

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН
ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

XXVIII Молодёжная научная конференция
памяти К.О. Кратца
«Актуальные проблемы геологии,
геофизики и геоэкологии»

КРАТЦ-2017

Санкт-Петербург
2017

УДК 550.8
ББК 26.3, 26.3
А43

А43 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии.** XXVIII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца. — СПб.: Изд-во ВВМ, 2017. — 302 с.

ISBN 978-5-9651-1089-6

Оргкомитет

Председатель

Вревский Александр Борисович д.г.-м.н., директор ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Заместители председателя

Алексеев Иван Александрович к.г.-м.н., зав. кафедрой геологии месторождений полезных ископаемых ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Алфимова Надежда Аркадьевна к.г.-м.н., доцент кафедры региональной геологии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Секретарь

Гончаров Алексей Георгиевич к.г.-м.н., доцент кафедры геофизики ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Программный комитет

Балтыбаев Шаукет Каимович д.г.-м.н., зам. директора по науке ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Березин Алексей Васильевич к.г.-м.н., научный сотрудник лаборатории петрологии ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Верещагин Олег Сергеевич к.г.-м.н., старший преподаватель кафедры минералогии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Войтенко Вячеслав Николаевич к.г.-м.н., доцент кафедры региональной геологии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Бритвин Сергей Николаевич д.г.-м.н., доцент кафедры кристаллографии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Доливо-Добровольский Дмитрий Владимирович к.г.-м.н., старший научный сотрудник лаборатории петрологии ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Зеленковский Павел Сергеевич к.г.-м.н., доцент кафедры экологической геологии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Кашкевич Виталий Иванович генеральный директор Геофизпоиск, Санкт-Петербург

Кашкевич Марина Петровна к.г.-м.н., доцент кафедры геофизики ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Кузнецов Антон Борисович д.г.-м.н., зав. лабораторией изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Мальшев Сергей Владимирович к.г.-м.н., старший преподаватель кафедры геохимии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Мельник Алексей Евгеньевич к.г.-м.н., ассистент кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного университета, Санкт-Петербург

Мокрушин Артём Васильевич к.г.-м.н., и.о. зам. директора по науке ИГ КНЦ РАН, Апатиты

Подлипский Иван Иванович к.г.-м.н., старший преподаватель кафедры экологической геологии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Половков Вячеслав Владимирович к.г.-м.н., доцент кафедры геофизики ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Саватенков Валерий Михайлович к.г.-м.н., старший научный сотрудник лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Светов Сергей Анатольевич д.г.-м.н., и.о. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Травин Вениамин Вениаминович к.г.-м.н., научный сотрудник отдела минерального сырья ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Шелухина Юлия Сергеевна к.г.-м.н., старший преподаватель кафедры геологии месторождений полезных ископаемых ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Якубович Ольга Валентиновна к.г.-м.н., научный сотрудник лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Спонсоры конференции



РОССИЙСКИЙ
ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Проект №17-35-10287
www.rfbr.ru



Санкт-Петербургский
государственный
университет
www.spbu.ru



ИНСТИТУТ
НАУК О ЗЕМЛЕ

www.earth.spbu.ru



ГеофизПоиск
Инженерно-геофизическая компания

www.geophyspoisk.com



Проспекторская компания Открытая Геология
www.opengeology.ru



Лаборатория изучения минерального сырья
www.lims-lab.com



SGA Student Chapter – North-West Russia
www.e-sga.org

Геология и геофизика

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИСАЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОВ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГАЗОНОСНОСТЬ

О.А. Антипова, В.В. Пошибаев, О.В. Постникова

oa_antipova95@mail.ru

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 119991, Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1

Введение. Основные перспективы нефтегазоносности в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы связаны главным образом с терригенными и терригенно-карбонатными неопротерозойскими природными резервуарами. Подтверждением этому является обнаружение таких крупных месторождений как Чаяндинское, Ковыктинское, Верхнечонское, Собинское, Оморинское, Ильбокичское, Абаканское и другие. Большинство открытых месторождений сосредоточено в пределах Непско-Ботубобинской антеклизы. На склонах Байкитской антеклизы, в частности в зоне Ангарских складов, и в пределах Присяно-Енисейской синеклизы неопротерозойские отложения являются перспективным объектом для поисков и разведки месторождений нефти и газа. Вместе с тем, эти отложения характеризуются крайне низкой степенью изученности. Их отличает невыдержанность стратиграфического объема, изменчивость мощности, высокая степень литологической неоднородности. В этой связи, проведение детальных стратиграфических, литологических, литолого-фациальных, палеогеографических исследований представляется весьма актуальным.

Целью работы явились литологическая характеристика и прогноз распространения различных типов коллекторов мошакской свиты в разрезах осадочного чехла и по площади. Для этого были решены следующие задачи: определены положения отдельных стратиграфических границ неопротерозоя в пределах района исследований, проведены циклостратиграфический анализ, типизация и корреляция разрезов скважин, выделены уровни развития коллекторов, проведена их типизация, определены их структурно-вещественные характеристики.

Объекты исследования. Неопротерозойские отложения мошакской свиты тасеевской серии Присяно-Енисейской синеклизы и зоны Ангарских складов.

Методы исследования. Комплекс разномасштабных литологических исследований включал в себя исследования текстуры, структуры, минерального состава пород, структуры пустотного пространства пород-коллекторов методами оптической и растровой электронной микроскопии, микрозондового анализа. Изотопные исследования проводились на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой.

С разной степенью детальности изучено более 700 м ядерного материала, около 450 петрографических шлифов. Проведены электронно-микроскопические и микрозондовые исследования 15 образцов. В работе были использованы данные ГИС по 6 скважинам.

Литологические и электронно-микроскопические исследования были проведены авторами лично в лабораториях кафедры литологии РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина (лаборатории оптической микроскопии и лаборатории растровой электронной микроскопии пород-коллекторов). Электронно-микроскопические и микрорентгеноспектральные исследования были проведены на растровом электронном микроскопе JSM 6610 LV, Jeol (Япония), оборудованном энергодисперсионным спектрометром IE350 (OXFORD INSTRUMENTS, Великобритания).

Результаты. В пределах исследуемого региона отложения мошакской свиты преимущественно представлены красноцветными песчано-алевритовыми и алевро-глинистыми разностями, иногда встречаются карбонатные и сульфатные прослои.

Отложения мошакской свиты отличает преимущественно полиминеральный состав обломочной части со значительным содержанием (более 20%) обломков метаморфических

Цикличность строения разреза обусловлена пульсационным характером регрессии морского бассейна, а также изменением гидродинамической активности среды осадконакопления. Все седиментационные циклиты имеют широкое площадное распространение и фиксируют обмеление морского бассейна, увеличение площади суши, отступление береговой линии в западном, северо-западном направлении. В целом, общая мощность циклитов меняется относительно равномерно. Мощность составных частей циклитов меняется неравномерно, что обусловлено различными фациальными условиями их формирования. Наиболее резкие изменения мощностей циклитов характерны для их верхних частей, представленных более грубозернистыми разностями (преимущественно песчаниками).

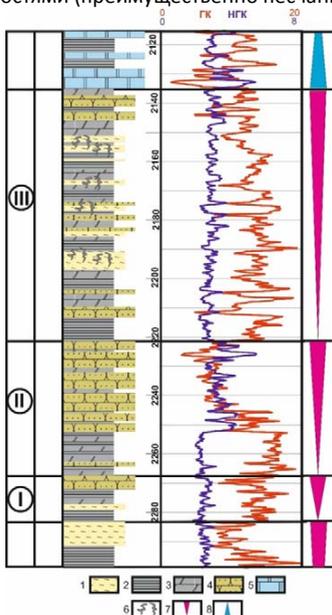


Рисунок 2. Типовой разрез отложений мошаковской свиты в пределах зоны Ангарских складок (восточная часть). Условные обозначения: 1 – алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – карбонатно-глинистые отложения, 4 – песчаники, 5 – доломиты, 6 – текстуры биотурбации, 7 – регрессивный циклит, 8 – трансгрессивный циклит

В результате проведенных исследований было установлено, что мошакровский этап развития бассейна на начальном этапе ознаменовался регрессией моря. Это привело к формированию аллювиальной равнины в пределах Чунской площади. Источниками сноса обломочного материала на Чунской площади являлись вероятно Присяяно-Енисейский выступы фундамента и метаморфические комплексы Енисейской складчатой зоны.

К северу от Чунской площади сформировалась приливно-отливная равнина, где накапливались преимущественно песчаные и алевро-глинистые отложения, в которых активно развивались организмы биотурбаты.

В различных структурных зонах выделяются порово-трещинный и трещинно-поровый типы коллектора. На склоне Богучано-Манзинского выступа выделяется трещинно-поровый тип коллектора, в зоне Ангарских складок – порово-трещинный тип коллектора. Наибольшие значения продуктивности отмечаются в отложениях с порово-трещинным типом коллектора.

В породах-коллекторах выделяются три основных типа пустот: межзерновые, пустоты выщелачивания карбонатного цемента, микропустоты корродирования обломков КПШ (Рис.

3). Преобладание того или иного типа пустот в различных структурных зонах разное. Уменьшение фильтрационно-емкостных свойств во многом обусловлено вторичными преобразованиями. В результате проведенных стадийного оптического и электронно-микроскопического анализа структуры и минерального состава песчаных пород тасеевской серии выявлен широкий спектр вторичных преобразований: процессы гравитационной коррозии аллотигенных минералов, их пластические деформации, интенсивное трещинообразование, аутигенное минералообразование.

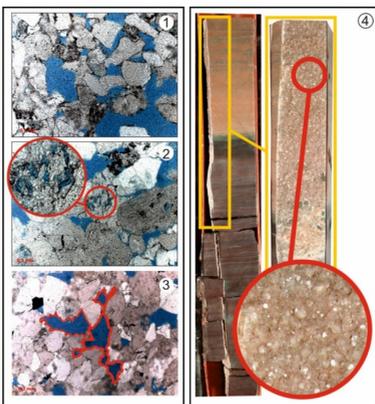


Рисунок 3. Основные типы пустотного пространства в коллекторах мошаковской свиты:

- 1 - межзерновые поры, 2 - микропоры разрушения обломков калиевых полевых шпатов,
- 3 - пустоты выщелачивания карбонатного цемента, 4 - частично минерализованные протяженные субвертикальные трещины

Наиболее интенсивно процессы уплотнения и регенерации обломочных зерен проявились в пределах Чунской площади (склон Богучано-Манзинского выступа). Здесь коэффициент остаточной пористости по всему разрезу как правило не превышает 1-2%.

В отложениях мошаковской свиты в ряде скважин отмечены системы субвертикальных трещин с разной степенью раскрытости. По стенкам трещин на отдельных участках отмечается интенсивная минерализация кальцитом и ангидритом. Трещины пересекают как песчаные, так и глинистые породы. В глинистых интервалах разреза часто наблюдаются зоны дробления. Субвертикальные тектонические трещины сопровождаются ортогональными. Кроме того, в разрезе наблюдаются наклонные трещины, расположенные под углом к оси керна. Трещины часто взаимопересекаются, что свидетельствует о одновременности их образования.

Обсуждение результатов. Продуктивные газоносные отложения мошаковской свиты тасеевской серии представлены разнообразным набором пестроцветных терригенных, терригенно-карбонатных и глинистых пород.

Показано, что формирование мошаковской свиты происходило в различных фациальных обстановках: аллювиально-дельтового комплекса, приливно-отливной равнины, мелко-водноморских условиях.

Распределение пород-коллекторов определяется литолого-фациальными условиями формирования и направлением вторичных изменений, в том числе трещиноватостью. В различных структурных зонах выделяются порово-трещинный, трещинно-поровый и поровый типы коллектора.

В коллекторах порового типа выделяются три основных типа пустот: межзерновые, пустоты выщелачивания карбонатного цемента, микропустоты корродирования обломков КПШ.

Заключение. Наибольшие значения продуктивности отложений мошаконской свиты отмечаются в отложениях с порово-трещинным типом коллектора, который приурочен к фациям баровых тел в пределах зоны Ангарских складок.

Таким образом, фациальная зона развития баровых тел является наиболее перспективной для поиска зон развития пород-коллекторов в отложениях мошаконской свиты венда.

Список литературы

Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 8, с. 851-862

РОЛЬ ТРАССЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ КОНТРОЛЕ ЗА ОБВОДНЕННОСТЬЮ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Бахлюстов

ranycore@gmail.com

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, пр. Ленина, 30

В связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов происходит быстрое увеличение обводненности продукции по многим добывающим скважинам, что в свою очередь приводит к сокращению нефтеотдачи и, следовательно, к существенной потере нефти.

Поэтому цель данной работы – изучить фильтрационные параметры пласта-коллектора на основе результатов трассерных исследований и определить способы уменьшения обводненности на примере одного из месторождений, расположенного в Ямало-Ненецком автономном округе. Изучаемая территория приурочена к Вынгапуровскому НГР Надым-Пурской НГО Западно-Сибирской НГП.

Рассматриваемое месторождение характеризуется широким стратиграфическим диапазоном распространения залежей нефти и газа. Этаж нефтегазоносности охватывает толщу осадочных пород осадочного чехла от среднеюрского до поздне мелового возраста и составляет около 2000 м. Основная нефтегазоносность связана с горизонтом БВ₈, который содержит 61% геологических запасов нефти месторождения. Горизонт БВ₈ разделен на пласты БВ₈¹, БВ₈², БВ₈³, наиболее детально изучим пласт БВ₈¹.

Пласт БВ₈¹ представлен песчаниками и алевролитами с невысокими коллекторскими свойствами: значения пористости по керну изменяются от 15,5 до 20,1%, среднее значение – 18,5%, проницаемость по керну изменяется от 0,001 до 0,028 мкм², среднее значение – 0,018 мкм². Характерно ухудшение коллекторских свойств с севера на юг и от центра к периферии пласта.

Трассерные (индикаторные) исследования позволяют установить и оценить гидродинамическую связь между нагнетательной и добывающими скважинами, между различными продуктивными горизонтами; достоверно определить объем высокопроизводительной части межскважинной зоны пласта (Лайонз, Плизга 2009).

Преимущество индикаторного способа по сравнению с аналогами (гидропрослушивание, геофизические, гидрохимические и др. исследования) заключается в том, что он является наглядным методом, позволяющим получить ряд параметров, характеризующих коллекторские свойства залежи непосредственно в пластовых условиях межскважинной области нефтяного коллектора. Применение способа не требует остановки нагнетательных и добывающих скважин, связанной с потерей добычи нефти (Мангазеев 2004).

На исследуемом месторождении в качестве опытного участка был выбран район скважины 111. Была выполнена закачка индикатора нитрата аммония в пласт БВ₈¹ через нагнетательную скважину 111. Согласно ранее утвержденному плану работ, было закачено 800 кг трассера в виде сухого порошка, предварительно растворенного в 6 м³ пресной воды. В качестве реагирующего окружения были выбраны 20 добывающих скважин, обводненность которых варьируется от 9 до 99 %. Приемистость нагнетательной скважины 111 составила 253 м³/сут.

В ходе обработки результатов трассерных исследований были построены графики распределения установленных фильтрационных потоков в пределах опытного участка нагнетательной скважины. При построении указанного распределения использовались данные по выявленным (за 60 суток) объемам меченой воды для каждой контрольной скважины в среднесуточном объеме закачки. Также определена степень зависимости контрольных добывающих скважин от закачки в нагнетательную. Построены карты распределения концентрации трассера по пласту БВ₈¹ исследуемого месторождения, а также карты распределения проницаемости.

Из анализа результатов индикаторных исследований на участке нагнетательной скважины 111 изучаемого месторождения можно сделать следующие выводы.

Преимущественные направления фильтрации меченой воды в пределах объекта исследования определены в северной и северо-западной областях. Южная и западная область района исследования слабо охвачена процессом заводнения. Локальный характер развитости групп каналов для контрольных скважин является следствием созданного режима заводнения и отбора залежи нефти пласта БВ₃¹. По исследованному объекту скорость движения нагнетаемой воды в скважину 111 в среднем составляет 49 м/сут. Средняя проницаемость по объекту исследования составляет 13.34 мкм². Основным массоперенос трассера для большинства скважин определен прорывом закачки на скоростях 42 ÷ 1 024 м/сут по каналам проницаемостью 6.8 ÷ 150 мкм². При этом расходуется до 7% суточной закачки в скважину 111. Количество трассера, вышедшего на дневную поверхность за все время исследования (60 суток), составило порядка 10% относительно массы закачки (800 кг). Суммарная производительность установленных фильтрационных каналов составила 18 м³/сут.

Не извлеченная на дневную поверхность часть индикатора, вероятнее всего, продолжает фильтроваться по поровой матрице породы исследуемого пласта. Площадь оторочки на момент окончания исследования составила 17 675 м². Скорость фильтрации меченой воды в районе составила 0.5 ÷ 1.87 м/сут.

Таким образом, анализ результатов трассерных исследований выявил прямую гидродинамическую взаимосвязь между отдельными скважинами и помог установить наличие каналов низкого фильтрационного сопротивления, повышающих обводненность окружающих добывающих скважин. Проведенные исследования позволят скорректировать работу нагнетательных скважин на месторождении.

Согласно геологическому описанию продуктивные горизонты месторождений осложнены многочисленными проводящими тектоническими нарушениями. Соответственно наиболее вероятной причиной образования каналов низкого фильтрационного сопротивления является наличие трещин, появившихся в результате повышения давления нагнетания над критическим значением, а также постседиментационных тектонических процессов. Создание градиента давления между нагнетательными и добывающими скважинами будет способствовать раскрытию и росту этих трещин, по которым в результате произойдет прорыв закачиваемой воды в добывающие скважины. Образование вторичной трещиноватости также может происходить самостоятельно при превышении давления нагнетания над давлением разрыва пород. Согласно технологическому режиму среднее давление нагнетания доходит до 500 атм, что превосходит давление разрыва и приводит к образованию каналов низкого фильтрационного сопротивления. Следует отметить, что при наличии в коллекторе природной трещиноватости, вероятность возникновения техногенных трещин увеличивается в несколько раз. В результате возникает смешанная сеть трещин природного и техногенного происхождения.

Вследствие существенного влияния каналов низкого фильтрационного сопротивления на процесс разработки в сторону снижения коэффициентов охвата заводнением и нефтеотдачи возникает необходимость создания искусственного фильтрационного сопротивления в этих каналах. Это может достигаться закачкой в пласт осадкообразующих систем и их композиций. Т.е. повышается коэффициент охвата заводнением (до 7-8%) и нефтеотдачи (до 3-5%). Еще одним из эффективных методов воздействия на пласт является применение гелеобразующей системы РВ-ЗП-1, технология которой является высокотехнологичной и экологически безопасной для окружающей среды.

