».

Работа выполнена в рамках проектов ДВО РАН №12-III-A-08-171 (В.Л. Леонов), №14-III-B-08-042 (А.Н. Рогозин) и РФФИ мол_а 14-05-31319 (А.Н. Рогозин). Автор искренне благодарен Леоновой Т.В., Егоровой Н.П., Рыловой С.А., Кляпицкому Е.С., Васильеву С.Э. и всем тем, кто принимает активное участие в подготовке обширного объема геоданных создаваемой ГИС.

[1] Леонов В.Л. Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14-28.

[2] Леонов В.Л., Рогозин А.Н., Соболевская О.В. Результаты термометрической съемки Больше-Банных термальных источников (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 197-206.

[3] Рогозин А.Н. Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 10. С. 156-164.

[4] Рогозин А.Н. Карымчинская гидротермальная система (Южная Камчатка): новые данные о геологическом строение района // Материалы VI региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск- Камчатский. 2008. С. 93-98.

[5] Рогозин А.Н., Леонов В.Л. Геодинамические условия формирования рудоносных жил Банно-Карымшинского района (Камчатка) // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы второй молодежной школы семинар. Москва: ИФЗ РАН, 2011. Т. 1. С. 265-269.

[6] Bindeman I.N. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 189. P. 57-80.

АВТОМАТИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ ЗСБ В ПРОГРАММНОМ КОМПЛЕКСЕ GEOMODEL

Таранюк А.В.
Иркутск, ОАО ”Иркутскгеофизика”, kuynarat10@mail.ru

Программный комплекс GeoModel предназначен для обработки, моделирования и интерпретации геофизического электроразведочного материала, полученного в результате проведения работ методом зондирований становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Мотивом, побудившим к началу разработки данного комплекса, явилось отсутствие стороннего, либо собственного программного обеспечения, крайне необходимого для выполнения камеральной обработки данных полевых исследований во ФГУНПГП “Иркутскгеофизика”.

На данный момент времени можно отметить, что положительно отличающей чертой нашего программного обеспечения в сравнении с другими приложениями со схожей областью применения является скорость решения как прямой, так и обратной задач метода ЗСБ. Это достигается за счет применения сравнительно нового подхода в решении задачи моделирования кривых становления электромагнитного поля в горизонтально-слоистых средах, основанного на методе, впервые предложенном Кристенсеном [1] и применявшимся им при работе с моделями среды не содержащими большого количества горизонтов. Стоит сказать, что точность моделирования с помощью этого приближенного метода не значительно уступает стандартным алгоритмам решения прямой задачи для случаев малослойных моделей среды, однако, скорость получения решения в 20-30 раз превышает те показатели, которыми обладают программы, основанные на классическом расчете откликов от горизонтально-слоистых сред. Необходимо также отметить, что применение метода Кристенсена в его оригинальном виде для более детально описанных сред, а также сред с большими значениями контрастности между присутствующими горизонтами по значениям удельного электрического сопротивления, зачастую не позволяет получать ожидаемо низкие значения среднеквадратичных отклонений между теоретическими и практическими кривыми становления, что способствовало разработке модификации метода [2], основанной на введении зависимости скорости распространения электромагнитного поля от характеристик разреза, а также некоторого количества дополнительных переменных параметров, призванных повысить качество решений для моделей с отчетливо выраженным присутствием 10 и более слоев, являющихся наиболее типичными представлениями геологического строения земной коры в условиях юга Сибирской платформы, и сохранить, вместе с этим, высокую скорость получения решений, что является крайне важным условием для реализации быстрой процедуры инверсии геофизических материалов. Фактически, использование приближенного моделирования методом Кристенсена, подразумевающим эквивалентный с точки зрения суммарной электрической проводимости переход от горизонтально-слоистых сред к однородному изотропному полупространству при решении прямой задачи, снимает ограничение на количество искомых горизонтов, которое присуще большинству существующих программных средств, что ограничивает возможности их применения.

В основе алгоритма интерпретации кривых становления в программном комплексе GeoModel используется также сравнительно быстрая инверсия Оккама [3], что в совокупности с прямой задачей методом Кристенсена позволяет выполнять полностью автоматический подбор моделей для больших объемов электроразведочных данных за вполне разумное и приемлемое время. Особенностью инверсии Оккама

является и то, что поиск решения обратной задачи выполняется в рамках “гладких” моделей, что по убеждениям автора более правдоподобно отражает реальное распределение удельного электрического сопротивления по глубине разреза. Разработанное программное обеспечение позволяет выполнять инверсию данных, отталкиваясь от различных настраиваемых стартовых моделей, будь то однородное изотропное полупространство, либо автоматически генерируемая модель среды на основе трансформанты электромагнитного поля – зависимости STau(HTau). Присутствует возможность выполнения инверсии по значениям удельных сопротивлений, а также по мощностям горизонтов. Реализована возможность закрепления в процессе подбора соответствующих значений отдельных слоев модели.

На рис. 1 слева представлен результат ручной интерпретации небольшого участка на одном из профилей на Илиро-Ийской площади, справа – результат автоматической инверсии этого участка в программе GeoModel с заранее закрепленными значениями удельных электрических сопротивлений двух горизонтов в нижней части разреза, чье присутствие слабо выражено на кривых становления поля, однако, находится в соответствии с геологией рассматриваемой территории.

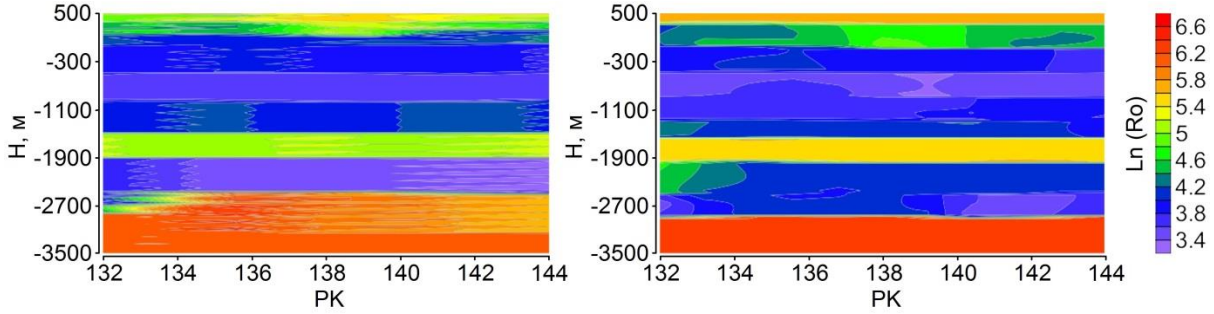


Рис. 1. Сравнение результатов ручной интерпретации тестового участка (слева) и автоматической инверсии в программном комплексе GeoModel (справа).

Ручная интерпретация требует от геофизика большого опыта, значительных временных затрат, необходимости привлечения различной априорной информации, а также ручного ввода значений тех или иных параметров, что допускает появление ошибочных результатов по причине монотонности проделываемой работы и, как следствие, усталости. Использование разработанного программного комплекса автоматической инверсии позволяет гораздо быстрее получать представление о строении разреза, по крайней мере, в первом приближении без явной необходимости использования какой бы то ни было априорной информации, что становится возможным ввиду упомянутого ранее отсутствия ограничений на количество искомых слоев модели и, тем самым, способствует более детальной интерпретации даже самых незначительных изменений сигнала. Восстановление распределения удельного электрического сопротивления по глубине посредством более детализованных моделей также уменьшает вероятность получения одного из возможных эквивалентных действительному строению разреза решений.

[1] Niels B. Christensen. A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data // Geophysics. Vol. 67, No. 2 (March-April 2002). P. 438-447.

[2] Таранюк А. В. Влияние параметров геоэлектрической модели на точность решения прямой задачи метода становления поля приближенным способом Кристенсена // Вестник Иркутского государственного технического университета. Иркутск: ФГБОУ ВПО ИрГТУ. 2013. 10(81), С. 124-128.