Список литературы

- У. Лайонз, Г. Плизга. Большой справочник инженера нефтегазодобычи. Разработка месторождений. Оборудование и технологии добычи: пер. с англ. / СПб, Профессия, 2009. 952 с.
- П.В. Мангазеев, и др. Гидродинамические исследования скважин / Томск, ТПУ, 2004. 340 с.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

А.В. Баранская, Ф.А. Романенко

alisa.baranskaya@yandex.ru

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера, г. Москва,

Территория Балтийского щита характеризуется общим новейшим поднятием земной коры, отмеченным как по данным повторных нивелировок (Johansson et al., 2002; Pettersen, 2011), так и по датированию поднятых древних береговых линий (Corner et al., 2001; Колька и др., 2005; Митяев и др., 2008) и анализу наблюдений за современным изменением относительного уровня моря (Инжебейкин, 2004). Скорость поднятия постепенно уменьшается, от 10–12 мм в год в раннем голоцене (Колька и др., 2005, Романенко, Шилова, 2012) до 1,5–4 мм в год в настоящее время (Романенко и др., 2013).

На общую картину поднятия накладываются блоковые движения, «клавишная тектоника», сопровождающаяся вертикальными движениями по разломам. Так, для Карельского и Терского берегов Белого моря активизация древних разрывных нарушений и заложение новых во многом определена механизмом унаследованного рифтинга. Основная структура, определяющая неотектоническую обстановку Беломорской области, - рифт, сложенный сочетанием линейно вытянутых грабенов. В различных работах он называется Онежско-Кандалакшским (Балуев и др., 2009а) или Кандалакшско-Двинским (Авенариус, 2004). Развитие этой структуры происходит на месте палеорифта, зародившегося в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее (Балуев и др., 2009б).

Таким образом, сомнений в том, что крупные блоки регионального масштаба могут одновременно обладать различными скоростями поднятий, не возникает. Спорным остается вопрос, в каких наименьших масштабах могут проявляться дифференцированные движения земной коры, и каковы минимально возможные размеры соседствующих блоков, для которых можно говорить о разных скоростях поднятия в один и тот же момент времени.

Для изучения этого вопроса применялся морфоструктурный анализ, и реконструкция напряжений. В качестве ключевого участка была выбрана северная часть Карельского берега Белого моря от пос. Лесозаводский на севере до губы Калгалакша на юге (рис. 1).

Было выделено 10 блоков с разной морфологией, ориентировкой линейных элементов и трещиноватости и напряжений, сформировавших ее. Они характеризуются и разной интенсивностью поднятия, выраженной в разной морфологии тектонического рельефа (принимались во внимание абсолютные высоты, расчлененность, наличие свежих тектонических форм вдоль линейных элементов). На морфоструктурную карту были наложены данные датирования поднятых береговых линий (Колька и др., 2005; Романенко, Шилова, 2012; собственные исследования), позволяющие говорить уже о количественной оценке скоростей поднятия (рис. 1).

Определено, что для блоков, отстоящих друг от друга на первые десятки километров разница в средних скоростях относительного поднятия с одного и того же момента времени, по данным датирования древних береговых линий, может достигать 4-5 мм в год (примером служит Ругозерский блок, где 4 тыс. лет назад наблюдалось поднятие со средней скоростью 8 мм в год, и Энгозерский блок, со скоростью воздымания 3 мм в год за тот же промежуток времени).

Кроме того, даже в пределах одного блока (Ругозерско-Кузакоцкий блок, территория БС МГУ, показанная на рис. 1 прямоугольником), можно говорить об относительно быстро воздымающихся микроблоках и других, отстающих в поднятии. График средних скоростей относительного понижения уровня моря (рис. 2) не свидетельствует о равномерном, или равноускоренном поднятии; он характеризуется максимумами и минимумами.

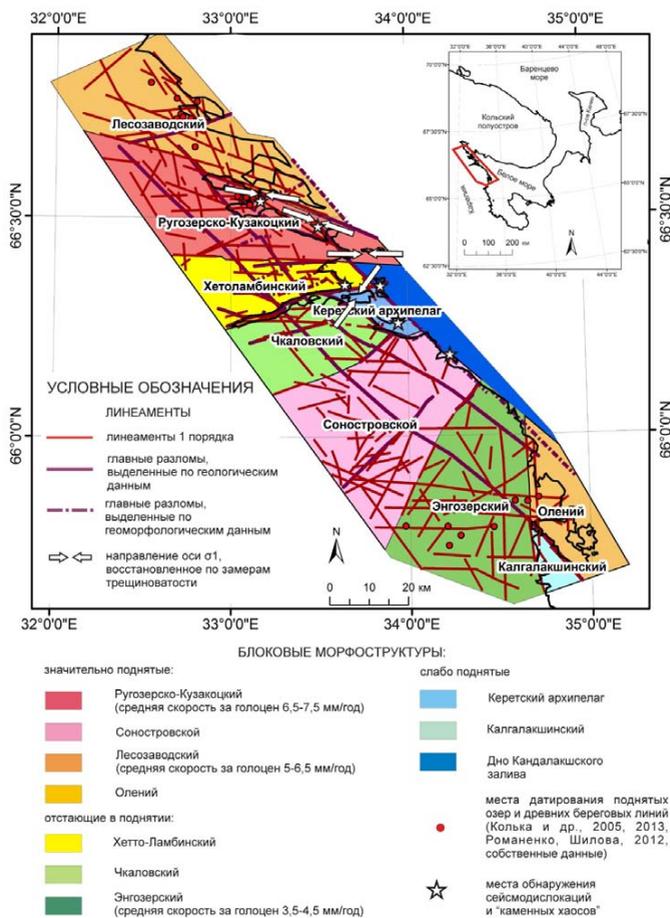


Рис. 1. Морфоструктурная схема Карельского берега Белого моря. Стрелками белого цвета показано направление максимального нормального напряжения σ_1

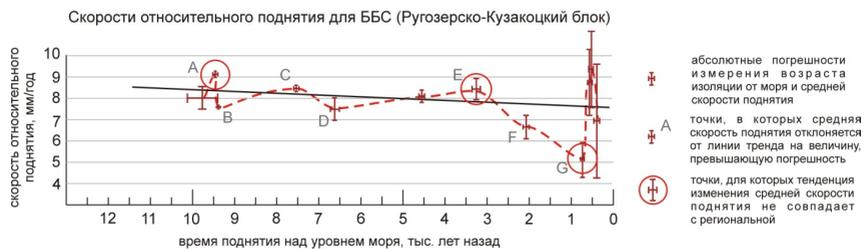


Рис. 2. Скорости относительного поднятия Ругозерского блока, вычисленные на основании датирования поднятых береговых линий

Сравнивая их с данными для соседних блоков (Лесозаводский, Энгозеро, Кандалакша по данным (Колька и др., 2005, 2013), и с кривыми морских трансгрессий и регрессий, построенных для всего Кольского и Карельского регионов (Кошечкин и др., 1970), можно выделить те экстремумы, которые отличаются от поведения кривых поднятия соседних крупных блоков, и, соответственно, не были вызваны общим замедлением относительного поднятия из-за трансгрессии или ускорением в результате регрессии абсолютного уровня моря. Это микроблоки со временем изоляции 775, 3267 и 9479 лет назад. Два из них поднимаются быстрее других (и выражены в рельефе экзарационно-тектоническими грядами), третий отстаёт в поднятии. Таким образом, даже для микроблоков, размером в первые километры или сотни метров, характерны голоценовые дифференцированные вертикальные движения.

Исследования проведены в рамках проекта РФФИ 16-35-60118 мол_а_дк и Госбюджетной темы АААА-А16-116032810055-0 "Геоэкологический анализ и прогноз динамики криолитозоны Российской Арктики".

Список литературы

- Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. – 2004. – № 3. С. 48–56.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Том 427, №3, 2009а, с. 348-353
- Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Том 425, №2, 2009б, с.199-203
- Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря/Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. СПб, 2004. 253 с.
- Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д. Последледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита./Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (сборник статей). Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2005.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район поселка Энгозеро, северная Карелия) / ДАН. – 2013. – Т. 449, №5. – С. 587–592.
- Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л. Голоценовые трансгрессии и изменения береговой линии северного побережья Кольского полуострова. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеиздат, Ленинград, 1970, с. 243-247.
- Митяев М.В., Корсун С.А., Стрелков П.П., Матишов Г.Г. Древние береговые линии Восточного Кильдына. ДАН. 2008, том 423, № 4, с. 546-550
- Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Баранская А.В. Жизнь тектонического рельефа Керетского архипелага в голоцене. Материалы научной конференции «Морская биология, геология, океанология – междисциплинарные исследования на морских стационарах», посвященной 75-летию Беломорской биологической станции МГУ (Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 27 февраля — 1 марта 2013 г.): Тезисы докладов.— М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013.— С. 270-274
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо/ Доклады Академии Наук, том 442, № 4, 2012, с. 544–548
- Corner G.D., Kolkka V.V., Yevzerov V.Y., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change* 31, 2001. P. 155–177
- Johansson, J.M., Davis J. L., Scherneck H.-G., Milne G. A., Vermeer M., Mitrovica J. X., Bennett R. A., Jonsson B., Elgered G., Elösegui P., Koivula H., Poutanen M., Rönnäng B. O., Shapiro I. I. Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia. 1. Geodetic results. *Journal of Geophysical Research* 107: 2157, 2002
- Pettersen, B.: The postglacial rebound signal of Fennoscandia observed by absolute gravimetry, GPS, and tide gauges, *Int. J. Geophys.*, 2011

О ПРИКЛАДНЫХ АСПЕКТАХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В КОРТКОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

С.Ю. Белов

[Belov_Sergej@mail.Ru](mailto:Belov_Sergej@mail.ru)

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
119991, Россия, Москва, Ленинские горы, 1

Введение. В работе рассматривается задача дистанционной диагностики «шероховатой» земной поверхности и диэлектрических подповерхностных структур в коротковолновом диапазоне радиоволн. Предложен новый некогерентный метод R4 оценки параметра сигнал/шум β . Некогерентный метод R4 оценки этого параметра может применяться в случаях, когда нет возможности использования когерентной аппаратуры, а также в случаях, когда аналитические условия применимости других методов не позволяют их использовать. Конкретизация осуществлена для ионосферного случая. Данный диапазон позволяет диагностировать и подповерхностный слой земли, поскольку параметр рассеяния формируется и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур. Данным методом при организации мониторингового зондирования, возможно выявлять области изменения этих сред, например, для оценки сейсмической опасности, опасных природных явлений, изменения экосистем, а также некоторых экстремальных событий техногенного характера. Также эти методики могут использоваться для развития системы мониторинга, контроля и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, а также для оценки рисков возникновения чрезвычайных ситуаций.

Идея метода определения этого параметра заключается в том, что, располагая синхронной информацией о волне, отражённой от ионосферы и о волне, отражённой от земли и ионосферы (или прошедшей ионосферу дважды при зондировании со спутника), возможно извлекать информацию о параметре рассеяния. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической (относительной) точности определения этого параметра новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный. Анализ аналитических погрешностей оценки этого параметра позволил рекомендовать новый метод вместо стандартного.

Параметр β возвращённого, частично рассеянного ионосферного сигнала представляет интерес как важная характеристика “возмущённости”, “мутности” статистически неоднородной ионосферной плазмы, показатель надёжности работы ионосферных каналов связи, а также диагностических каналов. Оперативная и надёжная оценка параметра β имеет общефизический интерес (радиофизика, геофизика, оптика и т. д.) (Белов, 2016).

Проблема измерения и учёта рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн важна для решения ряда задач, например, при диагностике свойств среды с помощью методов, использующих этот радиодиапазон, когда на трассе происходит промежуточное отражение (рассеяние) от земной поверхности, что представляет интерес для геологоразведочных и экологических исследований (Belov, 2017).

Важнейшими аспектами при использовании средств космического базирования для целей природопользования и экологического мониторинга являются выбор рабочего диапазона зондирования и вопросы влияния сред на проходящее излучение. Выбор КВ диапазона позволяет учитывать подповерхностный слой (толщины порядка длины волны падающего излучения ~ 100 м) (Belov, Belova, 2016). При зондировании на частотах 3–12 МГц соответственно длина волны составляет 25–100 м.

В работе представлены образцы регистрации квадратурных компонент сигнала с помощью наземного измерительного комплекса установки когерентного зондирования в

коротковолновом диапазоне радиоволн на тестовом полигоне МГУ для первого и второго отражений (приведены на рис. 3, 4, 5).

Методы расчёта (когерентный и некогерентный). В фиксированной точке приёма на поверхности земли (в скалярном приближении) ионосферный сигнал, узкополосный случайный процесс $E(t)$ представляет собой суперпозицию “зеркальной” $E_0(t)$ и рассеянной $E_p(t)$ по нормальному закону компонент:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}(t) &= \mathcal{E}_0(t) + \mathcal{E}_p(t) = E_{00} \cdot e^{i(\omega_0 t - \Phi(t))} + \mathcal{E}_p(t) = \\ &= R(t) \cdot e^{i(\omega_0 t - \Phi(t))} = [E_C(t) + i \cdot E_S(t)] \cdot e^{i\omega_0 t}, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\varphi(t)$, $\Phi(t)$, $R(t)$, $E_m(t)$, $m=c,s$ – медленные на периоде $T = \frac{2 \cdot \pi}{\omega_0}$ случайные процессы;

$E_{00} = \text{Const}$. Параметр рассеяния определяется отношением:

$$\beta_k^2 = \frac{\text{мощность зеркальной компоненты}}{\text{мощность рассеянной компоненты}} = \frac{E_{00}^2}{2 \cdot \mathcal{E}_p^2}. \quad (2)$$

Здесь и ниже черта “—” означает статистическое усреднение. $E_C(t) = R(t) \cdot \cos \Phi(t)$ и $E_S(t) = R(t) \cdot \sin \Phi(t)$ – низкочастотные квадратуры ионосферного сигнала, $R(t)$ – огибающая, $\Phi(t)$ – суммарная фаза. При этом индекс $K = E4, R2, R4$ означает экспериментально регистрируемые первичные случайные процессы и соответствующий метод их регистрации: $E4$ – когерентный; $R2, R4$ – некогерентные амплитудные (Белов, 2015).

Достаточно широко используется для оценки β_k (2) стандартный некогерентный $R2$ -метод, основанный на соотношении (Альперт, 1960):

$$\frac{\overline{R^2}}{(\overline{R})^2} = f(\beta_{R2}) = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{(1 + \beta_{R2}^2) \cdot \exp(\beta_{R2}^2)}{\left[(1 + \beta_{R2}^2) \cdot I_0(\beta_{R2}^2/2) + \beta_{R2}^2 \cdot I_1(\beta_{R2}^2/2) \right]^2}. \quad (3)$$

$I_n(x)$ – функция Бесселя n -го порядка от чисто мнимого аргумента.

Используя когерентный $E4$ -метод, β_{E4} оценивается по эксцессу γ_{E4} квадратур:

$$\gamma_{E4}(\beta_{E4}) = \frac{\overline{E_m^4}}{(\overline{E_m^2})^2} - 3 = -\frac{3}{2} \cdot \frac{\beta_{E4}^4}{(1 + \beta_{E4}^2)^2}; \quad m=c,s. \quad (4)$$

Следует заметить, что измеряемыми первичными параметрами являются отношения моментов $\overline{R^2}/(\overline{R})^2$, $\overline{E_m^4}/(\overline{E_m^2})^2$ соответственно. Естественно, соотношения (3), (4) получены с учётом определённых моделей структуры ионосферного сигнала. Исследования показали, что вероятностные свойства ионосферного сигнала (1) отражений первой кратности достаточно хорошо описываются моделью Райса со смещённым спектром (РС-модель), на основе которой получены выражения (3), (4). Заметим, что выражение (4) когерентной методики $E4$ обеспечивает на порядок более высокую относительную аналитическую точность оценки параметра β_k (Belov, 2016).

В настоящей работе предлагается новый некогерентный $R4$ -метод определения β_{R4} по эксцессу γ_{R4} огибающей для РС-модели:

$$\gamma_{R4}(\beta_{R4}) = \frac{\overline{R^4}}{(\overline{R^2})^2} - 3 = -1 - \frac{\beta_{R4}^4}{(1 + \beta_{R4}^2)^2}. \quad (5)$$

Для сопоставления приведённых методов в смысле относительных погрешностей, допускаемых при вычислении β_k , обусловленных видом функциональных зависимостей $f(\beta)$, $\gamma_{E4}(\beta)$ и $\gamma_{R4}(\beta)$, получим выражения (6) (Belov et al. 2016):

$$\varepsilon_k = \left| \frac{\Delta \beta_k}{\beta_k} \right| = \left| \frac{1}{\beta_k} \cdot \frac{dG_k}{dZ_k} \cdot \Delta(Z_k) \right|, \quad Z_k = \frac{\overline{R^2}}{(\overline{R})^2}, \frac{\overline{E_m^4}}{(\overline{E_m^2})^2}, \frac{\overline{R^4}}{(\overline{R^2})^2} \quad (6)$$

где $G_k = f, \gamma_{E4}, \gamma_{R4}$; $\Delta(Z_k)$ – абсолютные статистические ошибки измеряемых величин.

Погрешности (включая статистические) для разных методик определения β_k :

$$\begin{aligned} \varepsilon_{R2}(\beta) &= \frac{\pi}{8} \cdot \frac{\left[(1+\beta^2) \cdot I_0(\beta^2/2) + \beta^2 \cdot I_1(\beta^2/2) \right]^3}{\beta^2 \cdot \exp(\beta^2) \cdot I_1(\beta^2/2)} \cdot \Delta(Z_{R2}); \\ \varepsilon_{E4}(\beta) &= \frac{(1+\beta^2)^3}{6 \cdot \beta^4} \cdot \Delta(Z_{E4}); \\ \varepsilon_{R4}(\beta) &= \frac{(1+\beta^2)^3}{4 \cdot \beta^4} \cdot \Delta(Z_{R4}). \end{aligned} \quad (7)$$

Статистическая ошибка $\Delta(Z_k)$ зависит от объёма выборки N и при одинаковых объёмах выборки может быть разной для каждого из способов. Чтобы акцентировать внимание на погрешностях за счёт различия функциональных зависимостей (3)–(5), нормируем (7) на $\Delta(Z_k)$.

Графики зависимостей $\varepsilon_k^* = \frac{\varepsilon_k}{\Delta(Z_k)}$ для β_{R2} , β_{E4} и β_{R4} приведены на рис. 1. ε_k^*

будем ниже называть аналитической (относительной) погрешностью метода.

Экспериментальное распределение $W_{\beta}(\beta)$ определяет диапазон изменения β .

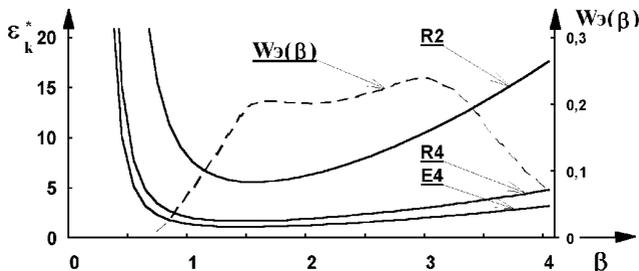


Рис. 1. Графики зависимостей ε_k^* , (сплошные линии) и экспериментальное распределение $W_{\beta}(\beta)$ (пунктир).

Из выражений (4) и (5) видно, что $\varepsilon_{E4}^* = \frac{2}{3} \cdot \varepsilon_{R4}^*$ – одного порядка и существенно (на порядок) превосходят точность измерения стандартной R2-методики. В итоге, анализ аналитических погрешностей оценки параметра β_k позволил рекомендовать метод R4 вместо стандартного R2. При этом достаточно высокая аналитическая (относительная) точность оценки параметра β_k может быть достигнута с помощью некогерентной аппаратуры, используя выражение (5) метода R4. Отметим, что за когерентной методикой E4 остаётся возможность оптимизации статистической ошибки путём соответствующей специальной цифровой обработки ионосферного сигнала (Белов, 2016).

Экспериментальная установка Наземного Измерительного Комплекса. Для получения необходимых экспериментальных данных используется импульсный метод когерентного приёма. Этот метод позволяет регистрировать низкочастотные квадратурные составляющие

оптимизации: патент–2016г. Образцы регистрации квадратурных компонент сигнала с помощью наземного измерительного комплекса установки когерентного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн на тестовом полигоне МГУ для первого и второго отражений приведены на рис. 3, 4, 5.

Заключение. В работе представлена разработанная и сконструированная автором экспериментальная аппаратура наземного измерительного комплекса установки когерентного зондирования рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн для оценки параметра сигнал/шум. Предложен новый некогерентный метод оценки параметра сигнал/шум. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической (относительной) точности определения этого параметра новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный.

Список литературы

- Альперт, Я. Л., 1960. Распространение радиоволн в ионосфере. М.: АН СССР.
- Белов, С. Ю., 2016. Экспериментальное исследование характеристик когерентной и некогерентной обработки информации при дистанционном зондировании атмосферы и “шероховатой” земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн. // «Изв. ВУЗ Физика». Т. 59. № 12-3. ISSN 0021-3411. С. 121-124.
- Белов, С. Ю., 2016. Программа регистрации квадратурных компонент n кратного отраженного от земной поверхности радиосигнала. Свидетельство о регистрации права на программное обеспечение №RU.2016612172 от 19.02.2016г.
- Белов, С. Ю., 2015. О некоторых характеристиках рассеивающей способности земной поверхности при дистанционном зондировании в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли. ISBN 978-5-7638-3306-5. Красноярск, СФУ. С. 101–104.
- Белов, С. Ю., 2016. Космический мониторинг характеристик прибрежных территорий для обеспечения экологической безопасности зондированием в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Экология. Экономика. Информатика. Азовское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования. Ростов-на-Дону: Изд. ЮФУ. ISBN 978-5-9275-2055-8. С. 27–41.
- Белов, С.Ю., 2017. Программно-аппаратный комплекс наземной измерительной установки когерентного приёма по исследованию рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Ломоносов-2017. М.: МАКС Пресс. ISBN 978-5-317-05504-2.
- Belov, S. Yu., 2016. The analysis of monitoring data of the parameter scattering power the earth's surface in the short-wave range of radio waves. // Иссл. по геоинформатике: труды Геофизического центра РАН. eISSN 2308-5983. Т. 4. № 2. BS4002, DOI: 10.2205/2016BS08Sochi. С. 50.
- Belov, S. Yu., Belova, I. N., Falomeev, S. D., 2016. Monitoring of coastal ecosystems by method of remote sensing in the short-wave range of radio waves. // Managing Risks to Coastal Regions and Communities in a Changing World. ISBN 978-5-369-01628-2, DOI: 10.21610/conferencearticle_58b4316d2a67c, St. Petersburg.
- Belov, S.Yu., Belova, I.N., 2016. Methods of obtaining data on the characteristics of superficial and subsurface structures of the earth by remote sensing in the short-wave range of radio waves. // IGC 610 project «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary» (2013-2017), GNAS Tbilisi, Georgia, ISSN 978-9941-0-9178-0. P. 26–29.
- Belov, S. Yu., 2017. Monitoring of parameters of coastal Arctic ecosystems for sustainability control by remote sensing in the short-wave range of radio waves. // The Arctic Science Summit Week 2017. Prague, ISBN 978-80-906655-2-1. P. 161.

ИЗУЧЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНГИТОВ «МАКСОВО» МЕТОДОМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

Диара Абубакар Сидики

diarraaboubacar102@gmail.com

Петрозаводский Государственный Университет,
185910, Россия, Республика Карелия, г. Петрозаводск, пр. Ленина, 33

Введение. Методы геофизики активно используются при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Сейсморазведка наиболее востребована при поисках нефти и газа, однако существует направление ее использования и при изучении твердых полезных ископаемых. Для этого необходимо наличие контрастных плотностных неоднородностей в геологическом строении. Так, например, существует опыт использования сейсморазведки при исследовании рудных месторождений, углей и каменных строительных материалов. Целью данной работы было изучение возможностей сейсморазведки при разведке высокоуглеродистых пород – шунгитов.

Объект исследования. Шунгит – уникальная горная порода, добываемая в Медвежье-горском районе Республики Карелия, содержащая в своем составе от 5 до 95% углерода в зависимости от генетического типа (ГТ) (Филиппов и др., 2008). Так же с изменением ГТ в горной породе меняются физические свойства, в частности, происходит изменение параметра плотности (ρ), которая уменьшается с увеличением процентной доли углерода. Переход от одного генетического типа шунгита к другому в разрезе происходит плавно, без образования каких либо резких границ, что в свою очередь обуславливает градиентное изменение ρ (Садовничий, 2017). Объектом исследования работ было месторождение шунгитов «Максово», расположенное в пределах Зажогинского рудного поля (Филиппов, 2002).

Методы и подходы. При необходимости построения модельных разрезов по физическим свойствам в малоглубинной геофизике используются методики томографии, отличительной чертой которых является получение детальных разрезов изменения физических свойств в среде. В основу данной работы легли материалы, полученные с помощью метода преломленных волн (МПВ) в модификации сейсмотомографии. Сейсмотомография хорошо зарекомендовала себя при изучении не только горизонтально слоистых, но и градиентных сред, в которых происходит увеличение скорости прохождения волны с глубиной (Ермаков, 2012; Бондарев и др., 2010).

В ходе полевых работ на площади месторождения было выполнено 5 профилей, общей длиной около 700 метров. Съемка производилась многоканальной сейсморазведочной станцией Лакколит ХМ2, в качестве сейсмоприемников использовались вертикальные геофоны ZET 7155. Шаг расстановки пунктов приема и пунктов возбуждения составлял 5 метров. Обработка и визуализация полевых данных осуществлялась в программном обеспечении ZondST2D (www.zond-geo.ru). При обработке на записях пикировались первые вступления продольной волны. По набору полученных годографов при помощи гладкой инверсии рассчитывалась скоростная модель.

Результаты и обсуждение. На рисунке 1А показан модельный разрез скоростей по профилю, пересекающему месторождение «Максово» с севера на юг. Разрез характеризуется градиентным изменением скоростей, которые варьируют в диапазоне от 600 до 6100 м/с. Верхняя часть разреза характеризуется наличием зоны малых скоростей, обусловленной разуплотнением кровли пород вблизи дневной поверхности вследствие процессов выветривания и последующим заполнением образовавшихся пустотных пространств водой. Зоны малых скоростей, распространяющиеся на глубину, локализованные в районе пикета ПК 60 и ПК 190 (рис. 1А), были связаны с тектоническими разломами. Общее градиентное изменение значений скоростей с глубиной на разрезе соотносится со сменой ГТ шунгитовой породы. При

этом изменение скоростей не отражает перехода одного ГТ шунгита в другой, вследствие чего точность выделения разных ГТ может осуществляться с погрешностью.

На рисунке 1Б показан график содержания углерода в шунгитах вдоль сейсмотомографического профиля. Эти данные были получены Садовничим Р.В. и опубликованы в кандидатской диссертационной работе (Садовничий, 2017). При соотношении параметров скорости и содержания углерода видно, что наиболее высокоскоростным участкам разреза, в общем виде, соответствуют интервалы массива с относительно низким процентом углерода и, как следствие, высоким значением ρ .

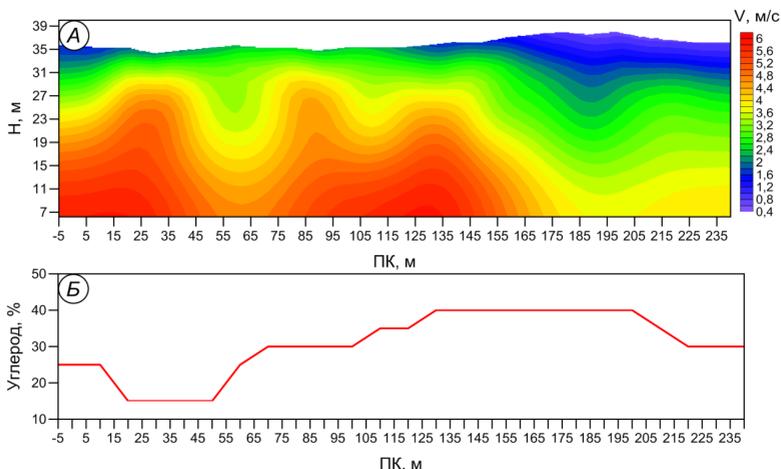


Рис. 1. Профиль сейсмотомографии на участке «Максово»

А – Модельный скоростной разрез, полученный на месторождение «Максово»;

Б – Процентное содержание углерода в толще породы, по (Садовничий, 2017).

Заключения. В ходе проведения геофизических работ методом сейсмотомографии на месторождение «Максово» была доказана целесообразность применения этого метода при разведке шунгитов. Использование скоростных моделей позволяет на качественном уровне проводить разделение массива шунгитов на классы в зависимости от содержания углерода, и сопоставить их с ГТ. Кроме того, данные, полученные на скоростных разрезах, позволяют выделять зоны возможных тектонических разломов и области приповерхностного разуплотнения пород вследствие процессов выветривания.

Благодарности. Приношу благодарность научному сотруднику Института геологии Карельского научного центра РАН, к.г.-м.н. Рязанцеву Павлу Александровичу за руководство в ходе процесса интерпретации сейсмических данных. Также приношу благодарности студентке 3 курса СПбГУ Павловской Елене Александровне и аспиранту второго года обучения Института геологии Карельского научного центра РАН Родионову Александру Игоревичу, за участие в отборе полевых данных.

Список Литературы

- Бондарев В.И., Крылатков С.М., 2010. Сейсморазведка. Екатеринбург: издательство УГУ. - 472 с.
 Ермаков А.П., 2012. Введение в сейсморазведку. Учебное пособие. Тверь: Издательство ГЕРС. – 160с.
 Садовничий Р.В., 2017. Минералого-технологические особенности шунгитовых пород Максовского месторождения (Зажогинское рудное поле). Автореферат диссертации на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург. – 20 с.
Филипов М.М., 2002. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Монография. Петрозаводск. – 282 с.
Филиппов М.М., Первунина А.В., 2008. О классификации шунгитоносных пород Палеопротерозоя Карелии. В книге: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными, 289 – 293.

ВАЛАНЖИН-ГОТЕРИВСКИЕ КОЛЛЕКТОРЫ УГЛЕВОДОРОДОВ КРЫМА

К.А. Дубкова

ksenya-dubkova@mail.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7-9

Введение. Валанжин-готеривские отложения Крыма и прилегающих шельфов Черного и Азовского морей рассматриваются как перспективные в отношении нефтегазоносности. Коллекторы этого возраста установлены преимущественно на глубинах 4–5 км, вскрыты единичными скважинами и плохо изучены. Вместе с тем в Горном Крыму при исследовании обнажений этого интервала основное внимание уделялось палеонтологическим и биостратиграфическим аспектам, а особенности состава, фильтрационно-емкостные свойства пород и палеогеографические аспекты их формирования исследованы недостаточно.

Фактический материал. Работа основана на результатах описания обнажений в бассейнах рек Бельбек, Кача, Бодрак, Альма, Бештерек, у с. Украинка и в карьере у г. Кунич (суммарная мощность около 300 м); описаниях 107 шлифов; определениях количества и гранулометрического состава нерастворимого остатка (20 образцов); микрофотографии (20 образцов); опубликованных описаниях разрезов (Астахова и др., 1984; Барабошкин и др., 2016; Гожик и др., 2010; Лычагин, 1969; Тузяк, 2013).

Результаты. В разрезах бассейна р. Бодрак (обнажения гор Шелудивая, Длинная, Плоская (Патиль), Лесистая, Змеиная, Большой и Малый Кермен) установлены коллекторы 8 литолого-генетических типов. Все они представлены отложениями мелководного шельфа:

1 – известняки детритовые песчаные, с многочисленными остатками одиночных склерактиний, которые у кровли (5 см) находятся в положении роста. Коллекторы с эффективной пористостью 2,5%.

2 – конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники, с детритом бентоса. Эффективная пористость 0,5–3%.

3 – песчаники мелкозернистые известковые косослойчатые, с детритом бентоса. Значение эффективной пористости достигает 47%.

4 – органогенные постройки, образованные колониями склерактиний, опирающихся друг на друга; промежутки между колониями заполняют известняки детритовые. Эффективная пористость матрикса до 18%.

5 – известняки детритовые песчаные, с многочисленными остатками колоний склерактиний, часть которых находится в положении роста. Коллекторы с эффективной пористостью 18%.

6 – тонкие линзовидно-полосчатые чередования известняков детритовых и песчаников мелкозернистых известковых. Эффективная пористость 0,5–12%, участки пониженной емкости связаны с карбонатными прослоями.

7 – известняки детритовые песчаные, с единичными коралловыми и водорослевыми биогермами. Известняки являются коллекторами с эффективной пористостью 9%, а эффективная пористость биогермов 1%.

8 – известняки детритовые песчаные косослойчатые. Эффективная пористость 8–12%.

Глубоководные отложения представлены глинами и являются флюидоупорами.

Структурно-вещественные, текстурные и тафономические особенности слоев, в сочетании с анализом их последовательностей в разрезах среднего течения р. Бодрак позволили построить седиментологические модели формирования коллекторов. Образование нижневаланжинских коллекторов можно объяснить миграцией донных ландшафтов, представленных на рис. 1.

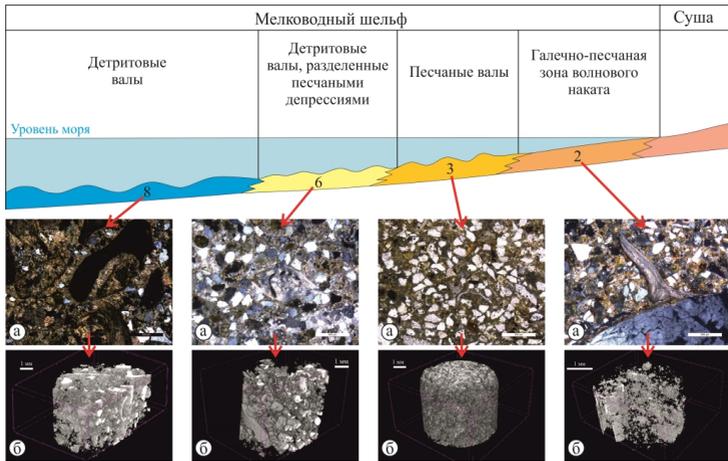


Рисунок 1. Седиментологическая модель формирования коллекторов в условиях карбонатно-терригенного рампа (валанжин и регрессивные фазы нижнего готерива). Цифры – номера литолого-генетических типов (описание в тексте). Внизу представлены фотографии шлифов (а) и особенности пустотного пространства (белое) по результатам микрофотографии (б).

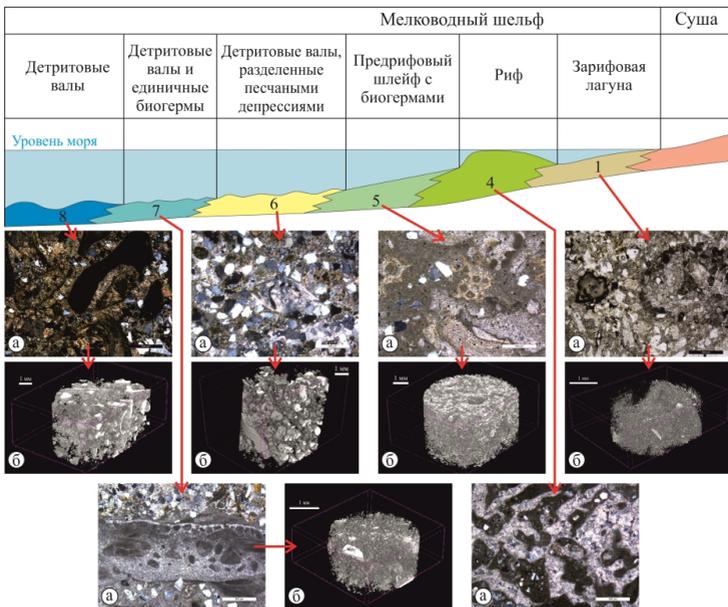


Рисунок 2. Седиментологическая модель формирования коллекторов в условиях терригенно-карбонатного рампа с прибрежными рифами (трансгрессивные фазы нижнего готерива). Пояснения см. на рис. 1.

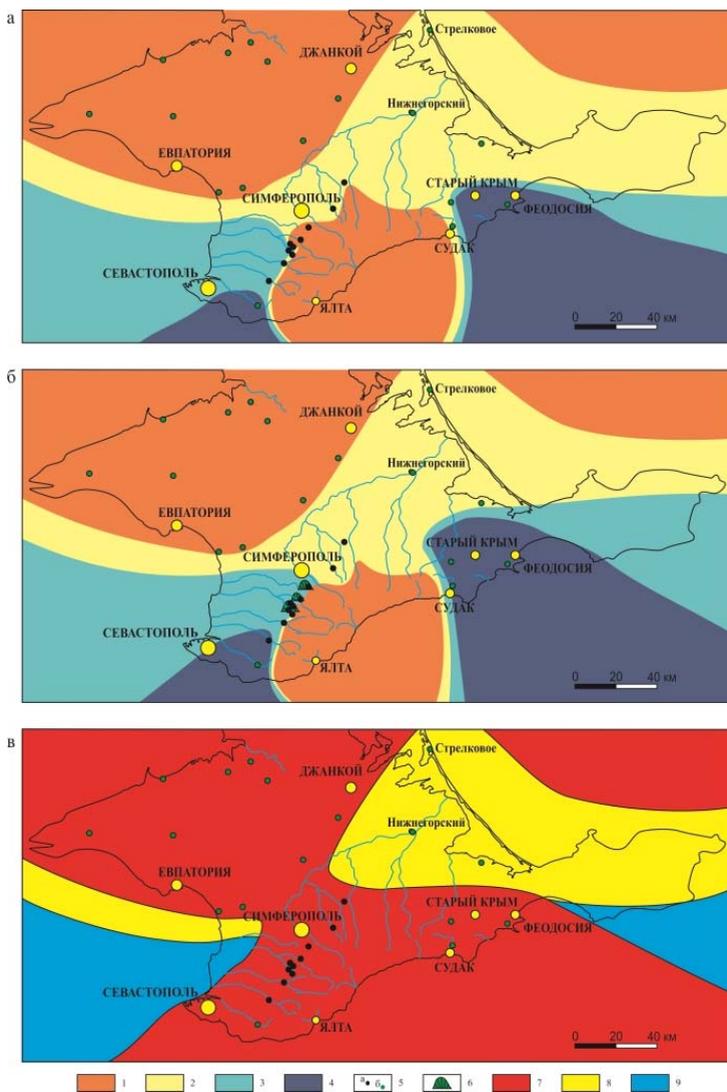


Рисунок 3. Региональные палеогеографические схемы валанжина (а) и раннего готерива (б);
схема прогноза перспектив нефтегазоносности (в)

1 – суша, 2 – карбонатно-терригенные отложения мелководного шельфа, 3 – терригенно-карбонатные отложения мелководного шельфа, 4 – глины глубоководного шельфа, 5 – точки наблюдения (а – изученные автором, б – по материалам других исследователей), 6 – коралловые постройки; перспективные обнаружения скопления углеводородов в валанжине и готериве: 7 – бесперспективные территории, 8 – площади распространения терригенных коллекторов, 9 – площади распространения карбонатных коллекторов.