[3] Steven C. Constable, Robert L. Parker, Catherine G. Constable. Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // Geophysics. Vol. 52, No. 3 (March 1987). P. 289-300.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ СРЕДНЕГО РАЗРЕШЕНИЯ

Хоанг Зыонг Хуан

Иркутск, Национальный Исследовательский Иркутский государственный Технический университет
duonghuan209@gmail.com

За последние десятилетия картография непрерывно развивается при применении данных дистанционного зондирования земли (ДЗЗ). Эти данные помогут решать много задач в прикладной и научной картографии. Среди таких можно указать следующие: изучение природных ресурсов Земли, решение проблемы геосистемы и окружающей среды, картографирование различных явлений, обновление топографических карт, создание различных тематических карт и атласов, и др.

Для индустриально-агарных стран, таких как Вьетнам, решение проблемы сельского хозяйства является одним из наиболее важных задач в настоящее время. К сожалению во Вьетнаме еще отсутствует методика картографирования сельскохозяйственных культур по данным ДЗЗ, по которым более доступно и оперативно при решении этой проблемы.

Актуальность исследования в картографии определяется необходимостью классификации видов сельскохозяйственных культур, прогноза урожайности и управления продукций сельского хозяйсства.

Объектом исследования является район Шокшон, город Ханой, где большинство жителей занимается сельским хозяйством. Район расположен на севере города Ханой и имеет географические координаты $21^0 15' 27''$ северной широты, $105^0 50' 55''$ восточной долготы и площадь 306.5 км^2.

В качестве исходных материалов использовались статистические данные, топографические карты, разновременные космические снимки Landsat 7 ETM, которые попадали в 3 разных сезона года.

Методика картографирования включается 3 этапа:

- дешифрирование сельскохозяйственных культур на космических снимках;
- векторизация результатов классификации;
- геоинформационное картографирование.

Дешифрирование сельскохозяйственных объектов – одно из наиболее сложных при обработке космических снимков. Сложность дешифрирования различных культур состоит в несовпадении информации при сопоставлении снимка с картами старых лет. Поэтому распознаванию сельскохозяйтсвенных культур способствовали ландшафтные индикаторы, геометрия полей, тон и фона и др [1].

По статистическим материалам в исследуемой территории выращивается рис, кукуруза, тыква, соя и др. Поэтому постановленная задача заключается в классификации этих сельскохозяйственных культур по космическим снимкам.

На следующем этапе необходимо выбрать эталоны объектов для проведения автоматической классификации с обучением при помощи алгоритма максимального правдоподобия ПК ENVI (Компания Exelis VIS, США). Результат классификационной обработки необходимо векторизовать в формат ENVI (.evf) затем конвертировать каждый векторный класс сельскохозяйственных культур в ГИС формат (.shp). Далее заполняется баз данных и составляется карта сельскохозяйственных культур при использовании программы MapInfo (компания MapInfo Corp.Intergraph, США) [2].

Представленная в исследовании методика тематической обработки данных ДЗЗ является одним из важнейщих процессов при картографировании различных явлений. В результате была создана карта сельскохозяйственных культур. Она помогает принимать решения по управлению сельскохозяйственной деятельности регионов.

[1] Исматова.Х.Р. Роль данных дистанционного зондирования земли при создании цифровых карт землепользовании в Азербайджане. Вестник ИКИПР. Баку. 2006. №3 С. 273-279.

[2] Понькина Е.В. Геоинаормационные технологии в сельскохозяйственном производстве.Барнаул: Изд-во Алт. Университета, 2005. 226с.

РАЗРАБОТКА ОБЛЕГЧЕННОГО ИНТЕРФЕЙСА СОЗДАНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Шестаков С.А.
г. Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
shestakov@igc.irk.ru

Аппарат термодинамического моделирование представляет собой мощный инструмент для проведения исследований в науках о Земле[1,2]. С его помощью можно создав термодинамическую модель природной или техногенной системы изучать различные аспекты процессов происходящих в ней, а также вычислить по набору известных параметров неизвестные. Зачастую у исследователей возникают проблемы с использованием программ термодинамического моделирования, т. к. для создания моделей термодинамических систем требуют дополнительных знаний, которыми они могут не обладать. Интерфейс применяемых программных комплексов так же ориентирован на опытных пользователей. У некоторых пользователей возникают проблемы с интерпретацией результатов моделирование.

В настоящее время нами проводится работа по созданию облегченного веб-интерфейса создания моделей, их редактирования и представления результатов моделирования. В данном интерфейсе будет предусмотрена возможность создания термодинамических моделей из базовых шаблонов. Кроме того при разработке предусматривается возможность интеграции данной системы с пространственными базами геологических и геоэкологических [3,4] данных.

[1] Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск, Гео, 2010.

[2] Kulik, D.A., Wagner, T., Dmytrieva, S.V., Kosakowski, G., Hingerl, F.F., Chudnenko, K.V., Berner, U.R. GEM-Selektor geochemical modeling package: Revised algorithm and GEMS3K numerical kernel for coupled simulation codes. // Computational Geosciences, 2013, 17 (1), pp. 1-24.

[3] Паршин А.В., Шестаков С.А., Чудненко К.В., Савельев Е.П. Критерии оценки геоэкологического состояния вод оз. Байкал. // Вода: химия и экология, 2013. № 09 (63). С. 24-31.

[4] Сень Е.А., Шестаков С.А., Паршин А.В. Проектирование геоинформационного портала по данным экологического мониторинга озера Байкал. // Проблемы геологии и освоения недр XVII Международный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных, Томск, 2013. С. 571-573.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ТОМТОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАК ИСТОЧНИК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ: КРАТКИЙ ОБЗОР ПЕРСПЕКТИВ И ОГРАНИЧЕНИЙ

Айриянц А.А.

Новосибирск, Новосибирский Государственный
Университет, ayriyanc@inbox.ru

Редкоземельные металлы (РЗМ) относятся к видам минерального сырья, имеющим стратегическое значение для всех развитых и развивающихся стран. Так, строение электронной оболочки позволяет судить об уникальности и особой значимости (геолого-технологической и финансовой) РЗМ во многих отраслях. К примеру, лантан при каталитическом крекинге нефти способен увеличить срок катализатора и производительность самой крекинговой установки на 7%, что позволяет значительно экономить углеводородный ресурс [1].

По экспертным оценкам в России сосредоточено до 20 % мировых запасов РЗМ, однако их добыча не превышает 2 % от общемировой [2]. В промышленности отечественной экономики они не так востребованы, потому как пока нет перерабатывающих мощностей, которые бы доводили оксиды до редкоземельных (хотя последнее – довольно спорный вопрос). Соответственно и добавленная стоимость от последующего использования продуктов РЗМ создается уже за пределами РФ. Потребляя около 5–8 тыс. т. редкоземельных оксидов в год, Россия по текущему потреблению РЗМ отстает в десяток раз от развитых стран (в особенности от Поднебесной, где потребление редкоземельных оксидов достигает порядка 60–70 тыс. т.) и пока обходится импортом РЗМ, при том, что по разным подсчетам уже к 2020 году дефицит добычи собственных редкоземельных металлов станет основным сдерживающим фактором развития технологических отраслей [1].

На сегодняшний день Томторское месторождение на Востоке России, – кладезь редкоземельных металлов, представляет научный интерес не только с позиции добычи традиционных полезных ископаемых (фосфор, титан, ванадий), но и с точки зрения возможности нахождения некоторых, так называемых, экзотических элементов (таких, как гольмий, иттербий, лютеций) [1].

Томторское месторождение – одно из крупнейших в мире. Находится оно на северо-западе Республики Саха Российской Федерации, в 400 км к югу от побережья моря Лаптевых, на водоразделе рек Уджа и Чима-ра. Его площадь – 250 км^2. Запасы оцениваются в 154 млн. т. руды с содержанием оксидов ниобия 6.71 %, иттрия – 0.6 %, скандия – 0.048 % и тербия – 9.53 %.

Геолого-экономическая оценка месторождения является сложнейшей задачей, что обусловлено уникальными по количеству и качеству запасами руд, неопределённостью и неоднозначностью реального спроса на товарную продукцию и волатильностью на неё цен в России, а также довольно высокой стоимостью товарной продукции на внешнем рынке.

Так, цена товарной продукции 1 тонны руды варьирует от 4 до 8 тыс. долл. Небольшая глубина залегания пласта (15 м) и мощность руды (12 м) позволяют осуществлять добычу открытым способом. Срок отработки блока добывающей компанией составляет 8.5 лет при окупаемости основных фондов в течение трех лет.