В раннем готериве во время трансгрессий на рассматриваемой территории накапливались преимущественно карбонатные отложения, обстановки накопления которых представлены на рис. 2. Ландшафты раннего готерива, существовавшие на регрессивных фазах седиментации, описывает модель, представленная на рис. 1.

Представленные выше седиментологические модели легли в основу построения кривых колебаний уровня моря, по которым выполнена детальная корреляция разрезов бассейна реки Бодрак. На этой основе составлены палеогеографические схемы для узких временных интервалов, соответствующих трансгрессивным и регрессивным максимумам (Шишлов и др., 2017).

Локальные ландшафтные реконструкции и корреляция разрезов региона, основанная на результатах биостратиграфических исследований (Аркадьев и др., 2012; Барабошкин, 1997; Тузьяк, 2013), позволили построить палеогеографические схемы для территории Крыма и прилегающих шельфов (рис. 3, а, б). На них видно, что в валанжине и раннем готериве значительная часть территории на юге, северо-востоке и северо-западе представляла собой эродированную сушу. В прибрежной области накапливались преимущественно терригенные осадки. Дальше от источников сноса образовывались карбонатные отложения, а в наиболее глубоководных частях на юго-западе и юго-востоке осаждались силикатные илы.

На рис. 3 (в) представлена схема прогноза перспектив нефтегазоносности Крыма и прилегающих шельфов. При ее составлении учитывались установленные коллекторские свойства пород, выполненные палеогеографические реконструкции и современная геологическая ситуация.

Заключение. Результаты исследований позволяют считать, что области распространения палеосуши и глубоководных отложений, а также современные выходы на поверхность валанжина и готерива являются бесперспективными на обнаружение скоплений углеводородов в этом стратиграфическом интервале. Терригенные валанжин-готеривские коллекторы, вероятно, распространены в Равнинном Крыму, на Керченском полуострове и на шельфе Азовского моря. Обнаружение скоплений углеводородов в карбонатных коллекторах можно ожидать в пределах Черноморского шельфа к юго-востоку от Керченского полуострова и к северо-западу от мыса Херсонес.

Список литературы

- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужииков А.Ю. и др. Берриас Горного Крыма. СПб: Изд-во ЛЕМА, 2012, 472 с.
- Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). К.: Наук. думка, 1984, 184 с.
- Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копачевич Л.Ф. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма (путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания 26 сентября – 3 октября 2016 г). Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: Издательский Дом ЧерноморПресс, 2016, 90 с.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геолог. научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. Вып.1. – М.: изд. геолог. фак-та МГУ, 1997. С. 4 – 26.
- Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Євдошук М.І. та ін. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Теоретичне і практичне обґрунтування пошуків нафти і газу в акваторіях України. К.: вид. дім ЕКМО, 2010, 200 с.
- Лычагин Г.А. Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра. 1969. С. 155-178.
- Тузьяк Я.М. Сучасний стан стратифікації і кореляції нижньокрейдових відкладів рівнинного Криму // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України, 2013. Т.6. Вип.1. С.68-74.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А. Конфигурация ранневаланжинского бассейна осадконакопления на территории Юго-Западного и Центрального Крыма // Полевые практики в системе Высшего образования. Материалы Пятой Всероссийской конференции (под ред. В.В. Аркадьева). СПб: Изд-во ВВМ, 2017. С. 178-180.

ГЕОНЕЙТРИНО – НОВЫЙ МЕТОД ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ ЗЕМЛИ

А.А. Караман, А.Г. Гончаров

nastyakoc97@gmail.com

Институт наук о Земле СПбГУ, 199155, Санкт-Петербург, пер. Декабристов 16

Введение. Образование Земли, ее первичный и современный состав, механизмы теплогенерации – актуальные и все еще нерешенные вопросы современной геологии. На сегодняшний день мы имеем лишь приближенные модели строения и состава Земли, основанные на геофизических данных, анализе мантийных ксенолитов и химическом составе метеоритов. При выборе одной из них (космохимической, геохимической или геодинамической) мы получаем различное соотношение между первичным теплом, которое сохранилось с начального этапа формирования планеты, и теплом радиогенным, выделяющимся при распаде радиоактивных изотопов (Šrámek, 2016). Измерив, сколько данных элементов имеется в составе нашей планеты, возможно рассчитать радиогенную компоненту общего теплового потока, а значит, более детально описать термальную эволюцию нашей планеты и охарактеризовать процессы теплогенерации, происходящие на Земле в данный момент времени. Возможно, нам удастся приблизиться к ответам с помощью развивающейся области знаний – метода геонейтрино.

Нейтрино - частицы, обладающие очень небольшой массой и практически не взаимодействующие с окружающей материей. Они явились решением одной из наиболее актуальных проблем ядерной физики 20-30-х годов XX века – так называемого «нарушения закона сохранения энергии» при электронном β -распаде. Было высказано предположение, что существуют еще не открытые наукой частицы, которые переносят часть энергии, поэтому спектр электронов, рождающихся в ходе распада, имеет не дискретный характер, что напрямую следовало из постулатов Бора, а непрерывный. Таким образом, сумма энергий электрона и нейтрино оставалась бы постоянной, что в буквальном смысле спасло закон сохранения энергии.

На сегодняшний день процессы, связанные с нейтрино, которые как приходят к нам из космоса, так и образуются во внутренних оболочках нашей планеты, изучены гораздо детальнее. Оказалось, что для нейтрино существуют и античастицы, рождающиеся в ходе инверсионного распада (в случае β распада рождается не электрон, а позитрон) и имеющие противоположный по знаку спин. Такие антинейтрино ежесекундно приходят к нам из недр Земли и несут информацию о радиогенных элементах, рассеянных в мантии и земной коре. Далее мы будем называть их «геонейтрино».

Объекты исследования. Геонейтрино – это электронные антинейтрино, образованные в результате инверсионного бета-распада радиоактивных элементов, самыми распространенными из которых являются ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K . Частицы от распада каждого из пере-

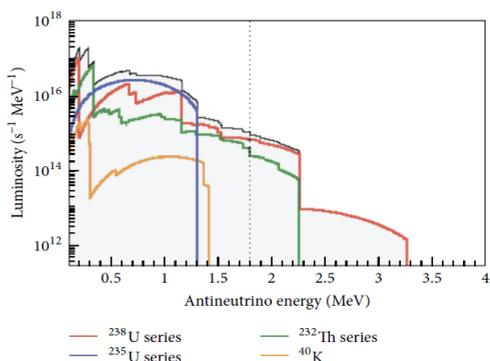


Рисунок 1. Энергия электронных антинейтрино и порог реакции детекторов.

численных элементов, имеют конкретную энергию, что позволяет их разграничить. К сожалению, антинейтрино от распада изотопов ^{40}K и ^{235}U , не могут быть обнаружены современными детекторами, т.к. их энергия ниже порога реакции – 1,8 МэВ. (Рис.1) Однако, возможно разделить сигналы от U и Th и получить некий массовый коэффициент. Например, геохимическая модель постулирует коэффициент, $m(\text{Th})/m(\text{U}) = 3.9$, что отвечает отношению геонейтринного сигнала $S(\text{U})/S(\text{Th}) \sim 3.66$. (Ludhova, 2013)

Методы исследования. За счет высокой проникающей способности геонейтрино можно детектировать на поверхности специальными детекторами. Это огромные нейлоновые сферы, находящиеся на значительной глубине и содержащие несколько сотен тонн протон содержащих жидкостей – органических сцинтилляторов. "Антинейтринное событие" дает два сигнала (вспышки), которые соотносятся во времени и пространстве, что позволяет отделить геонейтринные события от фонового излучения.

Оценка потока электронных антинейтрино в позиции g от β -распада от радионуклидов в позиции g' , распространённых в конкретной пространственной области, производится по формуле (Šrámek, 2013):

$$\Phi_X(\mathbf{r}) = \frac{n_X \lambda_X \langle P \rangle}{4\pi} \int_{\Omega} \frac{a_X(\mathbf{r}') \rho(\mathbf{r}')}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|^2} d\mathbf{r}'$$

n_X – количество антинейтрино, получаемых за одну цепочку распада;

λ_X – константа распада

$\langle P \rangle = 0,544^{\pm 0,015}$ - средняя вероятность того, что регион источника сигнала гораздо больше, чем длина нейтринной осцилляции.

ρ – средняя плотность горной породы

$$a_X = \frac{A_X X_X}{M_X},$$

где A_X – элементарная распространенность (использованы источники McDonough & Sun 1995, Pearson et al. 2004 и база данных GERM), X_X – изотопная распространенность (отношение количества атомов радионуклида к количеству атомов элемента – по работе Rosman 1999); M_X – атомная масса.

То есть, чтобы подсчитать теоретический геонейтринный сигнал на определенном участке Земли, важно знать абсолютное количество теплопродуцирующих элементов и их распределение в конкретном слое планеты. Имеется достаточно информации касательно земной коры, а вот строение мантии разными исследователями преподносится по-разному. Поэтому мы можем полагаться только на достоверность выбранной нами модели.

Таблица 1. Рассчитанный геонейтринный сигнал для коры и мантии в районах расположения детекторов KamLAND и Borexino (Ludhova, 2013)

	Borexino	KamLAND
Сигнал от локальной коры	9,7±1,3	17,7±1,4
Сигнал от региональной коры	13,7±2,8	7,3±1,5
Общий сигнал от коры	23,4±3,1	25,0±2,1
Сигнал от литосферной мантии	2,2±3,1	1,6±2,2
Сигнал от мантии	8,7	8,8
Общий сигнал	34,3±4,4	35,4±3,0

Результаты. Borexino и KamLAND – единственные запущенные на сегодняшний день детекторы - расположены в совершенно разных геологических ситуациях: Борексино находится на континентальной коре в Центральной Италии, KamLAND - в Японии, на участке с очень сложной геологической структурой, рядом с зоной субдукции. Рассчитанный геоней-

тринный поток для детекторов Borexino и KamLAND представлен в Таблице 1. Оценка геонейтринных событий производится специальной единицей TNU (Terrestrial Neutrino Unit) – единицей земных нейтрино. Она определяет количество детектируемых взаимодействий антинейтрино с протонами, в количестве 10^{32} , в течение одного года (Mantovani, 2004).

Обсуждение результатов. Базы данных Камиокского детектора и итальянского Borexino были обнародованы в марте 2013. Усредненный геонейтринный сигнал для двух детекторов представлен в Таблице 2. Его можно сравнить с рассчитанным сигналом, представленным в Таблице 1.

Таблица 2. Данные о геонейтринных событиях и геонейтринном сигнале для детекторов KamLAND и Borexino (Ludhova, 2013)

	Borexino	KamLAND
Детектор		
Период	12.2007 - 08.2012	03.2002 - 11.2012
Геонейтринные события	14,3±4,4	116±27
Геонейтринный сигнал [TNU]	38,8±12	30±7

Полученные двумя геонейтринными экспериментами результаты хорошо согласуются с теоретическим геонейтринным сигналом, рассчитанным по известным геологическим данным, что является важнейшим моментом проведенных исследований. Команды ученых также проводили оценку индивидуальных вкладов U и Th в общий геонейтринный поток. Borexino предполагает усредненное значение $S(U)/S(Th) \sim 2.5$, а KamLAND установил отношение ~ 14.5 , что, однако довольно противоречиво, учитывая, что погрешность измерения все еще очень высока. Оба результата сравнимы с данными об углистых хондритах менее чем на уровень 1σ (Ludhova, 2013). Таким образом, предположение о массовом коэффициенте $Th/U = 3.9$, необходимое для тестирования геохимической модели, основанной на сравнении состава углистых хондритов и состава Земли, пока не подтверждено.

Заключение. На сегодняшний день существует только два пункта наблюдения геонейтринного сигнала. Это не позволяет измерить точное отношение массы тория к массе урана в планетарных масштабах, а значит, мы все еще не в состоянии подтвердить или опровергнуть модели хондритовой Земли геонейтринным методом. Однако в скором будущем планируется запуск канадского детектора SNO+, который ранее занимался поиском солнечных нейтрино, но с 2006 года находится на реконструкции. После запуска планируется использовать канадскую лабораторию для детектирования геонейтрино. Кроме того, обсуждается детектор HANOHANO, который будет погружен на поверхность океанского ложа, что позволит защитить его от вездесущего космического излучения. Проект HANOHANO, однако, требует дополнительных инженерных изысканий, направленных на защиту устройства от давления воды и на размещение детектора на океанском ложе. В целом, строительство обычного нейтринного детектора обходится в 100-200 млн долларов, а запуск HANOHANO выйдет куда дороже.

Однако именно этот детектор мог бы решить главную проблему при расчете геонейтринного сигнала. Океаническая кора заметно обеднена радиоактивными элементами относительно континентальной. Это позволит исследователям уловить исконно мантийный сигнал и учесть его при интерпретации данных с других детекторов.

Анализируя значения геонейтринного сигнала из таблиц 1 и 2, мы можем выделить исконно мантийную составляющую потока электронных антинейтрино, что является на сегодня основной целью геонейтринной науки (Šrámek, 2016):

$$\text{KamLAND: } S_{\text{mantle}} = (5.0 \pm 7.3) \text{ TNU}$$

Borexino: $S_{\text{mantle}}=(15.4 \pm 12.3)$ TNU

Очевидно, что японский детектор «ловит» значительно меньший мантийный компонент. Это может говорить либо о негомогенности мантии, либо о значительной погрешности камиокского сигнала.

В своих будущих исследованиях мы планируем моделировать различные варианты строения мантии в участках рядом с проектируемыми и запущенными детекторами и оценивать геонейтринный поток для каждой модели. Это позволит ответить на вопрос, какая из обобщенных моделей наиболее близка к реальности, и возможно получить более детальную картину процесса теплогенерации на нашей планете.

Список литературы

Geochemical Earth Reference Model - GERM database

Ludhova L., Zavatarelli S. Studying the Earth with Geoneutrinos // Hindawi Publishing corporations, Advances in High Energy Physics, 2013, Article ID 425696, pp. 1-16

Mantovani, F., Carmignani, L., Fiorentini, G. & Lissia, M. Antineutrinos from Earth: A reference model and its uncertainties. *Phys.Rev. D* 69, 013001, 2004, pp. 1-3, 7

McDonough W.F., Sun S. S., The composition of the Earth// *Chemical Geology*, vol. 120, no. 3-4, 1995.pp. 223–253.

Pearson D. G., Canil D., Shirey S.B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds//*Treatise of Geochemistry*, V.2, 2003, p.209-212

Rosman K.J.R., Taylor P.D.P. Report of the IUPAC Subcommittee for Isotopic Abundance Measurements // *Pure Appl. Chem.*, v.71, 1999, pp. 1593-1607

Šrámek O., McDonough W., Edwin S.Kite, Lekić V., Dye S.T., Zhong S. Geophysical and geochemical constraints on geoneutrino fluxes from Earth's mantle// *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 361, 2013, pp. 356-361

Šrámek O., Roskovec B., Wipperfurth S.A., Revealing the Earth's mantle from the tallest mountains using the Jinping Neutrino Experiment// *Scientific Reports* 6, Article number: 33034, 2016, pp. 1-5

ЭТАПЫ ЭРОЗИОННОЙ И АККУМУЛЯТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК КАТУНЬ И ЧУЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СРЕДНИХ И НИЗКИХ ТЕРРАС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

С.А. Котлер

kotler_sofi@igm.nsc.ru

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

Установление событийной истории осадконакопления в долинах Катунь и Чуя представляет собой интерес не только в научной сфере, но может быть использовано как для поисково-разведочных, так и для инженерно-геологических работ. В долинах рек Чуя и Катунь распространены отложения, слагающие высокие (до 300 м), средние (до 60-70 м) и низкие (до 5-7 м) террасы, а также отложения коллювиального ряда. В данной работе не будет затрагиваться вопрос о происхождении высоких террас, являющийся предметом многолетней дискуссии (Зольников и др., 2014). В ходе полевых исследований 2011 – 2016 годов изучены разрезы аллювиальных отложений в средних и низких террасах в долинах верхнего и среднего течения р. Катунь и р. Чуя (Зольников и др., 2015).

Точкой отсчёта аллювиального развития долин является завершение оледенения после 100 тыс. лет назад (MIS 5c) и до 90 тыс. лет назад (MIS 5b) (Зольников и др., 2016). Первый этап – аккумуляция аллювиальных отложений (Рис. 1). Наиболее мощные разрезы типичного аллювия описаны в строении второй надпойменной террасы в Уймонской котловине в районе пос. Нижний Уймон и у устья р. Башталинка. В обнажениях высотой до 14 м переслаиваются русловые и пойменные фации констративного аллювия, формировавшегося в многорукавных меандрирующих руслах в условиях опускающегося дна котловины. Для установления абсолютного возраста были отобраны пробы пойменного песка и пресноводных гастропод, по которым получены даты OSL 89 + 8 тыс. лет (RIS0-132534), 79 + 5 тыс. лет (RIS0-132533), 77 ± 5 тыс. лет (RIS0-132537) и ¹⁴C дата AA95968 древнее 45,7 тыс. лет. OSL возрасты были получены в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования университета г. Орхус в Дании под руководством Andrew S. Murray. Метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) использует полевые шпаты и кварц как природные дозиметры облучения. Дефекты в кристаллах являются ловушками для накопления ионизирующего излучения. Естественную дозу облучения (ND – Natural Dose) минерал получает с момента его образования или с последнего запуска его хронометрической системы. Инструментом для определения возраста является интенсивность высвобожденной люминесценции. В ОСЛ методе удаление электронов из ловушек производят оптически. Таким образом, ОСЛ датирование определяет возраст последнего воздействия солнечных лучей, т.е. время формирования отложений. AMS-датирование выполнено в Аризонской лаборатории, США) (Зольников и др., 2016). В то же время в Яломано-Катунской микровпадине формировались аналогичные аллювиальные отложения мощностью до 15 м, по которым получена OSL дата 89 ± 10 тыс. (RIS0-132543). Небольшое количество сохранившихся обнажений обусловлено последующими этапами эрозии. Второй этап – врез. Глубина речного вреза составляет 25 м и фиксируется подошвой аллювия в разрезе средней террасы около пос. Малый Яломан. Третий этап – выравнивание. Геоморфологическим свидетельством расширения долины являются площадки террас на уровне 25-29 м от уреза реки, прослеживаемые от Яломанского до Усть-Чуйского участка. Четвёртый этап – врезание. Глубина речного врезания достигает 25 метров и фиксируется погребенным руслом, задокументированным в обнажении средней террасы р. Катунь между реками Большой и Малый Яломан. Верхняя временная граница четвёртого этапа соответствует возрасту отложений, выполняющих палеорусло и маркирует начало пятого этапа – аккумуляции. Из тонкозернистых отложений получен OSL возраст 39 ± 4 тыс. (RIS0-142566). Этот этап также выражен в аллювиальных отложениях второй надпойменной

террасы высотой 10 м в восточной части Уймонской котловины близ устья р.Маргала. Из пойменных песков получена OSL-дата 22 ± 1 тыс. лет (RISO- 132540), а из вышележащих подпрудно-аллювиальных песков 14 ± 1 тыс. лет (RISO-132541). Обе эти даты соответствуют этапу аллювиальной аккумуляции в MIS 2 и коррелируются с данными, полученными из аналогичных аллювиальных завально и ледниково подпрудных отложений долины р. Чуя в районе лога Куэтанар и ур. Баротал (Зольников и др., 2016). Шестой этап – врез. Ниже по течению р. Катунь от устья р. Маргала первая надпойменная терраса врезается в отложения второй надпойменной террасы на глубину 5 метров.

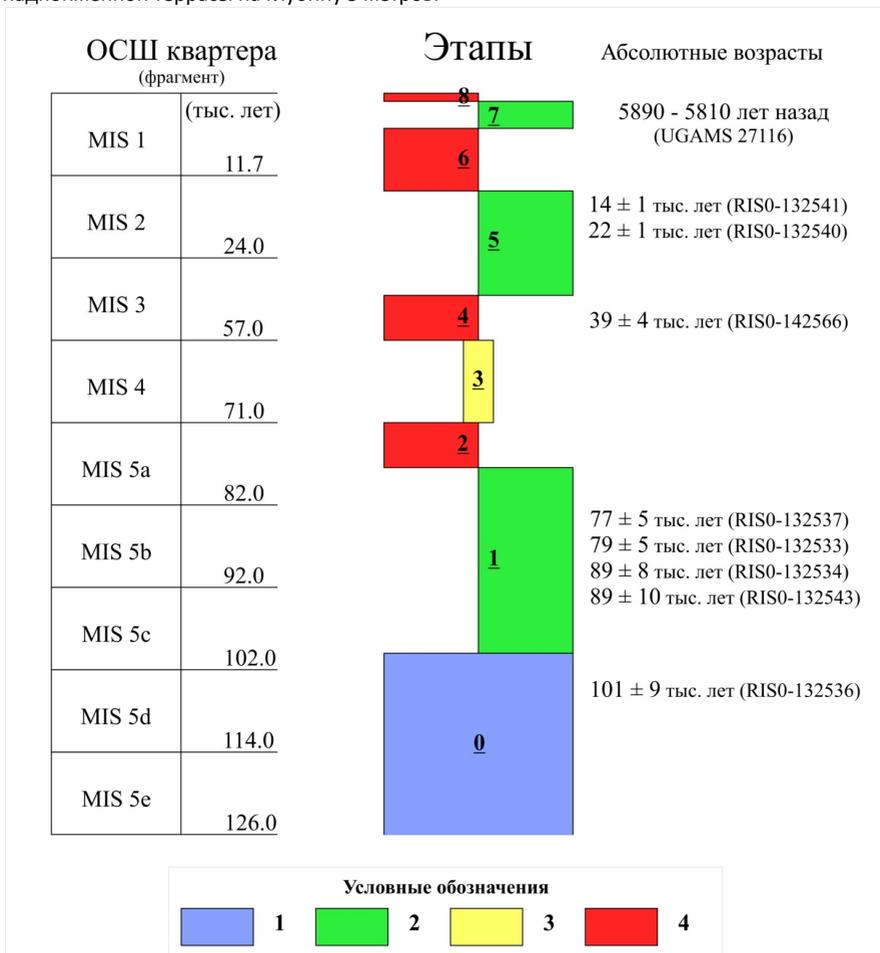


Рисунок 1. Этапы формирования аллювиальных отложений и рельефа долин рек Катунь и Чуя в позднем неоплейстоцене. Условные обозначения: 1. Накопление осадков ледниково-подпрудных озёр; 2. Этап аккумуляции; 3. Этап выравнивания; 4. Этап врезания.

Соответственно, накопление аллювиальных отложений пятиметровой надпойменной террасы выделяется в седьмой этап – аккумуляции. Из её основания из глинистого горизонта отобран растительный детрит, ^{14}C возраст которого составляет 5890–5810 лет назад (UGAMS

-27116) (Зольников и др., 2016). Несмотря на отсутствие датированной границы с седьмым этапом, выделен восьмой этап врезания, который происходит в настоящее время, и его глубина составляет не мене 5 метров. Таким образом, на основе детального изучения аллювиальных разрезов и геоморфологического описания установлена событийная история формирования аллювиальных отложений и форм рельефа в изученных долинах.

Выражаю благодарность: Научному руководителю д.г.-м.н. Зольникову И.Д.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00426 мол_а

Список литературы

- Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Генезис отложений высоких террас рек Чуя и Катунь // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. №1 (17), Новосибирск, 2014. С. 30-40.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т.56. № 8. С.1483-1495.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 6. С.1184-1197.

О КОНЦЕПЦИЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОГО МЕГАПРОГИБА

А.А. Кудинов

artem.kudinov@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д. 7-9

Введение. В последние годы проявляется всё больший интерес к изучению Восточно-Баренцевского мегапрогиба, также известного как Баренцевоморский или Баренцево-Северокарский. В связи с исследованием соседних регионов и получением новых данных, потребовалась переоценка региональных геологических и геофизических данных. Целью изучения региона является не только получение фундаментальных знаний, но и решение практических задач, таких, как прогнозирование и поиск минеральных ресурсов, месторождений нефти и газа, о чём свидетельствует открытие в пределах мегапрогиба ряда газоконденсатных и газовых месторождений.

Мегапрогиб располагается между Свальбардской плитой на западе и Новой Землей на востоке, на севере почти достигая бровки шельфа.

Данная работа посвящена вопросу происхождения Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Представлены гипотезы о возникновении мегапрогиба, современные геологические и геофизические данные о регионе и анализ этих материалов.

Геологическое строение. Восточно-Баренцевский мегапрогиб, в составе Северо- и Южно-Баренцевской впадин, разделенных Лудловской седловиной, в структурном отношении располагается между поднятиями Федынского, Центрально-Баренцевским и Персея с запада и Адмиралтейским поднятием с востока. На юге, по существующим представлениям, он ограничен Печороморской седловиной, а на севере - поднятием Земли Франца-Иосифа(Черных, 2012). В меридианальном направлении регион достигает длины свыше 1000 км, а в широтном – 400-450 км.

Геологическое строение по данным прямых геологических наблюдений. Прямые геологические данные получены в Печорском море и на Северном острове Новой Земли. На большей части Тимано-Печорской плиты чехол начинается с отложений среднего-верхнего ордовика, залегающих на байкальском фундаменте. Однако из скважины на о-ве Колгуев, в зоне перехода от плиты к склону Южно-Баренцевской впадины, получены данные, вскрывающие на глубине 2,8-4 км мощную, более 1,2 км терригенную толщу нижнего ордовика (верхнего кембрия?)[Устрицкий, 2009]. На Северном блоке Новой Земли получены еще более определенные данные о допалеозойском возрасте фундамента Восточно-Баренцевского мегапрогиба и породах, слагающих нижние горизонты чехла. Здесь вскрыт непрерывный разрез палеозоя и допалеозоя общей мощностью порядка 11-14 км, отличающийся от известных на остальной части Новой Земли. Он состоит из двух существенно различных комплексов. Нижний (от верхнего (среднего?) рифея до силура включительно) имеет мощность не менее 8 км и сложен терригенными породами флишоидного облика. Характерны структуры оползания, линзы конгломератов и прослои типичных олистостромов, градационная слоистость. Типичны граптолитовые сланцы, бентосной фауны практически нет, есть единичные находки трилобитов и кораллов, находки которых достоверно известны лишь в валунах из галек в силурийских конгломератах. Весь комплекс представляет абиссальные породы, сформировавшиеся у подножия склона. Он очень напоминает отложения пассивной континентальной окраины современных океанов. Северный блок Новой Земли представляет собой участок восточного борта Восточно-Баренцевского мегапрогиба, палеозойские отложения которого выведены на поверхность в процессе раннекаменноугольной складчатости. Верхний комплекс (от девона до конца перми) представлен мелководными терригенно-карбонатными отложениями(Тимонин, 2009; Устрицкий, 2009).

Геологическое строение по геофизическим данным. В ходе работ широкоугольного глубинного сейсмического профилирования (Коган, Маловицкий, Мурзин, 2004) были получены значения мощностей осадочного чехла. Так максимальная мощность осадков в Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах достигает 20-23 км, уменьшаясь на бортах Восточно-Баренцевского мегапрогиба до 7-5 км. Установлено, что граница Мохо в оси Восточно-Баренцевского мегапрогиба находится на глубине 28-32 км в Южно-Баренцевской впадине и 32-34 км в Северо-Баренцевской впадине. Также в осевой зоне мегапрогиба было обнаружено утонение консолидированной коры, достигающее 5-6 км за счет выклинивания «гранитного» слоя. Стоит также отметить выделенные в аномальном магнитном поле Восточно-Баренцевского мегапрогиба линейные магнитные аномалии (Аглонов, Шмелев, Краснов, 1996).

Модели происхождения и эволюции мегапрогиба. На сегодняшний день нет однозначного мнения о гипотезе происхождения и времени появления мегапрогиба. Наиболее распространенной точкой зрения является гипотеза о появлении в результате континентального рифтогенеза. Данная идея была выдвинута изначально М.Л. Вербой в 1977 г и предполагала пермо-триасовый возраст заложения мегапрогиба. Концепция была предложена после обнаружения в восточной части Баренцева моря мощной толщи осадочных пород. По мере совершенствования геофизической аппаратуры и методик исследования на море становилось ясно, что под пермо-триасом залегает толща палеозойских осадков, по мощности мало или не уступающая мезозою. Позднее ряд исследователей признал его девонский возраст, а другие – вендский (Устрицкий, 2009; Черных, 2012).

Однако существует вторая теория, которая была впервые представлена на геологической карте Северной Евразии в работе «Тектоника Северной Евразии: объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000» 1980 года. На ней мегапрогиб показан как продолжение раннепалеозойского океана Япетус, то есть была высказана точка зрения о спрединговой природе основания мегапрогиба (Устрицкий, 2009). Данная идея была поддержана В.И. Устрицким в 1989 г., однако реконструкция оказалась неудачной, и идея о допалеозойском возрасте океанического фундамента была забыта. Позднее, в 1996 г., в аномальном магнитном поле были выделены линейные магнитные аномалии (Аглонов, Шмелев, Краснов, 1996). Было установлено позднедевонское время спрединга. На основании более поздних геологических данных была предложена идея о рифейском возрасте мегапрогиба (Устрицкий, 2009). Со временем на основании исследований и палинспатических реконструкций (Черных, 2012) стало очевидно, что генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба произошёл вероятнее всего в позднем девоне или не позднее него.

Ещё одной концепцией является переход габбро в нижней части континентальной коры в эклогиты, более плотные, чем мантийные перидотиты (Артюшков, 2012). Скорости продольных волн в эклогитах примерно такие же, как в мантии. Поэтому по сейсмическим данным их помещают под разделом Мохо, но по своему составу они относятся к земной коре. В таких областях консолидированная кора на сейсмических профилях выглядит сильно утоненной. Вместе со слоем эклогитов, расположенным под разделом Мохо, она имеет мощность, характерную для континентальных платформ (35-37 км). Данная гипотеза предлагает время образования мегапрогиба в позднем девоне. В работе (Ritzmann, Faleide, 2009) авторы, основываясь на разных геологических и геофизических данных, в том числе модели BARMOD (Levshin и др., 2007), приходят к выводу также о наличии континентальной коры в основании мегапрогиба и об отсутствии уменьшения мощности фундамента. Исследователи связывают образование Восточно-Баренцевского мегапрогиба с плюмом.

Закключение. Изучение Восточно-Баренцевского мегапрогиба, а именно условий его образования, имеет практическую ценность. Так знание природы коры и механизма ее по-

гружения в глубоких осадочных бассейнах весьма важно для оценки их перспектив на нефтегазоносность. Крупные ресурсы углеводородов сосредоточены в первую очередь в тех бассейнах на континентальной коре, где имели место ее быстрые высокоамплитудные погружения, формировавшие на мелководном шельфе глубоководные впадины за один или несколько миллионов лет.

Подводя итог, хотелось бы сказать, что все приведенные гипотезы о генезисе мегапрогиба имеют место быть. Однако на данный момент основными являются:

1. Вендское время происхождения мегапрогиба в ходе рифтогенеза

2. Позднедевонское время происхождения мегапрогиба в ходе спрединга древнего палеоокеана Япетус

3. Позднедевонское время происхождения прогиба в результате изостатической компенсации континентальной коры, в основании которой произошёл переход габбро в эколгиты.

Список литературы

- Levshin A.L. и др. Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Int.* 2007. Т. 170. № 1. С. 441–459.
- Ritzmann O., Faleide J.I. The crust and mantle lithosphere in the Barents Sea/Kara Sea region. *Tectonophysics*. 2009. Т. 470. № 1–2. С. 89–104.
- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным). *Геотектоника*. 1996. Т. 4. С. 58–76.
- Артюшков Е.В. Физические механизмы образования нефтегазоносных бассейнов и ловушек для углеводородов. *Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. Электронный научный журнал*. 2012. Т. 2 (6). С. 1–20.
- Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования. *Геотектоника*. 2004. Т. 3. С. 79–94.
- Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона. *Литосфера*. 2009. Т. 2. С. 41–55.
- Устрицкий В.И. Возраст и генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба. *Геология полярных областей Земли*. 2009. Т. 2. С. 253–256.
- Черных А.А. Поздневендский палеоокеан в основании Восточно-Баренцевского мегапрогиба. *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. 2012. Т. 8. С. 57–64.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МИЛОГРАДОВСКОЕ (ПРИМОРЬЕ)

А.В. Кулешов

al.vi.kuleshov@gmail.com

Воронежский государственный университет, 394018, Воронеж, Университетская пл., 1

Введение. Петрофизические исследования пород и руд являются основой для физико-геологического моделирования и интерпретации геофизической съемки. В частности, проведение каппаметрии дает почву для размышления о формировании и эволюции месторождений.

Объекты исследований. Объектом исследований являются коллекция пород и руд, отобранных при геологических изысканиях на месторождении Милоградовское (В.В. Ивин и др. 2008; В.Г. Сахно и др. 2011), находящееся в Ольгинском районе Приморского края, близ поселка Милоградово. Месторождение относится к золото-кварцевой (Л.Я. Ерофеев и др. 2014) формации адуляр-серецитового типа, схоже с месторождением Мутновским (Ю.В. Фролова и др. 2008), но в большей степени подвергнуто гидротермально-метасоматической проработке. Каппаметрические исследования проводились в рамках создания комплексной петрофизической модели, помимо магнитной восприимчивости определялись плотность (σ), удельное электрическое сопротивление (руд) и скорость продольных волн (V_p).

Методика и результаты. Началом исследований можно считать петрографическое и минералогическое описание образцов и разделение на структурно вещественные комплексы (СВК). Некоторые СВК в виду малой выборки не представительны, а именно кварц пузырчатый, риолит, гранит-порфир и дацит.

В процессе исследования определялась магнитная восприимчивость (χ) пород и руд. Магнитная восприимчивость образцов определялась измерителем магнитной восприимчивости (каппаметром) KM-7 (SatisGeo, Чехия), размер образцов подбирался максимально возможным, исходя из того, что при каппаметрии минимальный размер должен составлять 5х6 см. Каждый образец измерялся минимум 5 раз с каждой стороны, после чего результаты измерения усреднялись.

Итогом измерительного процесса является база данных, на основе которой строились гистограммы распределения (Рис. 1). Ширина интервала определялась по формуле Стержеса. Также помимо гистограмм информация представлена в табличном виде (Табл. 1).

Совместный анализ таблицы и гистограмм позво-

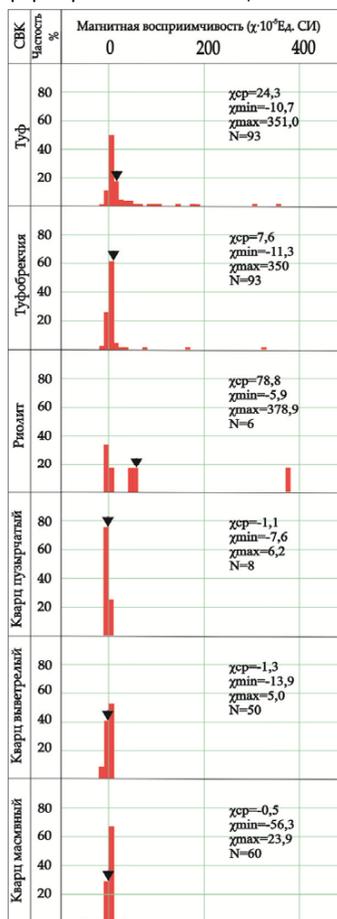


Рисунок 1. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости (СВК «гранит-порфир и дацит» в виде гистограмм не отражен)

ляет прийти к выводу о четкой дифференциации пород и руд по магнитной восприимчивости, достаточной для качественной интерпретации магнитной съемки.

Таблица 1. Магнитная восприимчивость пород и руд Милоградовского месторождения

СВК	Магнитная восприимчивость $\times 10^{-5}$ ед. СИ
Туф	$\frac{24,3}{(-10,7) - 351,0}$ 93
Туфобрекчия	$\frac{7,6}{(-11,3) - 350}$ 93
Гранит-порфир и дацит	$\frac{1626,4}{502,2 - 3458,7}$ 5
Риолит	$\frac{78,8}{(-5,9) - 378,9}$ 6
Кварц пузырчатый	$\frac{(-1,1)}{(-7,6) - 6,2}$ 8
Кварц выветрелый	$\frac{(-1,3)}{(-13,9) - 5,0}$ 50
Кварц массивный	$\frac{(-0,5)}{(-56,3) - 23,9}$ 60

Примечание: в числителе среднее значение параметра, в знаменателе минимальное и максимальное значение, после дроби количество образцов, отрицательные значения приведены в скобках

На основе выше упомянутых данных была составлена диаграмма (Рис. 2) магнитной восприимчивости пород и руд месторождения Милоградовского. Данная диаграмма удобна в использовании и наглядно демонстрирует дифференциацию пород и руд по магнитной восприимчивости.



Рисунок 1. Диаграмма магнитной восприимчивости, красным отмечены отрицательные значения.

Проведенные термобарогеохимические исследования (Е.В. Ненахова 2016) указывают на четыре фазы (стадии) минералообразования и отвечают следующим температурам: 20°-80°, 160°-220°, 300°-380° и 540°-700°С. Первая фаза – сульфиды железа, вторая – сульфиды свинца и цинка, третья – сульфиды серебра, четвертая – хлориды и бромиды серебра.