Так, ряд очевидных объективных причин указывают на необходимость отработки Томторского месторождения:

1) в непосредственной близости от месторождения (менее 80 км к западу) разведаны и успешно отрабатываются алмазные россыпи (более 15 лет действуют

алмазные предприятия, входящие в ОАО «Алмазы Анабара»), месторождения углеводородов, углей и стройматериалов. Это означает возможность обеспечения комплексных мер на базе месторождения необходимой техникой и технологией для добычи руды в прогнозируемых объемах [1, с. 24];

2) вовлечение в промышленную обработку Томтора благоприятно отразится на экономике Заполярного края и всей Якутии. Последнее позволяет реализовывать Федеральную целевую программу по освоению добычных зон арктического шельфа и северных территорий;

3) эксплуатация этого месторождения будет способствовать увеличению конкурентоспособности России по поставке редких элементов на мировой рынок.

Понятно, что при всей привлекательности Томторского месторождения РЗМ, существует ряд видимых недостатков как, например, факт наличия экологического риска разработки Томтора, что связано с радиоактивностью местных руд. В них содержится уран и торий, концентрации которых составляют 0.0018–0.0892 % и 0.0191–0.3044 %, соответственно. При этом, по результатам экологических наблюдений, радиоактивность на поверхности Томторского массива изменяется от 2 до 22 мкр/ч и имеет природное происхождение, свидетельствующее об отсутствии техногенного заражения почв радионуклидами при проведении поисков и разведки [3].

Также экологически опасными в рудах Томтора могут быть повышенные концентрации цинка, стронция, бария и тория. Особую опасность при разработке месторождения представляет заражение поверхностного слоя почв химическими элементами с повышенными токсичными и радиоактивными свойствами, содержащимися в руде.

Тем не менее, преимуществ проекта по разработке Томтора намного больше. Спрос на редкие элементы согласно прогнозам возрастет уже в самое ближайшее время и в значительных объёмах. Речь идет о том, что один только Буранный участок Томторского месторождения способен обеспечить любую потребность в них за счёт комплексных ниобий-редкоземельных руд! Его освоение позволит в кратчайшие сроки воссоздать утраченное после развала СССР редкометалльное производство в России в рамках Таможенного союза, а также исключить зависимость страны от импорта редких элементов Китая и занять достойное место среди других игроков на рынке.

Итак, Томторскому месторождению в ближайшем будущем нет альтернативы. Проект вписывается в программу интенсификации и наращивания инновационного потенциала отечественной экономики.

[1] Похиленко Н. П., Крюков В. А. и др. Томтор как приоритетный инвестиционный проект обеспечения России собственным источником редкоземельных металлов// ЭКО №2 2014. С. 192.

[2] У Томторского месторождения редкоземельных металлов появился инвестор [Электронный ресурс] URL: http://sakha.gov.ru/node/111590 (дата обращения: 02.09.2014.)

[3] Томторское месторождение редкоземельных металлов [Электронный ресурс] URL: http://www.catalogmineralov.ru/deposit/tomtorskoe/# (дата обращения: 13.04.2014.)

ПРОГНОЗНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Бочкарева В.Ф. [1], Сыромолотова Н.А.[1], Коробков И.Г.[2]

[1]Мирный, Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА» ОАО,
[2]Мирный, НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО),
BochkarevaVF@alrosa.ru

Прогнозные ресурсы россыпной алмазоносности на рассматриваемой территории связаны с юго-западными флангами россыпи алмазов, сформированной над трубкой «Нюрбинская» и прослеживающийся в юго-западном направлении на расстоянии более 6 км. Формирование россыпей связано также с размывом трубки «Ботуобинская» и кимберлитовых тел «Мархинское» и «Майское».

В результате детальных поисков ранее был выявлен участок «Верхнедяхтарский», высокоперспективный на россыпную алмазоносность, а также примыкающий к нему с запада участок «1».

Участок «Верхнедяхтарский». Выявленные россыпи алмазов на данном участке имеют двухъярусное строение. В дяхтарской толще сформировался нижний ярус россыпи, в нижних горизонтах укугутской свиты – верхний.

«Участок №1» расположен на западном фланге участка «Верхнедяхтарский» и оконтурен по границе ореола МСА с концентрациями от 15-25 до 100 и более зерен на пробу объемом 10 л.

Прогнозный потенциал погребённой россыпной алмазоносности в пределах Накынского поля представлен участками: «Лиственичный» (объект «Южно-Накынский», 2011 г.); «Ханнинский» (объекты «Нижненакынский-I», 2010 г., «Нижненакынский-II» – 2012 г.); «Участок 2» (объект «Промышленный-4», 2013 г.); участок «Россыпной» (объект «Промышленный–3», 2008 г.) (Рис.). Количественные характеристики этого потенциала имеют нижеследующее выражение.

Участок «Лиственичный»:

Ср. мощность продуктивного пласта (J_1uk) – 3,6 м; ср. мощность торфов – 61,9 м; ср. содержание алмазов составляет до 0,2 кар/т.

Участок «Ханинский»:

Ср. мощность продуктивного пласта (J_1uk) – 4,0 м; ср. мощность торфов – 79,4 м; ср. содержание алмазов составляет до 0,6 кар/т.

«Участок 2»:

Ср. мощность продуктивного пласта (J_1uk) – 3,6-11,3 м; ср. мощность торфов – 76,4 м, ср. содержание алмазов составляет до 0,2 кар/т.

Участок «Россыпной»:

Верхняя залежь (J_1uk)

Ср. мощность продуктивного пласта – 3,6 м; ср. мощность торфов – 77,0 м; ср. содержание алмазов составляет до 0,7 кар/т.

Нижняя залежь (T_3-J_1dh)

Ср. мощность продуктивного пласта – 6,0-11,3 м; ср. мощность торфов – 77,0 м; среднее содержание алмазов достигает от 0,11 до 0,43 кар/т.

В целом, в пределах Накынского кимберлитового поля итоговая оценка прогнозных ресурсов россыпной алмазоносности на сегодня составляет около 84 млн. карат по категории P_1+P_2,что является весовым фактором для развития здесь поисково-оценочных и разведочных работ на алмазы.

Рис. Схема расположения участков (блоков) прогнозных ресурсов россыпной алмазоносности Накыского поля на 01.11.2013 г. (масштаб 1:25 000)

[1] Роговой В.В., Дак А.И., Будаев Д.А., Корнилова В.П., Иванов А.С. Возможности аналитического обеспечения геологоразведочных работ в АК «АЛРОСА» // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения: Тез. Докл. Мирный. 2003. 296-301.

БАЗА ДАННЫХ ТИПОМОРФНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ КАК ОСНОВА ДЛЯ СОЗДАНИЯ ЭКСПЕРТНОЙ СИСТЕМЫ

Бочнева А.А., Лаломов А.В.

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, bochneva@mail.ru

Группой ученых была создана база данных типоморфных свойств минералов титан-циркониевых россыпей. Отличительной особенностью этой базы данных является то, что по мере накопления статистически значимого количества проб из разных заведомо известных палеофациальных обстановок, можно будет выявить типоморфные признаки рудных минералов, характерные для той или иной обстановки осадконакопления.

Моделирование БД включает в себя проектирование структуры БД, заполнение БД, составление четких и грамотных запросов, создание удобного интерфейса, анализ имеющихся данных, а также возможность использования БД в качестве эксперта.

БД состоит из основного блока, дополненного атласом микрофотографий зерен минералов. Атлас микрофотографий является своего рода шаблоном, включающим на данный момент в себя более 400 микрофотографий рудных минералов из различных палеофациальных зон титан-циркониевых россыпей. Для сравнительного анализа типоморфных свойств минералов блок атласа был построен таким образом, что можно просмотреть микрофотографии всех рудных минералов по выделенной палеофациальной зоне, и выявить характерные для нее свойства, и микрофотографии зерен одного минерала по всем имеющимся палеофациальным зонам, чтобы наглядно увидеть его изменения в пределах россыпеобразующей формации «промежуточный коллектор – флювиальная палеодолина – палеодельта – литоральная зона палеобассейна – прибрежное мелководье палеобассейна». В качестве эталонных объектов исследования были изучены Умытьинская площадь (Западная Сибирь), месторождение Бешпагир (Ставропольский край), месторождение Ордынское (Новосибирская область).

Для создания БД типоморфных свойств минералов титан-циркониевых россыпей исследовано более 1500 проб из 5 структурно-фациальных зон. Методами электронной микроскопии и микрозондового анализа изучены около 300 образцов россыпеобразующих минералов: исследованы морфология и типоморфизм (с получением микрофотографий) для 220 минеральных зерен, изучен химический состав 60 зерен титановых минералов, получено 224 точечных энерго-дисперсионных спектра (микрозонд).

Основной блок представляет собой перечень характеристик, которые заполняются пользователем. К ним относятся: номер пробы, место и глубина отбора пробы, гранулометрическая крупность тяжелой фракции и содержание в ней рудных минералов, фациальная зона и коэффициент окатанности минералов, вторичная трещиноватость и соотношение титана к железу и др. Отличительной особенностью этой базы данных является то, что по мере накопления статистически значимого количества проб из разных заведомо известных палеофациальных обстановок, можно будет выявить типоморфные признаки рудных минералов, характерные для той или иной обстановки осадконакопления, и решать обратную задачу, а именно: определять к какой палеофациальной зоне относится проба, имеющая определенный набор характеристик. Так, например, нами были определены 3 основных признака, по

которым с большой долей уверенности можно относить минералы к той или иной палеофациальной зоне: 1) гранулометрический класс тяжелой фракции, 2) морфология зерен, 3) химические изменения (вынос железа) в ряду «титаномагнетит-ильменит-лейкоксен».

Эта база данных как уникальная система «эталон-эксперт» помогает определить геолого-статистический комплекс методов для определенного сырья, стадии работ, поставленных задач и проч. Накопленные данные и их анализ позволит выявить на микро- и макроуровне подходящие методы исследования. В этом случае, база данных будет рассматриваться как совокупность эталонов по определенному набору характеристик, так и экспертная система, работающая на основе статистически значимого количества проанализированных данных.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ И ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОГРАММ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Юшков А.Ю., Бучинский С.В., Нехорошева М.С.

Тюмень, Тюменский нефтяной научный центр,
ayyushkov@rosneft.ru, svbuchinskiy@rosneft.ru, msnekhorosheva@rosneft.ru

В настоящее время в мире наблюдается тенденция сокращения запасов углеводородов (УВ). В связи с этим встает проблема разработки новых месторождений, характеризующихся низким уровнем геологической изученности. Представления о геологическом строении, флюидальных характеристиках и распределении фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) продуктивных пластов всегда имеют ряд неопределённостей, которые влияют на понимание величины запасов и на вариативность прогноза добычи. Формирование стратегии развития нефтегазовой компании основывается на прогнозах добычи УВ сырья: чем более достоверен прогноз добычи и чем меньше коридор его вариативности, тем более обоснована стратегия развития компании. В свою очередь, основополагающим фактором надежности прогноза добычи является непрерывное уточнение геологических характеристик разрабатываемого объекта. Таким образом, качество принимаемых стратегических решений, определяющих курс дальнейшего развития предприятия, непосредственно зависит от процессов оптимизации программ исследований газоконденсатных месторождений.

Очень часто руководство добывающих компаний задаёт своим геологам вопрос: как увеличение объёма исследований скважин, керна, пластовых флюидов повлияет на экономические показатели проекта? Ответ достаточно прост, если речь идёт о доразведке месторождения, возможном приросте запасов и увеличении объёмов добычи. Гораздо сложнее обосновать необходимость проведения дополнительных исследований, которые лишь незначительно снижают коридор неопределённости отдельных геологических параметров. Особенно это сложно в ситуации, когда месторождение полностью разбурено и обустроено, а повышение точности определения, скажем, проницаемости, напрямую не обеспечит дополнительной добычи нефти или газа.

Решение данной задачи предлагается искать в области в области планирования контрактных поставок УВ-продукции. Для оценки надежности планирования добычи углеводородного сырья авторами предложен следующий критерий (рис. 1):

$$НПД = БВ/(БВ+ВПД+ВУВ)*100,$$

где

НПД – Надежность планирования добычи (%);
БВ – Базовая выгода (руб.);
ВПД – Вероятные потери дохода (руб.);
ВУВ – Вероятная упущенная выгода (руб.).

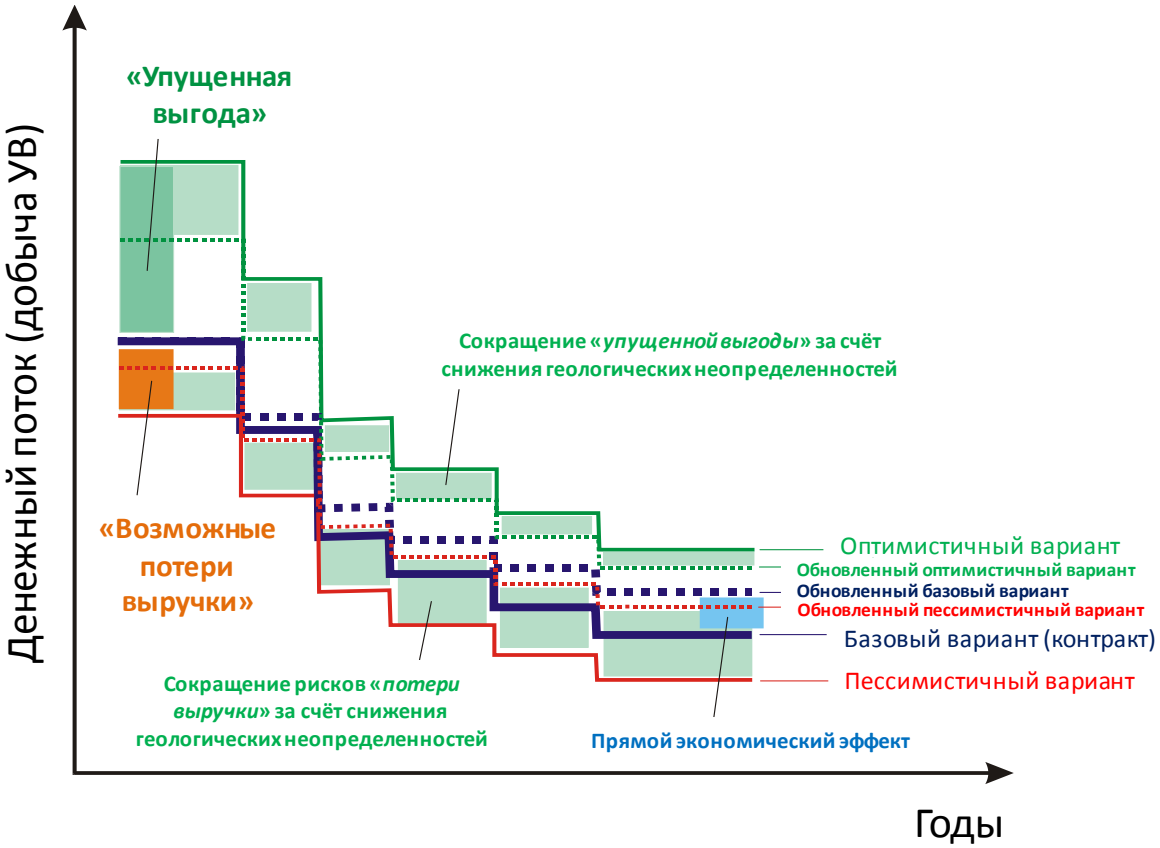


Рис. 1. Сужение коридора неопределённости прогнозного профиля добычи и уточнение профиля контрактных поставок УВ в результате уточнения исходных геологических параметров.

Апробация данного подхода была выполнена на примере разрабатываемой газоконденсатной залежи. Для получения численного выражения надежности планирования добычи были проведены расчеты на гидродинамическом симуляторе, позволяющие формализовать диапазоны неопределённости основных параметров залежи по принципу «P90-P50-P10».

С целью дальнейшего формирования адресной программы снижения геологических неопределенностей был реализован метод визуализации перспективных зон для изучения на основе пространственного и количественного анализа охвата исследованиями.