Наибольший эффект на магнитную восприимчивость оказывают минералы сформировавшиеся во вторую фазу, так как представители данной фазы (галенит, сфалерит) являются диамагнетиками и наиболее распространены как рудные включения. В меньшей степени влияют минералы, образованные в первую стадию, так как они в большей степени подверглись наложенным процессам и перешли в гидроокислы Fe и Mn. К третьей фазе относятся сульфиды серебра, представленные акантитом и аргентитом. Четвертая фаза, представленная хлоридами и бромидами серебра, а именно кераргирит, бромаргирит.

Закключение. Гидротермально-метасоматические преобразования пород в большей степени отражаются на магнитных свойствах, что позволяет судить о характере привноса вещества.

Наличие минералов диамагнетиков позволяет выявлять зоны отрицательной магнитной восприимчивости. Данные зоны – это зоны гидротермально-метасоматической проработки, к которым приурочена золото-сереброрудная минерализация. В целом исследования указывают на связь между содержанием благородных металлов и магнитной восприимчивостью, что говорит о высоком потенциале проведения детальной магнитометрии и каппаметрии вдоль горных выработок.

Магнитная восприимчивость, несомненно, является очень информативным параметром, повествующим о формировании и эволюции месторождение. Проведение каппаметрии при геолого-геофизических исследованиях неотъемлемая часть исследовательского процесса.

Список литературы

- Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов. 2014. Геофизические и петрофизические исследования малосульфидных кварцевожильных месторождений золота Сибири. С. 55 – 60
- В.В. Ивин, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина. 2008. Гидротермалиты Милоградовской площади (южное Приморье) и их пространственные соотношения с проявлениями золотосеребряной минерализации. Вестник Томского государственного университета № 315. С. 218 - 219.
- Е.В. Ненахова 2016. Состав руд и условия формирования золотоносных кварцевых жил Милоградовского рудопроявления (Приморский край). Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. С. 354 – 357.
- В.Г. Сахно, В.И. Гвоздев, П.П. Сафронов и др. 2011. Позднемезозойские и кайнозойские эпохи магматизма и оруденения Дальнего Востока: критерии прогноза объемного медно-порфирового и серебряного оруденения на основе изотопно-геохимических исследований. Проблемы минерации России. С. 301 - 324.
- Ю.В. Фролова, В.М. Ладыгин. 2008. Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов. Вестник КПАУНЦ. С. 158 – 170.

МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАРАМЕТРОВ СТРЕСС-СОСТОЯНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАВКАЗА

А.В. Кушнарёва, А.Н. Москаленко

orinoksiya@mail.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7-9

Введение. Реконструкция полей напряжения является важной частью современных исследований при палеотектонических реконструкциях. Четыре параметра определяют стресс-состояние, где первые три отвечают за ориентировку главных осей напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), а четвёртый за форму стресс эллипсоида, которая характеризуется коэффициентом Лоде-Надаи (μ_s). Региональные напряжения имеют закономерную ориентацию в трёхмерном пространстве, которая согласуется с механизмом формирования различных структурных областей.

Целью данной работы является определение основных параметров напряжённого состояния восточной оконечности северо-западного Кавказа. Материал для настоящего исследования был собран А.Н. Москаленко и представлен зеркалами скольжения, трещинами отрыва и стилолитовыми швами, замеры которых были произведены в 22 точках наблюдения.

Геология района работ. Район приурочен к северо-западной части мегантиклинория Большого Кавказа, где породы имеют преимущественно северо-западное (Аз. 290-310°) простирание. Сложная складчато-надвиговая структура южной vergentности сформировалась в ходе альпийского тектоногенеза при коллизии Черноморско-Закавказского микроконтинента. Главная линейная складчатая структура Большого Кавказа образовалась на первом этапе (Гиоргобиани 2016). Данный этап деформации характеризуется северо-восточным направлением сжатия. В поперечном сечении наблюдается зональность - последовательная смена интенсивности складчатости от умеренной к слабой (с ЮЗ на СВ).

На следующем этапе деформации малые блоки микроконтинента перемещались в субмеридиональном направлении. Во время данного процесса возникало тангенциальное давление, которое и обусловило формирование коллизионных структур (Гиоргобиани 2016).

Выделяются два структурных этажа – киммерийский, представленный терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, и альпийский, который характеризуется карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями задугового флишевого бассейна, терригенно-карбонатными мелководными осадками островного шельфа и остаточного морского бассейна, известняками барьерных рифов (Объяснительная записка к листу К-37-IV (Сочи), второе издание, 2000).

Методы реконструкции параметров стресс-состояния. Для обработки полевых данных методы нахождения ориентировок осей главных напряжений выбирались с учётом имеющихся геологических индикаторов. Были рассмотрены следующие индикаторы напряжённого состояния.

Наиболее распространённые на исследуемой территории – зеркала и борозды скольжения. Зеркала представляют собой полированную поверхность разрывов, которая образовалась при трении проскальзывающих друг относительно друга блоков горных пород. Было получено 67 замеров зеркал скольжения, которые обрабатывались в соответствии с методом квазиглавных напряжений, разработанным В. Д. Парфеновым. Метод предполагает, что оси максимального сжатия и растяжения направлены под углом в 45° от нормали к поверхности (вектор нормальных напряжений) разлома в плоскости зеркала перемещения в разные стороны (оси между собой перпендикулярны). Согласно данной методике ориентировка разрывных нарушений и отвечающих им зеркал скольжения выносятся на полусферу в равноплоскостной проекции, где для каждого замера определяются ориентировки локальных

осей σ_1 и σ_3 . Усредненное значение полученных параметров - это проекции осей квазиглавных напряжений на полусферу (Ребецкий 1992).

Следующий по распространённости индикатор – трещины отрыва, которые образуются в обстановках растяжения и представляют собой открытый разрыв, обычно заполненный минеральным веществом. Некоторые из отмеченных трещин обладают плюмовой структурой (сеть мелких гребней, образующих перистый узор). Было получено 49 замеров трещин отрыва и 2 из них обладали данной структурой. По азимутам и углам падения плоскостей трещин в программе были построены плоскости и выведены их нормали, которые совпадают по направлению с главной осью растяжения.

Последний индикатор, который был использован при обработке данных-стилолитовые швы. Поверхность стилолитов характеризуется неправильными формами, которые отмечаются с обеих сторон контакта. Серия зубчиков напоминает кардиограмму. В ходе исследований было обнаружено 3 стилолитовых шва. Для нахождения оси сжатия в данном случае производилось построение нормали к плоскости шва, которая совпадает с осью главного напряжения сжатия.

Результаты обработки данных. Расчёт ориентировок осей главных напряжений был проведён как для каждой из точек наблюдения отдельно, так и для их совокупностей, для выявления схожих обстановок напряжённого состояния. Точки наблюдения были сгруппированы в соответствии с геологическими особенностями (Табл. 1).

Таблица 1. Группы точек наблюдений, объединённые в соответствии со сходствами геологических обстановок.

№ Т.н.	Возраст пород	Структура
1-3, 7-9	Верхний мел (Казачебродская свита)	Южное крыло антиклинали
4-6	Эоцен (Мамайская свита)	Тыловой надвиг Воронцовского покрова
10-12	Нижний палеоцен (Дагомысская свита)	Тыловой надвиг Воронцовского покрова (на 400м восточнее от вскрытого эрозией дуплекса с падением в хинтерланд).
14, 15	Нижний мел готеривский ярус (свита Кепш)	Северное взброшенное крыло вблизи разлома
16, 19	Верхний мел маастрихтский ярус (Мергельная толща)	Восточное опущенное крыло структуры сбросовой кинематики
17	Верхний мел (Казачебродская свита)	Лежачее крыло взброса
18	Верхняя юра оксфорд-кimmerиджский ярус (Кацирская свита)	Взброшенное северо-восточное крыло
20	Нижний мел готеривский ярус (Медовеевская свита)	Северо-восточное взброшенное крыло

Примечания: т.н. – точка наблюдения. Местонахождения точек наблюдения указаны на рис.1.

Первая группа точек наблюдений относится к южному окончанию Гагрско-Джавского поднятия, далее на юге располагается Адлерская депрессия. Зафиксированные трещины отрыва имеют преимущественно северо-западное простирание и субвертикальный угол падения, из-за чего ось главного минимального сжатия субгоризонтальна (σ_3) и имеет СВ-ЮЗ ориентировку (Рис.1). Зеркала скольжения показывают аналогичную ориентировку главной оси растяжения. Так как ось минимального сжатия горизонтальна, ось максимального сжатия должна быть субвертикальна, это подтверждают расчёты ориентировок по плоскостям стилолитов и зеркал скольжения. Следовательно, можно утверждать, что на участке точек наблюдения 1-3, 7-9 зафиксирована обстановка растяжения, которая, вероятно, связана с продолжением рифтогенеза на востоке Черноморского бассейна в эоцене. Ориентировка главного минимального сжатия совпадает с направлением, полученным другими исследователями напряжённого состояния Большого Кавказа (Saintot and Angelier 2002).

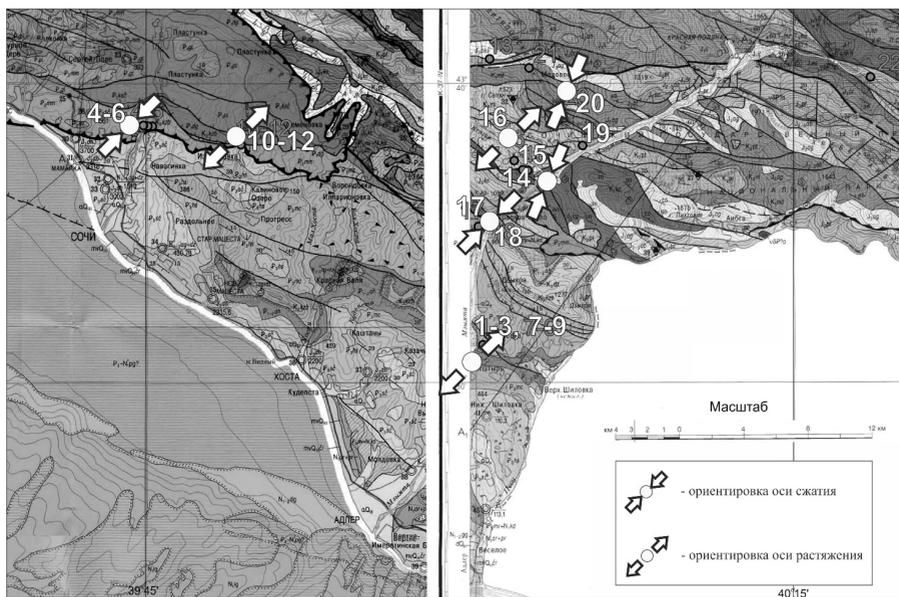


Рисунок 1. Изображение установленных обстановок сжатия и растяжения на участках карт К-37-IV, К-37-V масштаба 1:200000 (цифрами указаны номера точек наблюдения)

Севернее, в т.н.16 и 19, приуроченных к Гагрско-Джавскому поднятию, наблюдается грабенообразная структура: система взбросов, ограниченная двумя сбросами, падающими навстречу друг другу. Замеры, сделанные в опущенном крыле южного сброса показали, что ось растяжения горизонтальна и направлена на СВ-ЮЗ, В-З аналогично первому участку (Рис.1).

Следующие группы точек наблюдений 4-6 и 10-12 приурочены к тыловым тектоническим чешуям Воронцовского покрова. В точках наблюдения 4-6 были установлены трещины отрыва и зеркала скольжения, по которым восстанавливается обстановка горизонтального сжатия. Ось максимального сжатия имеет СВ-ЮЗ направление. Учёные, ранее исследовавшие напряжённое состояние Воронцовского покрова, зафиксировали аналогичную ориентировку горизонтального сжатия (Маринин и др. 2008). При сравнении результатов т.н. 4-6 и 10-12, которые относятся к одной структуре – тыловой части Воронцовского покрова, оказалось, что они показывают противоположные обстановки напряжённого состояния. На участке точек наблюдения 10-12 преобладает обстановка локального растяжения СВ-ЮЗ, которая, вероятно, связана с механизмом образования Воронцовского покрова. В литературе образование Воронцовского покрова объясняют гравитационным оползанием (Маринин и др. 2008) структуры с поднимающейся осевой части Большого Кавказа. В момент оползания могли образовываться разломы с падением на юг, по которым опускались блоки пород. Основная часть сбросов формировалась в северной части покрова, но также могли устанавливаться локальные зоны растяжения и в южной – тыловой его части.

В районе 20 точки наблюдения, где зафиксирован взброс, обработка данных по замерам зеркал скольжения показала, что главная ось сжатия субгоризонтальна и имеет СВ-ЮЮЗ направление (Рис.1). Фиксируемая обстановка сжатия могла быть связана с главным компрессионным событием, которое началось в позднем эоцене при движении Аравийской плиты в северном направлении (Saintot and Angelier 2002).

На участке, расположенном в районе точек наблюдения 14-15,17-18, распространена обстановка сжатия, которая подтверждается серией закартированных взбросов. Ось сжатия субгоризонтальна и имеет СВ-ЮЗ и ССВ-ЮЮЗ направление (Рис.1). Полученная ориентировка главной оси максимального сжатия коррелируется с направлениями, полученными другими исследователями на северо-западе Кавказа, которые связывают их с последней фазой деформации, начавшейся в сарматское время (Saintot and Angelier 2002; Маринин и Сим 2015).

Заключение. Полученные результаты параметров стресс-состояния на исследуемом регионе сравнивались с моделями напряжённого состояния Большого Кавказа, предлагаемыми другими исследователями (Saintot and Angelier 2002; Маринин и др. 2008; Маринин и Сим 2015). Направление СВ-ЮЗ горизонтального сжатия, устанавливается всеми перечисленными авторами вдоль северо-западной части горного сооружения Большого Кавказа.

А.В. Маринин при изучении западного погружения Большого Кавказа столкнулся с обстановками локального растяжения, похожими на рассматриваемые в данной работе обстановки в т.н.10-12 и 16,19. Оно объясняет наличие данных обстановок моделью разгрузки (Маринин и Сим 2015) массива горных пород в приповерхностных условиях при поднятии, что не противоречит полученным данным. Однако, при интерпретации данных в т.н.10-12 была использована иная модель, основывающаяся на процессе формирования Воронцовского покрова. Для подтверждения описанных моделей необходимо проведение дополнительных исследований.

Список литературы

- Гиоргобиани Т.В. Условие формирования складчатой системы Большого Кавказа: этапы, механизмы и геодинамика тектогенеза // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции – в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. с.40-47.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб.: ВСЕГЕИ. 1999.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000.
- Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. с. 62–77.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонофизические методы исследования природных напряжений по сейсмологическим данным // 1992.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ. 2008. с. 319 – 333.
- Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus Fold-and-Thrust Belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. v. 357. p. 1–31

ПЕДОГЕННЫЕ СИЛКРЕТЫ И СИЛКРЕТЫ ГРУНТОВЫХ ВОД РАЙОНА СЛИЯНИЯ РЕК ТОСНА И САБЛИНКА

А.И. Палкина

alice.palkina@gmail.com

Всероссийский геологический институт им. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Средний проспект В.О., д. 74

Введение. Во многих обнажениях каньонообразных участков долин рек Тосна и Саблинка, вблизи их слияния в толще светлых, слабосцементированных, косослоистых кемб्रो-ордовикских кварцевых песчаников, мощностью 14–15м, нередко встречаются очень плотные песчаные стяжения, совершенно лишенные различного цементирующего вещества. Размер их изменяется от мелкой гальки до средних валунов. Они чаще всего находятся в виде разного размера галек на поверхностях перерыва внутри песчаной толщи; намного реже они залегают in-situ, внутри вмещающих песчаников. Эти плотносцементированные песчаники, не уступающие по прочности кварцитам, но и не утратившие пористость, должны быть отнесены к кварцитовидным песчаникам.

Целью исследования является выяснение генезиса кварцитовидных песчаников, распространенных в разрезах среднего кембрия – нижнего ордовика в области слияния рек Тосна и Саблинка.

Объекты исследования. Объектами исследования являлись гальки и непереотложенные тела кварцитовидных песчаников района слияния рек Тосна и Саблинка. Они упоминаются в работах нескольких известных исследователей кембро-ордовикской песчаной толщи (Потулова, 1927; Рухин, 1939; Кузнецов, Селиванов, 1940; Попов и др., 1989). Однако, их распространение, структурные особенности и происхождение никогда прежде не были объектами специального исследования, направленного на понимание их происхождения и историко-геологического значения.

Методы исследования. В ходе полевых исследований были подробно описаны выходы кварцитовидных песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи (саблинская, ладожская и тосненская свиты среднего кембрия – нижнего ордовика), по обоим бортам долин р. Тосна и Саблинка. Описания сопровождалась зарисовками, фотографированием, и отбором образцов, как кварцитовидных песчаников, так и слабосцементированных вмещающих песчаников, а также описанием пространственно сопутствующих кварцитовидным песчаникам образований (субвертикальных трещин и зон анкеритовой минерализации).

Камеральные исследования заключались, главным образом, в микроскопическом изучении песчаных зерен из вмещающих слабосцементированных песчаников кембро-ордовикской толщи и зерен в сколках кварцитовидных песчаников с помощью электронного сканирующего микроскопа Hitachi TM 3000. Кроме того, на электронном микроскопе были исследованы образцы песчаников из трещин в кровле саблинской свиты, затронутых и не затронутых вторичной анкеритовой цементацией.

Результаты. Среди кварцитоподобных образований, встречающихся внутри кембро-ордовикской песчаной толщи были выделены две разновидности: 1) внутрiformационные тела кварцитовидных песчаников, 2) гальки и валуны кварцитовидных пород.

Внутрiformационные тела кварцитоподобных песчаников были обнаружены в стратиграфическом интервале от средней части среднесаблинской подсвиты до кровли ладожской свиты.

По форме, величине выхода и текстурным особенностям их можно подразделить на два типа:

1. Валунного размера единичные почкикообразные и линзовидные тела кварцитоподобных песчаников, имеющие мощность 10–40 см и протяженность от десятков сантиметров до 3–4 метров.

2. Протяженные субгоризонтально ориентированные линзовидные в сечении тела, мощностью 10–40 см, сливающиеся друг с другом в виде сетки, названные «анастомозирующими телами».

Гальки и валуны кварцитоподобных песчаников были встречены практически на всех точках наблюдения, где были доступны для наблюдения эрозионные контакты саблинской и тосненской, саблинской и ладожской или ладожской и тосненской свит. Эта разновидность кварцитовидных пород оказалась приуроченной исключительно к упомянутым эрозионным контактам

Гальки и валуны, могут быть подразделены на две группы по степени цементации. Первая из них – очень крепкие гальки, которые сложно раскалываются, различной, нередко сложной формы, с многочисленными ямками, бугорками, трещинками, буро-коричневого цвета. Вторая группа галек и валунов, представляет собой окатыши неплотносцементированных кварцитовидных песчаников.

Электронно-микроскопические исследования показали, что для поверхностей зерен вмещающих слабосцементированных песчаников характерны химические микротекстуры – следы растворения и переосаждения кремнезема, представляющее собой как ямки и трещины травления, так и новообразованные пленки кварца, сосуществующие на поверхностях песчаных зерен.