В ходе выполненной работы достигнуты результаты:

- Рассмотрены математические приёмы, позволяющие оптимизировать программу исследований и сократить затраты на их проведение.
- Предложен подход к оценке надёжности планирования добычи и поставок УВ-продукции в зависимости геологической изученности месторождения.
- На примере нефтегазоконденсатной залежи выявлены геологические и гидродинамические параметры, в наибольшей степени, влияющие на вариативность итоговых технико-экономических показателей разработки.
- На основании качественного и количественного анализа проведённых исследований на скважинах сформирована сбалансированная программа дополнительных исследовательских мероприятий, позволяющих повысить изученность гидродинамических характеристик залежи.

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕТРОЛОГИЯ

Абазова З. М. ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРОМЫШЛЕННО-АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗАНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ……..……4

Анисимов Р. Л., Березин А.В. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БАЗИТОВОЙ ДАЙКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ (Ю. ПРИЛАДОЖЬЕ, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)……...6

Берзин С.В., Черданцева М. В. РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ КАПЛИ СУЛЬФИДНОГО РАСПЛАВА ИЗ МАССИВА РУДНЫЙ В С-З МОНГОЛИИ: МОДЕЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ЖИДКОСТЕЙ……8

Вишневский А.В, Черданцева М. В. РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ КАПЛИ СУЛЬФИДНОГО РАСПЛАВА ИЗ МАССИВА РУДНЫЙ В С-З МОНГОЛИИ: МОДЕЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ЖИДКОСТЕЙ……..10

Давыдова М.Ю. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЛИОЦЕН - ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЕНОВЫХ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)..12

Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Чибисова М.В., Романюк Ф. А. КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩЕЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ (О. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА): СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ…….14

Дугарова Н.А. МЕТАМОРФИЗМ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ……..16

Евстратов А. А. МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР ПРИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ……18

Егорова С.В. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКНДИНАВСКОГО ЩИТА: PT-УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ…….20

Жданова В.С., Березин А.В. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЛЛАСТОНИТА “КУПАРСААРИ” (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)……...22

Калашникова Т.В. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ЛЕРЦОЛИТ-ВЕБСТЕРИТОВОГО СОСТАВА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ОБНАЖЕННАЯ И УДАЧНАЯ……..24

Кузнецов Д.В. КЕЛИФИТИЗАЦИЯ ПИРОПА КАК ОТРАЖЕНИЕ РЕТРОГРАДНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ МАССИВА МИНДЯК НА ЮЖНОМ УРАЛЕ……..26

Никитин Р.Н. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАБАЗИТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА…….28

Рахимов И.Р. ГРАНИТЫ КИЗИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА В ИСТОРИИ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА……...30

Рогозин А.Н., Рылова С. А. СУПЕРКАЛЬДЕРА КАРЫМШИНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД КАЛЬДЕРЫ……...32

Селятицкий А. Ю. ГРАНАТОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ FE-TI ТИПА В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ……...34

Соколова Е.Н., Хромых С.В. ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ ДЕЛЬБЕГЕТЕЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)……35

Щукина Е. ГЕНЕЗИС ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)……...…37

Юричев А.Н. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЗМЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАНСКОЙ ГЛЫБЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА…….39

Яковлев В.А. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МИНГЛИНГ-ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА……..41

МЕТАЛЛОГЕНИЯ, МИНЕРАГЕНИЯ И РУДОГЕНЕЗ

Быкова В.Г. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТОЗА В КОНТАКТАХ ДОЛЕРИТОВ С КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ……...44

Васильев А.П., Коробков И.П., Коробкова А.И. ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ АЛМАЗА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ……...46

Кужугет Р.В., Лебедев В.И. ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АРЫСКАНСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУВА)……...48

Кужугет Р.В., Хертек А.К., Лебедев В.И. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АК-СУГСКОГО Au-Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)……..50

Меркулов В.В. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПОЛОЖЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ПРОГНОЗИРУЕМОГО ОВУР-ОНГЕШСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)…….52

Михайлик П.Е. ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЙ РУДОГЕНЕЗ ТИХОГО ОКЕАНА….54

Сластников В.В., Пискунов В.В. ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ РУДНОЙ ЗОНЫ ЧАЙНАЯ (МНОГОВЕРШИННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА)……..56

МИНЕРАЛОГИЯ

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АТОМНОГО СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ……..60

Ненашева С.Н. РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О СИСТЕМАТИКЕ МИНЕРАЛОВ В 20 ВЕКЕ……66

Андрющенко В.В., Котова Е.Л. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ОЦЕНКА ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АПАТИТОНОСНОСТНЫХ ПОРОД ОШУРКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ……..69

Даниленко И.В., Бердюгина К.Р., Солотчин П.А., Солотчина Э.П. МИНЕРАЛОГИЯ ХЕМОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА СУЛЬФАТНОЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)……...71

Зенина К.С. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ЭПИДОТ-КВАРЦЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МАССИВА ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭГ……..73

Колесниченко М.В., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Литасов К.Д. СОДЕРЖАНИЕ ВОДЫ В ОЛИВИНАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ, ТРУБКА УДАЧНАЯ, ЯКУТИЯ…….75

Комарских Ю.С. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ТВЕРДОФАЗНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ ИНТРУЗИИ ХУНГТУКУН, СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ……77

Коновал Н.М. АКЦЕСОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ КИРОВОГРАДСКОГО И НОВОУКРАИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ……79

Михайленко Д.С. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МЕТАСТАБИЛЬНОГО ГРАФИТА В ПОЛЕ СТАБИЛЬНОСТИ АЛМАЗА……81

Михно А.О., Щепетова О. В., Михайленко Д.С. НЕСМЕСИМОСТЬ СУЛЬФИДНОГО И СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА В ПОРОДАХ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)…….83

Притчина В.И., Исыпов Н.Г. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МЕТАСОМАТИТОВ ОРТОН-ФЕДОРОВСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПЛОЩАДИ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)……...85

Секисова В. СУЛЬФИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ В КСЕНОЛИТАХ ИЙОЛИТОВ ВУЛКАНА ОЛДОИНЬО ЛЕНГАИ, ТАНЗАНИЯ……...87

Угапьева С.С. МОРФОЛОГИЯ, РЕНТГЕНОГРАФИЯ И СПЕКТРЫ КР ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ……89

Шаповалова М.О. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СУЛЬФИДНЫХ РУД МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА……...91

Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КСЕНОЛИТОВ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВИЗ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (ЯКУТИЯ): ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕКОЕ ЗНАЧЕНИЕ……...93

Щепетова О.В. ВАРИАЦИИ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОРФИРОБЛАСТЕ КИАНИТА ИЗ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА……..95

Юричев А.Н. МИКРОПРИМЕСНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ТЫВЫ……..97

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Баталева Ю.В., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Баюков О.А. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЕРЫ И КАРБИДА ЖЕЛЕЗА ПРИ Р-Т ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ……..……100

Крагжда А.А., Кузнецов А.Б., .Кох К.А. ПОДБОР РАСТВОРИТЕЛЯ ДЛЯ ВЫРАЩИВАНИЯ Ca5(BO3)3F……...102

Кузнецов А.Б., Крагжда А.А., Кох К.А. ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ СЛОЖНЫХ БОРАТОВ YxMyScz(BO3)4, M=Pr,Nd……..103

Мартиросян Н.С. ИССЛЕДОВАНИЕ СТАБИЛЬНОСТИ МАГНЕЗИТА ПРИ ПОГРУЖЕНИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ В ПРОЦЕССЕ СУБДУКЦИИ В ПРИСУТСТВИИ ВОДЫ……..105

Марчук М.В., Медведев В.Я. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЧАРОИТА С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ МУРУНСКОГО МАССИВА……107

Подбородиков И.В., Дымшиц А.М., Литасов К.Д., Шарыгин И.С. ТЕРМИЧЕСКОЕ УРАВНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ NaMg0.5Si2.5O6 И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СЖИМАЕМОСТИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ……..109

Ращенко С.В., Лихачева А.Ю., .Горяйнов С.В., Крылов А.С.3, Литасов К.Д. ИССЛЕДОВАНИЕ «10 Å ФАЗЫ» МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ IN SITU……111

Чанышев А.Д., Лихачева А.Ю., Гаврюшкин П.Н., Литасов К.Д. СЖИМАЕМОСТЬ, ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ И АМОРФИЗАЦИЯ КОРОНЕНА ПРИ ДАВЛЕНИИ ДО 6 ГПА……113