На первично окатанных обломочных зернах песчаников, слагающих внутрiformационные тела кварцитовидных пород, а также галек с различной степенью цементации, отчетливо различаются новообразованные синтаксиальные грани кварца, в разной мере заполняющие поровое пространство. Также на первичных обломочных зернах также присутствуют микротекстуры растворения (мелкоямчатые поверхности), которые видны в местах соприкосновения песчинок и имеют подчиненное значение.

Обсуждение результатов. Цементация кварцевым цементом песков и песчаников различного состава может происходить как вблизи поверхности, так и в условиях глубокого погружения. В приповерхностных условиях цементация возможна на этапах раннего диагенеза-эогенеза¹ и диагенеза въздымания - телогенеза в условиях субаридного и аридного климата и при наличии систем палеодренажа и проявляется в формировании силкретов – специфических образований, формирующихся при цементации кремнеземом почв, различных осадочных пород или продуктов их выветривания (Burley, Worden, 2003, Nash et al, 2007). В условиях глубокого погружения цементация кремнеземом начинается в процессе мезогенеза при воздействии температур прогрева более, чем 80 °С и глубин погружения свыше 2-х км (Burley, Worden, 2003).

Согласно данным прибалтийских исследователей (Kirsimae, 1999а,б, 2000, Raidla, 2006), глубины погружения песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи, залегающей в полосе Балтийско-Ладожского глинта, не превышали одного километра, при этом температура их прогрева не превосходила 50 °С. Следовательно, наши представления о генезисе кварцитовидных песчаников кембро-ордовикской песчаной толщи должны основываться на поиске аналогий среди кварцитовидных пород, образующихся в приповерхностных условиях, т.е. силкретов.

¹ В отечественной литературе стадии постседиментационного преобразования осадочных пород привязаны к шкале углефикации построенной на изменении отражательной способности витринита и степени зрелости органического вещества. Поскольку кварцевые песчаники в большинстве разрезов мира крайне бедны органическим веществом в данной работе концепция диагенеза будет использоваться в соответствии с зарубежными источниками.

При весьма длительном пребывании на поверхности осадка или породы, в составе которых имеется значительное количество кремнезема, в стабильных тектонических условиях и благоприятном климате происходит образование близповерхностного кремнеземистого цемента, что приводит к формированию силкретов. Современными авторами силклеты подразделяются на группу педогенных и непедогенных, последние также подразделяются на три подгруппы – силкретов грунтовых вод, дренажных силкретов и озерных силкретов. Каждый из типов силкретов имеет свои особенности (Thiry, 1999, Nash et al, 2007).

На основании морфологических особенностей галек кварцитоподобных песчаников, можно с достаточной уверенностью предположить, что после отложения песчаников саблинской свиты, на поверхности изученной территории начал формироваться профиль педогенных силкретов, который затем был почти полностью срезан и переработан морской абразией в ходе ладожской и последующей тосненской трансгрессии. Широко распространенные необычной формы ямчатые гальки кварцитовидных песчаников, приуроченные к поверхностям перерывов интерпретированы нами, как сохранившиеся после размыва остатки бывлой зоны псевдобрекчий и псевдоконгломератов этого профиля (Рис. 1). Субвертикальные трещины, разбивающие местами кровлю саблинских песчаников на полигональные колонны, рассматриваются как остатки призматического или кolumnарного слоя профиля педогенных силкретов (рисунок 1).

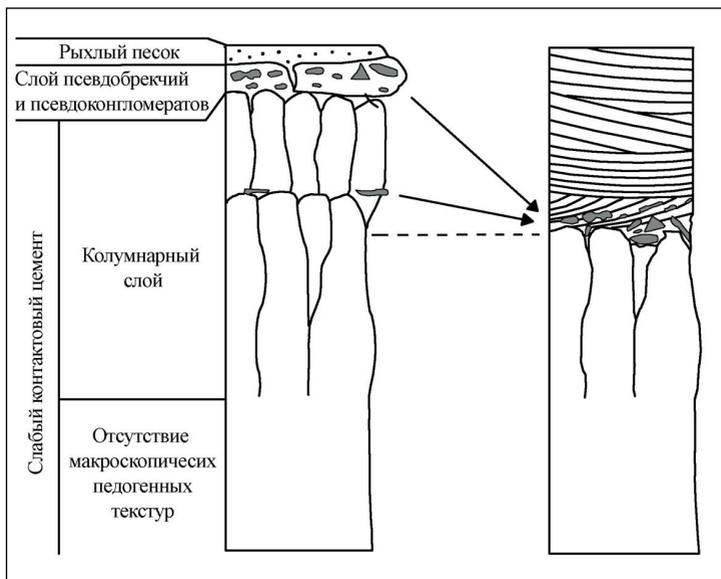


Рисунок 1. Схема профиля педогенных силкретов в кровле саблинской свиты (слева) и этот же профиль после ладожской и тосненской трансгрессий (справа).

Анастомозирующие внутрiformационные кварцитоподобные песчаники кембродовиковской толщи могут быть сопоставлены с силкретам грунтовых вод и дренажными силкретами. С первыми их сближает двухуровневая структура, со вторыми прослеженное автором по четырем точкам выходов простираение вдоль извилистой линии, напоминающей линию речного дренажа.

Заключение. Кварцитоподобные песчаники, исследованные в долинах рек Тосны и Саблинки, вблизи их слияния, идентифицированы автором как силкреды. Силкреды на исследованной территории формировались во время двух региональных перерывов в осадконакоплении - на рубеже среднего и позднего кембрия и во второй половине позднего кембрия. Следует подчеркнуть, что настоящая работа является первым исследованием силкредов на территории России.

Благодарности. Автор благодарит Центр микроскопии и микроанализа СПбГУ за помощь в проведении исследования, а также своего научного руководителя П.В. Федорова за всестороннюю помощь и поддержку.

Список литературы

- Кузнецов С.С., Селиванов Г.Д., Геологическая экскурсия по долине р. Саблинки, Ленинградской области// Ленинград, 1940, 64 с.
- Попов Л.Е., Хазанович К. К., Боровко Н. Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф., Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989, 222 с.
- Потулова Н. Оболовые песчаники и дикинонемовый сланец Ленинградской губ.// Материалы по общей и прикладной геологии, Вып. 68. Издание Геологического Комитета, 1927, 52 с.
- Рухин Л.Б., Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области// Ученые записки, Серия геолого-почвенных наук, вып. 4, труды Саблинской научно-учебной станции ЛГУ под ред. П.А. Земятченского. Издание Ленинградского Государственного Университета, Ленинград, 1939, 176 с.
- Fedorov P.V., Palkina A.I., Surface textures of sand grains from quartz arenite stratotype sections of sablinka formation (Cambrian, Series 3: Saint Petersburg vicinity, Northwest Russia): the key to understanding of the continental processes of the Guzhangian-Furongian Boundary, Vestnik SPSU, 2015, ser.7, no. 4, 37–52 pp.
- Golonka J. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Early Paleozoic// Geologia, 2007, tom 35, no. 4, 589–654 pp.
- Kirsimae K., Kalm V., Jorgensen P., Diagenetic transformation of clay minerals in lower Cambrian Argillaceous Sediments of North Estonia// Proc. Estonian Acad. Sci. Geol., 1999, vol.48, 1, 15–34 pp.
- Kirsimae K., Jorgensen P., Kalm V., Low-temperature diagenetic illite-smectite in Lower Cambrian clays in North Estonia// Clay minerals, 1999, vol. 34, 151–163.
- Kirsimae K., Jorgensen P., Mineralogical and Rb-Sr Isotope studies of low-temperature diagenesis of Lower Cambrian clays of the Baltic paleobasin of North Estonia// Clays and clays minerals, 2000, vol. 48, no.1, 95–105 pp.
- Nash D.J., Ulliott J.S. Silcrete. Geochemical sediment and Landscapes. Eds D.J. Hash, S.J. McLaren. Blackwell, Oxford, 2007, pp. 95–143.
- Thiry, M. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. Special Publication 27, International Association of Sedimentologists.Oxford: Blackwell Science, 1999, pp. 87–127.
- Raidla V., Kirsimae K., Bitjukova L., Joeleht A., Shogenova A., Sliuopa S., Lithology and diagenesis of the poorly consolidated Cambrian siliclastic sediments in the northern Baltic Sedimentary Basin// Geological Quarterly, 2006, vol.50(4), 395–406 pp.
- <http://scotese.com> – PALEOMAP Project, 2016. Christopher R. Scotese.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА УЧАСТКЕ «КИТТЕЛЯ-МУРСУЛА» (ИМПИЛАХТИНСКИЙ УЧЕБНО-НАУЧНЫЙ ПОЛИГОН, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Е.А. Павловская, И.А. Алексеев

pavlovskaja.elena@gmail.com

Санкт-Петербургский Государственный Университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

Введение. Учебная практика по геологическому картированию магматических и метаморфических комплексов на полигоне базы Импилахти в июне 2017 г. включала в себя геофизические работы - магнитометрию и исследования методом естественного поля. Для их проведения был выбран участок полигона «Киттеля-Мурсула», на котором ожидалась аномалия магнитного и естественного электрического полей. Геофизические работы проводились для дополнения геологических и геохимических данных в целях картирования участка работ. Задачами являлись проведение полевых работ, обработка полученных данных и их геологическая интерпретация.

Импиллахтинский учебный полигон находится в пределах южной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Главная особенность регионального структурного положения Северного Приладожья заключается в его приуроченности к зоне сочленения докембрийского Карельского кратона с раннепротерозойским Свекофенским складчатым поясом. Данная зона имеет название Раахе-Ладожской. Характерной чертой геологического строения внутренней части Раахе-Ладожской зоны является широкое распространение многочисленных выходов пород архейского фундамента в виде окаймленных гранитогнейсовых куполов. Выделяют две группы гранитогнейсовых куполов, Импилахтинский полигон относится к восточной (Питкяранской) группе (Воинов, Котова, 2012). В ходе практики 2017 г. полевые работы проводились на территории восточной окраины Мурсульского и западной части Питкяранского куполов.

На полигоне «Киттеля-Мурсула» встречаются нестратифицируемые архейские образования гранитогнейсовых куполов и стратифицируемые нижнепротерозойские породы купольного обрамления, которые преимущественно представлены карбонатными осадочными и вулканогенными породами питкяранской свиты и кристаллическими сланцами ладожской серии. В пределах питкяранской свиты выделяются три толщи: нижняя – «нижний карбонатный горизонт», диопсид-карбонатные скарноиды; средняя – тонкозернистые амфиболиты; верхняя – «верхний карбонатный горизонт», диопсид-карбонатные скарноиды (Воинов, Котова, 2012). Также в разрезе питкяранской свиты известны проявления углеродистых пород – графитизированных сланцев, и встречаются линзы, сложенные графитом. С этими прослоями нередко связана рудная минерализация: прожилковые и вкрапленные пирит-пирротиновые руды (Кашкевич, 2012).

Гранитогнейсовые купола сложены разнообразными по составу и текстуре гранито-гнейсами, гранитами, плагиогранитами и плагиогнейсами, отличающимися спокойным магнитным и естественным электрическим полем. В породах питкяранской свиты встречаются прослои графита, пирротина и углеродистых сульфидов. Данные включения создают аномальные магнитные и естественные электрические поля, что обусловило выбор данных геофизических методов. Сланцы Ладожской серии не попали в пределы участка геофизических работ, но на них устанавливалась вариационная станция, как в месте со спокойным магнитным полем.

Таким образом, в геологическом строении полигона принимают участие контрастные по физическим свойствам породы, поэтому с помощью геофизических методов возможно определение и прослеживание контактов этих пород.

Методы исследования. Полевые геофизические работы включали в себя предварительную топографическую разметку участка работ, магнитометрию и исследования методом естественного поля.

На участке работ были проложены 4 параллельных профиля в направлении запад-восток через 100 м. Длина каждого профиля составила 900 м. Профиля были размечены через каждые 20 м. Осуществлялась привязка точек с помощью GPS.

При проведении магнитометрии устанавливалась вариационная станция в спокойном поле вблизи от участка работ. Шаг магнитометрии составлял 20 м, измерения естественного поля проводились также через 20 м.

Съемка ЕП проводилась по схеме потенциала, когда один электрод устанавливается неподвижно, а с помощью второго идентичного электрода производят измерения разности потенциалов между неподвижным электродом и остальными точками пространства. Один конец провода подсоединялся к неподвижному электроду N, а катушка и мультиметр переносились вместе с подвижным электродом М. Неподвижный электрод устанавливается в области с наиболее спокойным характером поля. При разнице показаний на соседних пикетах более 100 мВ осуществлялась детализация с меньшим шагом: 10, 5, 2 и 1 м. Профиля были увязаны между собой.

Результаты. ЕП. По результатам измерений для каждого профиля были построены графики изменения естественного поля. Отмечается хорошая корреляция расположения аномалий ЕП на всех профилях. В западной части участка наблюдается интенсивная аномалия шириной около 200 м со значениями ЕП до -700 мВ. На востоке прослеживается аномалия шириной 150-200 м со значениями ЕП до -350 мВ. При этом и на западе, и на востоке участка работ мы выходим в спокойное поле. В центральной части поле спокойное, и эти участки приурочены преимущественно к заболоченной местности.

Далее в программе Surfer была построена карта изолиний естественного поля (рис. 1).

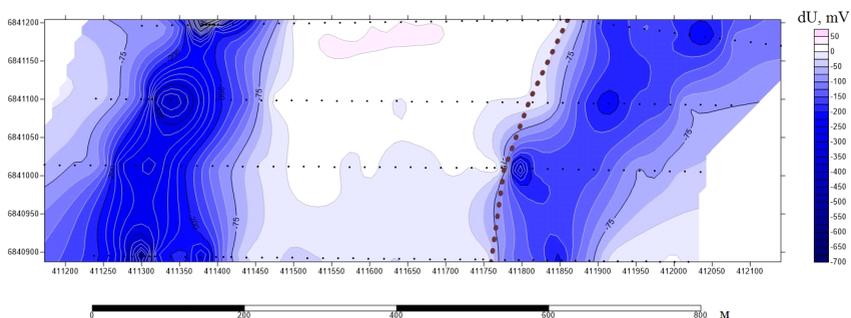


Рис. 1. Карта изолиний естественного поля.
Пунктирной линией обозначена дорога, точки соответствуют пикетам.

Магнитометрия. По результатам магнитной съемки также были построены графики измеренных значений магнитного поля по каждому профилю. Далее были учтены вариации магнитного поля и вычтено нормальное поле (53000 нТл) и, таким образом, получены значения аномального магнитного поля на участке работ.

На всех профилях явно выражены две положительные магнитные аномалии (до 1000 нТл) на западе и востоке участка. По полученным данным в программе Surfer была построена карта изолиний аномального магнитного поля (рис. 2).

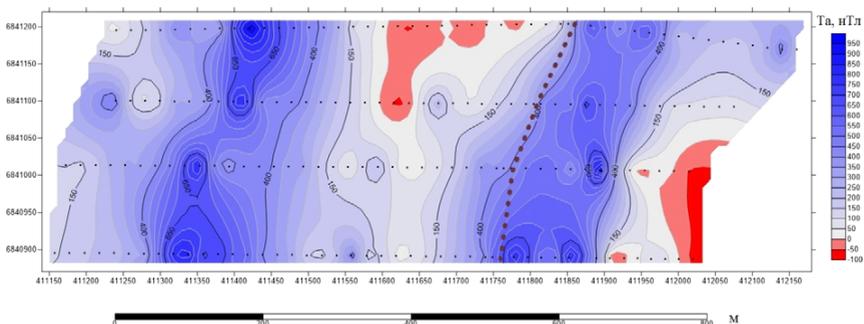


Рис. 2. Карта изолиний аномального магнитного поля.

Пунктирной линией обозначена дорога, точки соответствуют пикетам.

Обсуждение результатов. На полученных графиках и картах изолиний геофизических полей четко выделяются два аномальных участка с отрицательными аномалиями естественного поля и положительными магнитного. Наблюдается хорошая корреляция данных, полученных двумя методами.

По геологической карте известно, что в центре участка геофизических работ мы встречаем породы питкьярнтской свиты, а на западе и востоке – образования гранитогнейсовых куполов. При этом повышения рельефа приурочены к гранито-гнейсовым массивам купольных структур и массивам, сложенным амфиболитами средней толщи Питкьярнтской свиты, а зоны карбонатных толщ приурочены к депрессиям.

Студентами, проходившими практику на полигоне «Киттеля-Мурсула», были получены следующие результаты:

1. В ходе построения карт аномалий химических элементов были выявлены взаимосвязи типа коренных пород и концентраций элементов в отобранных пробах. К амфиболитовым толщам, как к породам основного и ультраосновного состава, приурочены аномалии тяжёлых металлов, таких как кобальт, никель, медь, хром. С гранитогнейсами куполов ассоциируют цирконий, свинец, стронций и рубидий. Для зон карбонатных толщ характерны высокие содержания рубидия и ванадия.

2. В результате изучения графического изображения полученных аномалий были выявлены зоны распространения различных элементов. В основном они соответствуют различным петрографическим типам пород. Например, аномалии Zr и Pb приурочены к выходам гранитогнейсовых куполов, а аномалии Th-Rb-Cr-Zn-V-Co тяготеют к выходам амфиболитов и к контактовой зоне. В пределах депрессии, маркирующей нижнюю толщу Питкьярнтской свиты («нижний карбонатный горизонт») выделена отдельная зона сульфидной минерализации. В районе этой зоны халькофильные элементы (Zn, Pb, As, Cu) показывают повышенные концентрации (Отчёт по учебной геологической практике 3 курса кафедр ГМПИ, региональной геологии и геохимии СПбГУ, 2017).

На основе полученных данных можно предполагать, что наблюдаемые аномалии геофизических полей отвечают контактам пород Питкьярнтской свиты с образованиями гранитогнейсовых куполов. Зона сульфидной минерализации, определенная по

геохимическим данным в пределах «нижнего карбонатного горизонта», отвечает аномальной зоне, прослеженной геофизическими методами.

По построенным картам изолиний видно, что в магнитном поле выражены сами аномалеобразующие тела и особенно их контакты, при этом аномалии ЕР подчеркивают контакты, но также могут быть связаны с прослоями углеродсодержащих пород и возможно зонами сульфидной минерализации. Предварительной геологической заверкой природу аномалий установить не удалось из-за большой мощности перекрывающих четвертичных осадков. Дополнительная более тщательная заверка может стать предметом дальнейшего исследования.

Также было установлено, что в пределах амфиболитовой толщи рассланцованные породы преимущественно локализованы в восточной части полосы выхода амфиболитов, а массивные в западной (Отчёт по учебной геологической практике 3 курса кафедр ГМПИ, региональной геологии и геохимии СПбГУ, 2017). Этим объясняется различная интенсивность наблюдаемых геофизических аномалий на западе и востоке участка работ.

Таким образом, на основе геофизических данных возможно уточнение контактов пород, контрастных по физическим свойствам, что в комплексе с другими методами может быть использовано при построении геологической карты.

Необходимо отметить, что проведенные исследования могут служить основой для дальнейших работ в районе Импилахтинского учебного полигона. Зная характер расположения аномальной зоны в одной части полигона, можно точнее выбрать участок для детальных геофизических исследований в пределах выходов тех же пород в остальных частях полигона.