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Бадашкова Е.Е. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА……..116

Ветров Е.В. ИЗУЧЕНИЕ ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ГОРНОГО АЛТАЯ……..……..118

Вишневская И.А. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАК КЛЮЧ К ГЛОБАЛЬНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕКОНСТРУКЦИЯМ……..120

Волкова М.М., Борисов М.В., Бычков Д.А., Костицын Ю.А. ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА САДОНСКИХ ГРАНИТОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖИМИ, СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ, РОССИЯ)……...122

Восель Ю.С. ПОВЕДЕНИЕ U И MN ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ КАРБОНАТНОГО ТИПА (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)……..124

Гайфутдинова А.М., Таловина И.В., Никифорова В. РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ПРОФИЛЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА……126

Жданов Т.К., Мельгунов М.С. ЭМАНАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫВЕТРЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ……128

Иванов М.В. ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РТУТИ В ДОННЫХ ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ……130

Ильина О.В., Тычков Н.С., Агашев А.М. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТАХ ТР. УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)……..…132

Каныгина Н.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАРЫНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНЫЙ САНГИЛЕН)…….134

Каримов А.А. ФОРМИРОВАНИЕ ПИРОКСЕНИТОВ В УСЛОВИЯХ СУБДУКЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (МОНГОЛИЯ)…….……..136

Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н. ВОЗРАСТ МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА, ЧУКОТКА……..138

Кох С.Н., Новикова С.А., Семенова Д.В. ТЕРМОГЕННЫЕ ТРАВЕРТИНЫ МИНЕРАЛИЗОВАННОГО ИСТОЧНИКА БОЛЬШОЙ ТАРХАН (КЕРЧЕНСКИЙ П-ОВ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕНЕЗИС…….140

Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В. ФЛОГОПИТЫ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И RB-SR ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ…….…..142

Левин А. ТУРМАЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ ГРАФИТ-АЛМАЗНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДЫ-КОЛЬ……..…..…144

Лохов Д.К. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ SR, ND, AR, HE В ПОРОДАХ ОКТЯБРЬСКОГО PT-CU-NI МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)……146

Михеев Е. И. ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ……..……..148

Михеева Е. МОДЕЛЬНЫЕ (SM/ND) ВОЗРАСТЫ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА КАК ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ СНОСА…….150

Мостовая Т.В., Топчиева О.М. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПАЛОВ МУТНОВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА, КАМЧАТКА……..152

Мотова З.Л. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАНГУЛЕЖСКОЙ И ТАГУЛЬСКОЙ СВИТ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)…….154

Писарева Н.И., Вишневская И.А., Назарова Д.П. ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН ХОРБУСУОНСКОЙ СЕРИИ: ПРОБЛЕМЫ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СТРОНЦИЕВОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ……156

Пономарчук А.В., Пономарчук В.А., Сорокин А.А. АРГОН-АРГОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА МАЛОМЫР……...158

Руднева Н.А. СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ……160

Сургутанова Е.А. ДЕФОРМИРОВАННЫЕ ПЕРИДОТИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ: ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ND И SR……162

Титова И.В. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКТЯБРЬСКОЕ (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)……164

Топчиева О.М., Мостовая Т.В. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕМЗ И ИГНИМБРИТОВ МУТНОВСКО-ГОРЕЛОВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА……..166

Шуйский А.С., Андреичев В.Л. МЕТАГРАНИТОИДЫ МАРУНКЕУСКОГО БЛОКА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): RB-SR ДАННЫЕ……...…….168

Юдин Д.С., Новикова С.А., Травин А.В., Жимулев Е.И., Тычков Н.С., Мурзинцев Н.Г., Мороз Т.Н. УСТОЙЧИВОСТЬ 40AR/39AR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ФЛОГОПИТА В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ……...170

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Васильев Д.А. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА……...174

Гракова О.В. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОПРОЯВЛЕНИЙ НА ЮЖНОМ И СРЕДНЕМ ТИМАНЕ…….……175

Жданова А.И., Метелкин Д.В., Абашев В.В. ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДОЛЕРИТОВ ОСТРОВА ЖАННЕТТЫ (АРХИПЕЛАГ ДЕ-ЛОНГА) И ЕГО ЗНАЧИМОСТЬ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ТКДП НОВОСИБИРСКОГО ТЕРРЕЙНА…….177

Куликова А.В. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ В ВЕНДЕ-РАННЕМ ОРДОВИКЕ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)……..….179

Кушманова Е.В., Панфилов А.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ МЕТАМОРФИТОВ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)…….181

Ощепкова А.В., Бычинский В.А., Филимонова Л.М. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ…….183

Рубанова Е.С. U-PB ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНУЙСКО-ЧУЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ…….185

Савинский И.А. ВОЗРАСТ ВЫСОКОГРАДИЕНИТНОГО МЕТАМОРФИЗМА ЧЕЧЕКСКОЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)……...187

Соболев Н Н, .Зинченко В.Н., .Юшина А.С. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД…….....189

Тарасова А.А. ИЗУЧЕНИЕ ИЗБИРАТЕЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ……191

Уляшева Н.С. ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИТОВ И ГЕОДИНАМИКА…….193

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

Буй А.А., Мамедов О.Н., Ковешников А.Е. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ……...…….196

Жилич С.В. ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОЗЕРА БОЛЬШИЕ ТОРОКИ……...……..198

Иванов А., Прошенкин А.И. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ ПО ДАННЫМ ПРОГРАММЫ “MINLITH”: РАЗЛИЧИЯ В ИСТОЧНИКАХ СНОСА…….……200

Корбовяк Е.В. ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОСКОБИНСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ……..…202

Мамедов О.Н., Буй А.А., Ковешников А.Е. ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ……204

Маркова П.А., Потапов И.Л. О ВОЗРАСТЕ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ……..206

Нестерова А.С., Речинская В.И., Ковешников А.Е. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ……...208

Прохорова М.А. РЕЧКИНСКАЯ И ДУРНОМЫССКАЯ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА……210

Речинская В.И., Нестерова А.С., Ковешников А.Е. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ……....212

Толоконникова З.А. ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ МИССИССИППСКИХ МШАНОК ЕВРАЗИИ……...214

Троегубова И.Н. УЛЬТРАСТРУКТУРА СТОЛБЧАТОГО СТРОМАТОЛИТА ЮРЮЗАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГА БЕРЁЗОВСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)……...….216

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. ПАЛЕОПОЧВЫ ГОЛОЦЕНА ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО РЕГИОНА…….…..220

Голубева Ю.В., Буравская М.Н. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОЛОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ……...222

Новикова С.А. ДРЕВНИЕ УГОЛЬНЫЕ ПОЖАРЫ В ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ, ВОЗРАСТ И СТРОЕНИЕ ПИРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ……...224

Овчинников И.Ю., Сизикова А., Савельева П.Ю. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ДЮНЫ РАЙОНА Р. КУЭХТАНАР (ЮГО-ВОСТОК ГОРНОГО АЛТАЯ)……..226

Рашидов Т.М., Хасаева А.Б. К ВОПРОСУ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ЛОКБАТАН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ……228

Савельева П.Ю. ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ТЕРРАС ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ) В ПРОДОЛЬНОМ ПРОФИЛЕ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)……..230

Сизикова А. КОРРЕЛЯЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ……...……...232

Стельмах А.Г. КОРРЕЛЯЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ……..…234

Чинь Ф.Х., Ле В., Фунг Т.З. ПРИЧИНА УСКОРЕНИЯ ЭРОЗИИ НА БЕРЕГАХ РЕКИ "ТИЕН" (ПРИТОК РЕКИ МЕКОНГ, ПРОТЕКАЮЩИЙ ЧЕРЕЗ ПРОВИНЦИЮ ДОНГТХАП, ВЬЕТНАМ)……236

Якимов А.С. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА…..……..238

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ

Базова М.М. РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАКИСЛЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ КОЛЬСКОГО СЕВЕРА В УСЛОВИЯХ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ…….242

Белютина В.С., Барабошкина Т.А. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИРОДНОГО ЗАКАЗНИКА ВОРОБЬЕВЫ ГОРЫ (ГОРОД МОСКВА)…….....244

Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Чумбаев А.С. МИГРАЦИЯ РТУТИ СО СНЕГОТАЛЫМИ ВОДАМИ В ГИДРОГРАФИЧЕСКУЮ СЕТЬ, ПРИЛЕГАЮЩУЮ К ПОТОКУ РАССЕЯНИЯ ХВОСТОХРАНИЛИЩА, НА ПРИМЕРЕ ОТХОДОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД НОВО-УРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)……...……..246

Еркушов В.Ю., Кононенко В.Н. ВОЗДЕЙСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ НА ОПОЛЗНЕОПАСНЫЕ СКЛОНЫ В РАЙОНЕ Г. СОЧИ……..….248

Журкова И.С. РЕАКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОРГАНИЗМОВ НА ПОСТПИРОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В КАРАКАНСКОМ БОРУ……..…249

Краюхина В.С., Брянцева Н.Г., Чайковская О.Н. ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАМЕЩЕННЫХ ФУРОКУМАРИНОВ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ……251

Курьина И.В. ВОЗДЕЙСТВИЕ ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ БОЛОТА В ГОЛОЦЕНЕ……..254

Макаревич Т.Г. ОБЕЗВРЕЖИВАНИЕ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ОТХОДОВ КОМПОЗИТНЫМИ НАНОБИОСОРБЕНТАМИ НА ОСНОВЕ ОКСИДОВ МЕДИ И ТИТАНА……...256

Никитина В.В., Подлипский И.И. ЭКОЛОГО-ГЕОХМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗОЛООТВАЛА (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)…….258

Панченко Е.М. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА ОСНОВЕ ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННЫХ НАГРУЗОК…….260

Рубцова М.Н. ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ СОВРЕМЕННЫХ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА…….262

Селиванова Д.А. ФОНОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛАНДШАФТОВ ВОСТОЧНОГО МАКРОСКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА…...264

Соктоев Б.Р. ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА СОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПИТЬЕВЫХ ВОД……...266

Таловская А.В., Филимоненко Е.А. ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В СНЕГОВОМ ПОКРОВЕ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ПРЕДПРИЯТИЙ ЯДЕРНО-ТОПЛИВНОГО ЦИКЛА (НА ПРИМЕРЕ ТОМСКОГО РЕГИОНА)……...……..268

Украинцев А. В., Плюснин А.М. ДОЛГОСРОЧНОЕ ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД ЗАИГРАЕВСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ…….……..270

Фунг Т.З., Ле В.Л., Чинь Ф.Х., Нгуен Т.Т.В, Фан В.Т., Фан Х.Л.В. СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ РТУТИ (HG) В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ЗОНЕ УСТЬЯ РЕКИ МЕКОНГ В ТЕЧЕНИЕ 2013-2014……...272

Фунг Т.З., Ле В.Л., Чинь Ф. Х., Фан В.Т., Нгуен Т.Т.В., Фан Х.Л. ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАСТЕНИЯ (ВОДЯНАЯ ИПОМЕЯ) В ЦЕЛЯХ АДСОРБЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ…….……274

Царев Н.С. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКА СТОЧНЫХ ВОД ПРОЦЕССОВ ОБРАБОТКИ ПОВЕРХНОСТИ ИЗ ТИТАНА……...276

Янкович К. С. ВЛИЯНИЕ ОЧИСТНЫХ ФИЛЬТРОВ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД……...…….278

Ярошевич И.Н. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК НЕОТЪЕМЛЕМАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГИДРОЭКОСИСТЕМЫ…….……..280

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Новиков Д.А. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СИБИРИ…….....284

Воробьёва Д.А., Нефёдова В.И. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА БИОТЕСТИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОКСИЧНОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД……...…….289

Гаев А.Я. О ГИДРОСФЕРЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ ПРОБЛЕМАХ…….291

Загорулько Н.А. ФОРМИРОВАНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ Р. КУДА (ПРИТОК Р. АНГАРА)……..293

Иванова И.С., Лепокурова О.Е. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ……..295

Колубаева Ю.В. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (ТОМСКИЙ РАЙОН ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)……..297

Куделина И. В. ПРОБЛЕМЫ ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ГОРОДА ОРЕНБУРГА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ…….……299

Леонтьева Т.В. О КОМБИНИРОВАННОЙ СИСТЕМЕ ВОДОСНАБЖЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ ВОДОДЕФИЦИТНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО ОРЕНБУРЖЬЯ……..301

Лепокурова О.Е. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НАРЫКСКО-ОСТАШКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КУЗБАСС)……303

Мягкая И.Н., Густайтис М.А., Чумбаев А.С. СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ СОДЕРЖАНИЙ AU И AG В ТЕХНОГЕННЫХ РАСТВОРАХ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)…….305

Садыкова Я.В., Бич А.С. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ПОЛУОСТРОВА ГЫДАН……...307

Сесь К.В. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В БОЛОТНЫХ ВОДАХ ОРЛОВСКОГО УЧАСТКА (ТОМСКИЙ РАЙОН)……..309

Трифонов Н.С. ГИДРОГЕОХИМИЯ СОЛЕНОСНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ……..….311

Ястребова Е.Н. РОЛЬ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД……..313

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Баранова А. Г., Валеева С.Е. О ТИПЕ ЗАЛЕЖЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРСКОГО И ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН…….316

Бобров А.В., Иваницкий М.Ю. УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С НЕРАВНОМЕРНЫМ РАПСРЕДЕЛЕНИЕМ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ТЕХНОЛОГИЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ ПО DECISIONSPACE(LANDMARK)……..318

Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Зубова Т. А. АРИЛКАРОТИНОИДЫ В ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА – ДОКАЗАТЕЛЬСТВО АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ…….320

Вафин Р.Ф. «РЕАНИМАЦИЯ» МАЛОДЕБИТНЫХ И ОБВОДНЕННЫХ СКВАЖИН НА ЗАЛЕЖИ НЕФТИ ПЛАСТА БС91 СУТОРМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ……322

Волкова В.К., Грохотов Е.И. СТРУКТУРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ РЕСУРСНОЙ ОЦЕНКИ……...324

Воробьева Е.В., Зинченко И. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ НИЖНЕ-ВОЛЖСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ……...….326

Гайфутдинов Р.Р. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЕРВОМАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ……328

Губина Е.А. ПРОГНОЗ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ……...……330

Иванова И.А. НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА…….332

Иванова И.А., Соболев П.Н. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА…...….334

Карташова А.К. ДЕТАЛИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ БЕРРИАС-АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ……..…336

Киселев А.А. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИСАЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ……...…….338

Колеватов А.А, Штейнберг Ю.М., Афанаскин И.В. УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ……...….339

Крыганов П.В., Штейнберг Ю.М., Афанаскин И.В., Вольпин С.Г., Ялов П.В. Сорокин А.Ю. ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛИЗА ДОБЫЧИ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ……....341

Курчиков Д.А. ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА УРНЕНСКОГО И УСТЬ-ТЕГУССКОГО НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ……..343

Нуждаев И. А., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю, Феофилактов С.О., Денисов Д.К. НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЕ ПАРОДОМИНИРУЮЩЕЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) КАК ПОЛИГОН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА……...……..345

Окулов А.К., Окулов А.К., Щербаков В.А. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНОСНОСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)……347

Пащенко А.П. ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДЕЭМУЛЬГАТОРА ВОДОНЕФТЯНЫХ ЭМУЛЬСИЙ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКОЙ МИКРОСКОПИИ……..349

Петрова Н.В., Картошова А.К. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНО-НЕРУТИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ЗОНЫ……...….351

Полищук А.В. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАССЕЙНА МЕТОДОМ МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЯНОЙ СИСТЕМЫ……..353

Фархутдинова Э.Р. ИЗУЧЕНИЕ И УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ……..…..……355

Цепляева А.И. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ВЫСОКОДЕБИТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УВ НА НЕКОТОРЫХ ПЛОЩАДЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ…….357

Чертина К.Н., Вилесов А.П. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ДОЛОМИТОВ АФОНИНСКОГО НАДГОРИЗОНТА АЛИСОВСКОГО ЛИЦЕНЗИОННОГО УЧАСТКА…….359

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ В ГЕОФИЗИКЕ

Андрюхов Ю.Г., Бобров П.П. ИЗМЕРЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОРОД ЧЕТЫРЕХЭЛЕКТРОДНЫМ МЕТОДОМ……..362

Башкеев А.С, Шульга В.В., Давыденко Ю.А., Просекин С.Н., Шаргородский А.В. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРЕДЕЛАХ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ)……...……364

Белов В.А, Шаргородский Н.В., Лаврентьева Н.А., Давыденко Ю.А. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ НА УЧАСТКЕ УЛАХАН ТАРЫН С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД……366

Горбатенко А.А., Сухорукова К.В. АЛГОРИТМ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА В НАКЛОННЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СКВАЖИНАХ…….….368

Дергач П.А. АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ ПОВЕРХНОСТНОГО ВИБРАЦИОННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА НА ПЬЕЗОЭЛЕМЕНТАХ……..…370

Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В. 1D-МОДЕЛЬ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ……...…372

Долгая А.А. О НЕКОТОРЫХ АСПЕКТАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРИОДИЧНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА……...…374

Ельцов Т.И., Доровский В.Н., Голиков Н.А. ИЗМЕРЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ВОДО-НЕФТЕНАСЫЩЕННЫХ ОБРАЗЦОВ ГОРНОЙ ПОРОДЫ……376

Жикин А.А. ВЫЯВЛЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОГТ…….378

Зятьков Н.Ю., Ракшаева Е.Ж. , Айзенберг А.А., Айзенберг А.М. ПРОТОТИП ПАКЕТА МНКВ ДИФРАКЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ, АДАПТИРОВАННЫЙ ДЛЯ GPU-КЛАСТЕРА…….380

Касьянов К.О. ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ЛОВУШЕК И ПОДСЧЕТА ИХ РЕСУРСОВ В ОБСКОЙ ГУБЕ……..381

Логинов Г.Н., Дучков А. А., Яскевич С.В. ОПТИМИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА ЛУЧЕВОГО ТРАССИРОВАНИЯ В АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ…….383

Микоев И.И., Абрамов В.Ю. ТИПОВЫЕ МОДЕЛИ ПРОЯВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БОТСВАНА……....385

Михайлов И.В., Никитенко М. Н., Глинских В.Н. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИГНАЛОВ КРУГОВОГО МАГНИТНОГО ТОКА В ТИПИЧНЫХ СЛОИСТО-ОДНОРОДНЫХ МОДЕЛЯХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ……...……387

Павлова В.Ю. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН НА МУТНОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПАРОГИДРОТЕРМ (КАМЧАТКА)……389

Переволоцкая Я.А. КАЧЕСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ КОЛЛЕКТОРОВ ЮЖНО-ОСТАШКОВИЧСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИИ AVO-АНАЛИЗА……..391

Репин А.В., Бобров П.П. ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛНОСТЬЮ НАСЫЩЕННЫХ ТВЕРДЫХ ПЕСЧАНИКОВ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ ОТ 100 КГЦ ДО 100 МГЦ……..…393

Савин И.А., Кузнецов И.В. ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КАК НЕОТЪЕМЛЕМАЯ ЧАСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ФГМ……...395

Феофилактов С.О., Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПАУЖЕТСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА, РОССИЯ)……397

Шишкина М.А., Фокин И.В., Тихоцкий С.А., Богоутдинов Ш.Р., Агаян С.М. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ АЛГОРИТМОВ АВТОМАТИЧЕСКОГО ПИКИРОВАНИЯ ВСТУПЛЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА ПРИМЕРЕ ДАННЫХ ПО ВУЛКАНУ БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА)……..398

Шкиря М.С., Ткачёва К. Ю., Давыденко Ю. А. ПРОВЕДЕНИЕ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ЭМЗВП (ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ) И МПП (МЕТОД ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ), С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГАББРОИДНЫХ ТЕЛ НА ОПЫТНОМ УЧАСТКЕ «ТОНТА» (ПРИОЛЬХОНЬЕ)…..400

Шумскайте М.Й., Глинских В.Н. О ВОЗМОЖНОСТИ ЛАБОРАТОРНОГО ЯМР-ИЗУЧЕНИЯ ОБРАЗЦОВ КЕРНА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ……...…402

ГЕОМЕХАНИКА И ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ахтямова А.И., Романов А.С., Зайцев В.А., Стефанов Ю.П. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ ВЫСОКОПОРИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД……...405

Васильев А.С. АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА ДЛЯ ОЦЕНКИ СТАБИЛЬНОСТИ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТОВ БУРОВОГО РАСТВОРА……...…….407

Иванова И.К., Калачева Л.П., Шиц Е.Ю. КИНЕТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫБОРА ЭФФЕКТИВНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ ДЛЯ УДАЛЕНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ АСФАЛЬТОСМОЛОПАРАФИНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ……...409

Миннеханова А.А., Хайдарова Л.И. АНАЛИЗ ПРОВЕДЕНИЯ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО РАЗРЫВА ПЛАСТА НА НЕФТЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ПЛАСТА БВ8 ПОВХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ……411

Панова Н.В. ОСОБЕННОСТИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ВЕНТИЛЯТОРОВ ГЛАВНОГО ПРОВЕТРИВАНИЯ ШАХТ……413

Русский Е.Ю. ИССЛЕДОВАНИЕ ВИБРОНАГРУЖЕННОСТИ ОСЕВЫХ ВЕНТИЛЯТОРОВ ГЛАВНОГО ПРОВЕТРИВАНИЯ ШАХТ…….415

Савин И.А. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ……..…….417

Цой П.А. О ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТРЕЩИНЫ НА ОБРАЗЦАХ ГИПСА…….…..419

НОВЫЕ ИНФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОЛОГИИ

Блинов А.В., Шестаков С.А., Аузина Л.И., Паршин А.В. ГИС-АВТОМАТИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ СРЕДСТВАМИ POSTGIS И R…….…….422

Вольпин С.Г., Афанаскин И.В., Крыганов П.В., Штейнберг Ю.М., Ялов П.В. УТОЧНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ С ПОМОЩЬЮ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН……424

Горбатенко В.А., Глинских В.Н., Суродина И.В. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИАГРАММ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА НА ОСНОВЕ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ НА ГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОРАХ……...426

Новопашина А.В. МЕДЛЕННАЯ МИГРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТУРЦИИ……428

Павлова Е., Махрова М.Л., Ямских Г.Ю. ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КАРКАС ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ОПТИМИЗАЦИИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ…….430

Просекин С.Н., Паршин А.В., Шестаков С.А., Блинов А.В., Шульга В.В., Костерев А.Н. ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ СРЕДСТВАМИ ОТКРЫТЫХ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ……..432

Рогозин А.Н. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТРАДИЦИОННЫХ ГИС И СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ НЕОГЕОГРАФИИ ДЛЯ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ГЕОДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ СОЗДАНИЯ ГИС «СУПЕРКАЛЬДЕРА КАРЫМШИНА НА КАМЧАТКЕ»)……434

Таранюк А.В. АВТОМАТИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ ЗСБ В ПРОГРАММНОМ КОМПЛЕКСЕ GEOMODEL…….…..436

Хоанг З. КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ СРЕДНЕГО РАЗРЕШЕНИЯ……..…438

Шестаков С.А. РАЗРАБОТКА ОБЛЕГЧЕННОГО ИНТЕРФЕЙСА СОЗДАНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ……440

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Айриянц А.А. ТОМТОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАК ИСТОЧНИК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ: КРАТКИЙ ОБЗОР ПЕРСПЕКТИВ И ОГРАНИЧЕНИЙ……...442

Бочкарева В.Ф., Сыромолотова Н.А., Коробков И.Г. ПРОГНОЗНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ……..……..444

Бочнева А.А., Лаломов А.В. БАЗА ДАННЫХ ТИПОМОРФНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ КАК ОСНОВА ДЛЯ СОЗДАНИЯ ЭКСПЕРТНОЙ СИСТЕМЫ……..446

Нехорошева М.С., Юшков А.Ю., Бучинский С.В. ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ И ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОГРАММ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ……...448

Научное издание

VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле

(17-21 ноября 2014 г.)

Материалы конференции

Подписано в печать 10.11.2014 г.
Формат 60x84 1/8. Уч.-изд. л. 58,2. Усл. печ. л. 54,2.
Тираж 41 экз. Заказ № 238

Редакционно-издательский центр НГУ.
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2.

ISBN 978-5-4437-0313-8