Благодарности. Авторы выражают благодарность студенту магистратуры Института наук о Земле СПбГУ Александру Егорову за самоотверженную помощь в проведении полевых работ.

Список литературы

- Воинов А.С., Котова И.К. Геология и геологические экскурсии в районе Импилахтинского учебного полигона, 2012, 40 стр.
- Кашкевич М.П., Сергеев А.В., Балабан С.Е., Савельев И.Н. Поисковые критерии сульфидного скарнового оруденения в Северном Приладожье // Записки горного Института, Изд-во НМСУ (Горный), Т 200, СПб, 2012. С. 42-48.
- Отчёт по учебной геологической практике 3 курса кафедр ГМПИ, региональной геологии и геохимии СПбГУ. Импилахти, 2017, 148 стр.

БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Я.В. Оленёв, Ю.С. Пуговкина

yirus94@gmail.com

pugovkinajs@gmail.com

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина 30

Введение. Проблема оценки нефтегазоносности палеозойских отложений является актуальной и продолжает привлекать внимание геологов и производственников в связи с необходимостью расширения потенциала меловых и юрских месторождений за счет более глубоких источников углеводородов.

Причина такого интереса в большей мере инициируется увеличением количества открываемых ежегодно месторождений нефти и газа, находящихся в верхней части палеозойских образований и приуроченных к породам широкого стратиграфического диапазона, формирование и размещение которых во многом контролируются развитием высокоемких природных резервуаров и строением перекрывающих их толщ платформенного чехла. Это обуславливает выделение здесь не единого стратиграфического объекта, а целого набора разновозрастных и различных по составу образований – зоны нефтесодержащих пород верхней части палеозоя.

Одним из наиболее привлекательных с этой точки зрения объектов являются месторождения, расположенные в Нюрольской мегавпадине.

Поэтому целью данной работы является изучение геологического строения и условий формирования ловушек, связанных с верхней частью палеозойских образований и с органогенными постройками.

Объект исследования. Объектом исследования являются палеозойские образования Нюрольской впадины, расположенные на территории Парабельского района Томской области.

Основные промысловые объекты на территории Парабельского района, подтверждающие свои высокие эксплуатационные показатели при пробной эксплуатации, приурочены к отложениям доюрского основания, в которых литологически выделяются два объекта: карбонатно-глинисто-кремниевые отложения коры выветривания (пласт М) и собственно породы карбонатного фундамента девонского возраста (пласт М₁). По имеющимся данным, локально на территории, между пластами М и М₁ возможно отсутствие непроницаемого экрана, т.е. залежь пластов М+М₁ единая, гидродинамически связанная.

Первый промышленный приток нефти был получен из известняков палеозойских отложений – (пласт М₁) – в 1974 г.

Строение эрозивной поверхности палеозоя отражает ОГ М₁. По результатам структурных построений Арчинское поднятие представляет собой тектонические блоки, характерной особенностью которых является асимметрия склонов: восточные склоны круто обрываются грабеном меридионального простирания, западные склоны – пологие и осложнены менее высокоамплитудными тектоническими нарушениями. К Арчинскому блоку на севере примыкает пологая терраса, на юге поднятие обрывается высокоамплитудным сбросом. Блоки разделены депрессионной зоной, нарушенной многочисленными дизъюнктивами (преимущественно северо-западного простирания), в которой выделяется ряд мелких поднятий.

Сложное строение района исследований – это результат активного тектонического развития всего региона, на котором отразились герцинский цикл тектогенеза и раннетриасовое проявление рифтогенеза.

В начале юрского времени центральная часть площади представляла собой два массивных карбонатных выступа (Урманский и Арчинский), с севера и востока карбонатная платформа обрамлялась депрессионными зонами. Отложения комплекса представлены девонскими карбонатами и терригенно-карбонатными породами, формирование которых происходило в мелководных условиях.

Развитие девонской рифовой системы происходило постепенно, достигая максимума к началу позднего девона (Елкин Е.А. и др.2001; Исаев Г.Д., 2012; Исаев Г.Д.,2010).

Методика исследования. Палеозойские образования в пределах Арчинского месторождения были проанализированы согласно методике, предложенной Г.Д. Исаевым (Исаев Г.Д., 2012).

Согласно его биоседиментологическому подходу, по породообразующим компонентам, по плотности их упаковки, по соотношению глинистого и кластического материала, по характерному комплексу ископаемых организмов (Исаев Г.Д., 2007; Исаев Г.Д., 2011) и т.д., можно судить об уровне гидродинамического состояния бассейна биоаккумуляции. Распределяя вышеназванные признаки в определенной иерархии мы создаем конкретный инструмент для определения фациального типа карбонатных пород. Таким образом, настоящая схема генетической классификации первичных карбонатных пород является своеобразной основой регионального фациального анализа в областях карбонатонакопления (Исаев Г.Д., 2011; Уилсон Дж. Л., 1980).

Используя структуры и типы пород генетической классификации и признаки идеализированного профиля, разработанного Г.Д. Исаевым (Исаев Г.Д., 2012), можно достаточно надежно определить фациальную закономерность формирования палеозойских образований практически в пределах всей Западно-Сибирской плиты.

Был проведен анализ 23 скважин, вскрывших палеозой. Было изучено описание керна, а также результаты петрографического и палеонтологического анализов.

При анализе данных керна верхней части палеозойских отложений был выявлен ряд фациальных зон.

Результаты исследования. В скважинах отмечается присутствие илистых серых с коричневым оттенком органогенно-обломочных известняков, а в единичных скважинах в некоторых прослоях песчанистый материал преобладает над карбонатной компонентой (до 60%), формируя известковистый песчаник, а в случае повышенного содержания глины (до 40%) – глинистый известняк. Появление терригенного материала связано, по-видимому, с началом тектонической активности в прилегающих областях, их воздыманием и эрозией. Присутствие илистого материала и серый (и коричневый) окрас указывают на формирование отложений в мелководных условиях (фации зарифовых лагун и отмелей).

На основании проанализированных данных была построена схема фациальной зональности с учетом структурной карты отражающего горизонта M_1 , полученной по результатам сейсморазведки МОГТ-ЗД.

На фациальной карте палеозойских отложений также отражается зональность: на Арчинском участке карбонатные фации характеризуются присутствием в составе терригенного материала, что связано с близостью источников сноса и более мелководными условиями. С севера и востока карбонатная платформа обрамляется депрессионными зонами.

В целом выделяются следующие типы фацій:

- рифовые, занимающие наиболее высокое положение;
- зарифовые отмели;
- склоновые;
- проградирующих террас;
- депрессионных зон.

Обсуждение результатов. Наличие бокситосодержащей толщи коры выветривания в пределах близлежащего Урманского участка и практически отсутствие на Арчинском может быть обосновано с палеотектонической точки зрения. В период позднемезозойского перерыва в осадконакоплении на возвышенных участках палеорельефа происходило формирование зон дезинтеграции палеозойских отложений. В начале юрского времени центральная часть площади представляла собой два массивных выступа - Урманский и Арчинский, причем Арчинский занимал более высокое гипсометрическое положение. В период формирования нижнеюрских отложений (геттанг-ранний тоар, пласты Ю₁₆-Ю₁₇) происходило заполнение отрицательных палеоформ доюрского рельефа за счет местных источников сноса. Вероятно, Арчинское поднятие в большей степени подвергалось процессам денудации, чем Урманское, в виду более высокого гипсометрического положения и, следовательно, позднего захоронения под толщей тоарских отложений, что привело к полному разрушению коры выветривания и перетолжению осадков в пониженных зонах палеорельефа.

Залежь УВ приурочена к области развития рифоидов зарифового плато средне-позднедевонского возраста и пространственно связано с источниками УВ в потенциально нефтегазоматеринских породах внутришельфового типа (D₂₋₃). В позднем палеозое поверхность Арчинской структуры представляла собой область поднятия и карстогенеза, то есть область сноса. Поэтому здесь не наблюдается мощной коры выветривания, зато отмечается развитие пород коллекторов карстового типа, приуроченного как к кровле палеозоя, так и значительно ниже ее.

Заключение. Таким образом, проведенные исследования показали, что используя виды, классы и группы структур и типов пород генетической классификации совместно с другими признаками идеализированного профиля, можно достаточно надежно определить фациальную закономерность на территории Западной Сибири. Имея детальную фациальную модель месторождений, можно спрогнозировать наиболее нефтеперспективные зоны для дальнейшей их разработки.

Список литературы

- Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. 2001. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Изд-во СО РАН, филиал «Гео», Новосибирск, 63 с.
- Исаев Г.Д., 2012. Геологическая, палеогеографическая модели палеозоя Западно-Сибирской плиты и перспективы его нефтегазоносности. Георесурсы 6(48). С. 24-30.
- Исаев Г.Д., 2010. Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты. Литосфера 4. С. 52-68.
- Исаев Г.Д., 2007. Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири. Гео, Новосибирск, 248 с.
- Исаев Г.Д., 2011. Фациальные модели девона Нюрольской зоны и основные критерии районирования палеозоя Западно-Сибирской плиты. Литосфера 6. С. 27-37.
- Уилсон Дж. Л., 1980. Карбонатные фации в геологической истории. Недра, Москва, 464 с.

ОЦЕНКА ПРОСАДОЧНОСТИ ЛЕССОВЫХ ГРУНТОВ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

К.Р. Русланова

ruslanova.1994@inbox.ru

НИ ТПУ, 634050, Томск, пр. Ленина 30

В связи с усилением вовлечения лессовых образований в народно-хозяйственное освоение территории, проблемы научно-обоснованного, комплексного, экономически выгодного и безотходного использования, управления их свойствами становятся актуальными проблемами современного мира. И поэтому, классической проблемой, решаемой долгие годы в инженерной геологии, является генезис просадочности лессовых пород.

На территории Кыргызской Республики лессовые породы имеют широкое распространение на различных геоморфологических элементах рельефа.

Лессовые грунты обладают свойством проявлять катастрофические просадки и легко размываются природными водами, что существенно влияет на развитие таких опасных процессов и явлений как: оползни, эрозия, оврагообразование, суффозия.

На склонах гор лессовые породы, имеющие достаточное количество влаги при землетрясениях могут переходить в текучее состояние, которое приводит к оползневым явлениям.

Особенностью просадочности лессовых грунтов является, что при повышении влажности выше критической дополнительно происходят просадки от собственного веса или внешней нагрузки. Величина суммарной просадки в зависимости от мощности лессовых отложений, просадочной зоны, от природной нагрузки колеблется от 1 см до нескольких метров, что может представлять опасность для зданий и сооружений.

Лессовые формации, по сути, являются пылеватыми, а не исключительно глинистыми или песчаными, их состав способствует обособлению и проявлению в поведении исследуемой формации специфических просадочных свойств, которые характеризуют состояние устойчивости геологической среды к воздействию природных и техногенных факторов.

Под влиянием хозяйственной и инженерной деятельности человека на геологическую и лессовую среду образуются новые антропогенно-техногенные лессовые образования в больших объемах.

На территории Кыргызской Республики по исследованиям многих ученых (Ш.Э. Усупаев, К.И. Чепижный и др.), лессовые отложения преимущественно аллювиально-пролювиального генезиса находятся в различных палеогеоморфологических условиях, прослеживаются от ледниковых вершин, по склонам горных сооружений, на высоких террасах, конусах выноса.

Лессовые породы по данным В.П. Ананьева содержат около 100 разновидностей минералов, объединяющиеся в три группы: кластогенные (60 минералов), высокодисперсные (15 минералов) и типоморфные минералы (18 минералов).

Кварц в отличие от других минералов присутствует во всех трех группах.

Среди более чем 65 минералов в лессовых породах Кыргызской Республики к породообразующим относятся: кварц, в меньшем количестве полевые шпаты и кальцит, в незначительных весовых содержаниях биотит, хлорит, доломит и коллоидно-дисперсные минералы глинистой фракции.

Минералогический состав лессовых пород отражает петрографию исходных продуктов областей питания лессов, являющиеся местными бортами склонов различной экспозиции и истоками бассейнов магистральных рек и их притоков, расположенных выше в геоморфологическом отношении.

Основным минералом песчаных включений и преобладающих пылеватых фракций в составе лессовых пород является кварц, реже – полевые шпаты.

По дисперсному составу лессовые породы пролювиального, аллювиального, солифлюкционно - делювиального и элювиального генезиса, нижнеплейстоценового, среднеплейстоценового и верхнеплейстоценового возраста относятся к средне- и легкосуглинистым крупнопылеватым лессам, с преобладанием частиц крупной пыли 0,05 – 0,01 мм, тонкого песка (0,1 – 0,05 мм), суммарное содержание которых равно 80-95%.

Содержание крупной пыли и тонкого песка имеет тенденцию к уменьшению от более древних пород комплексов отложений к молодым. Количество глинистой фракции (0,001 мм) изменяется от 8-13% до 5-8%.

Подобное соотношение в содержании песчаной и пылевой фракции указывает на криогенное выветривание и обогащение пород пылевыми частицами за счет разрушения песчаных зерен.

Сравнение данных гранулометрического и микроагрегатного анализов, показало, что в естественных условиях лессовые породы находятся в агрегированном состоянии.

Минеральный состав лессовых пород влияет на ряд свойств, в частности на просадочность.

Химический состав лессов имеет следующий состав: кремнезем (50-80%), глинозем (5-16%) и окись кальция (6-19%) (Усупаев, Ш.Э., Чепижный, К.И., 1991).

Формирование свойств лессовых грунтов в Кыргызской Республике определяется историей водообеспеченности региона и его характером увлажненности. Величина водообеспеченности региона в целом уменьшается с понижением абсолютной высоты рельефа горных сооружений в следующей последовательности: для гляциально-нивального пояса – 3500 м, высокогорья - 3000-3500 м, среднегорья – 2000-3000 м, низкогорья – 2000 м.

По многим экспериментальным данным по влиянию степени водонасыщения на величину прочности индивидуального контакта лессовых пород – прочность с ростом влажности уменьшается. При постепенном увеличении содержания воды происходит накопление энергии, влияющая на развитие просадочных свойств лессовых грунтов.

Просадочные свойства грунтов относятся к одной из уникальных разновидностей катастрофического проявления деформации сжатия. В процессе дезинтеграции полигенно-разновозрастных скальных, полускальных и кластических отложений до пылеватых фракций образуются генерирующие высокую и активную пористость глобулярные кристаллоагрегаты, имеющие интегральный показатель лессовых формаций, называемый просадочностью.

Отличительной особенностью лессовых частиц является чрезвычайная «чувствительность» к разуплотнению, которую называют «просадочной памятью». Она фиксируется в разрезах массивов лессовых пород иерархически самостоятельно по квазисимметрической упорядоченности изменения до стометровых просадочных глубин при природной и дополнительной нагрузках.

Просадочность является интегральным показателем состояния степени, характера, истории развития реакций криофизической механики разуплотнения лессовых формаций, которые образуются в течение геологически и физически длительного времени.

Палеографическая обстановка в течение плейстоценового времени периодически способствовала и приводила к формированию просадочных свойств лессовых толщ (Усупаев, Ш.Э., Чепижный, К.И., 1991). Для межгорных впадин Киргизского Тянь-Шаня и ее горного обрамления характерны по времени существования, следующие основные виды просадочности: кратковременная, сезонная и многолетняя.

Временные виды просадочности характеризуют способы аккумуляции лессового материала и соотношение между возрастом пород и временем формирования просадочного свойства.

Просадочные грунты лессовых пород межгорных впадин Кыргызской Республики объединяются в лессовые грунтовые толщи, совокупности последних слагают лессовые территории.

По классификационной схеме инженерно-геологического районирования лессовых формаций (Усупаев, Ш.Э., Чепижный, К.И., 1991), идет подразделение на Таласскую, Чуйскую, Иссык-Кульскую, Сары-Джазскую, Нарынскую и Ферганскую межгорные впадины и представлены физико-механические и водно-физические свойства лессовых грунтов.

По многочисленным работам, проведенных в условиях Средней Азии и в межгорных впадинах Кыргызского Тянь-Шаня (Раздольский А.Г., 1962; Мавлянов Г.А., 1958; Кригер Н.И., 1965; Сквалецкий Е.Н., 1963) – наиболее просадочные разности лессовых пород унаследуют древние элементы рельефа.

Геоморфологические условия оказывают существенное влияние на обводненность лессовых толщ, определяя степень просадочных свойств лессовых пород межгорных впадин.

Характерная особенность современного этапа развития лессовой инженерно-геологической проблематики - многообразие воззрений (более 21 гипотезы), которые сформировались в течение 170 –летней истории определения генетических путей осадочного процесса лессогенеза и природы их просадочности.

В настоящее время методы и способы определения показателя просадочности являются одним из наиболее дорогостоящих и трудоемких инженерно-геологических работ.

Существует около 40 индивидуальных уравнений для определения просадочности лессов. Для экономически более выгодного и ускоренного определения прогнозной величины суммарной просадочности чаще всего используется графоаналитико - математический метод, при котором просадочность определяется по следующей формуле:

$$I_m = \ln H_{im} \cdot \sin \alpha, \text{ где}$$

I_m – прогнозная суммарная величина просадочной деформации, м;

H_{im} – мощность просадочной зоны, м;

$\sin \alpha$ - функция угла образующейся зависимости на графике.

Просадочность лессовых формаций – один из самых опасных, экономически ущербных инженерно-геологических процессов, удорожающих строительство и эксплуатацию сооружений. Поэтому приоритетным в народнохозяйственном, социально-культурном и эколого-экономическом значениях от специфических проявлений просадочности является комплексное инженерно-геологическое исследование и обоснование необходимости охраны окружающей среды, защиты населения, гидротехнических сооружений и др. При проектировании и строительстве сооружений на просадочных грунтах предъявляются дополнительные требования к объему и составу инженерно-геологических изысканий.

Список литературы

- Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. – М.: Наука, 1965.
- Мавлянов Г.А. Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. – Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.
- Раздольский А.Г. Инженерно-геологические свойства лессовых пород юга Киргизии и меры борьбы с деформациями каналов в кособорных условиях рельефа. – Фрунзе, 1962. – 316 с.
- Сквалецкий Е.Н. Просадочность лессовых пород в зависимости от их геоморфологического расположения // Гидрехн. и мелиор., 1963. - № II. – С. 23-29.
- Усупаев, Ш.Э., Чепижный, К.И., 1991. Кварц в лессах Кыргызского Тянь-Шаня. Ин-т геологии. – Ф.: Илим, с. 287.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РЕЙТИНГОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ GSI ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МАССИВОВ ФЛИША СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

А.В.Селиванова
selivanova_a@bk.ru

ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», геологический факультет, 350040, Краснодар, ул.Ставропольская 149

Введение. Отложения флиша распространены на большей части Черноморского побережья Краснодарского края. Интенсивные темпы строительства наземных и подземных объектов в сложных инженерно-геологических условиях выявили острую необходимость разработки и применения методов эффективной комплексной оценки геотехнических свойств флишевых массивов горных пород.

Зарубежом наиболее эффективным методом изучения массивов горных пород, начиная с середины XX в., стали рейтинговые классификации пород по критерию устойчивости на основе эмпирических данных с учетом строения массива и его физико-механических свойств. Их последующее развитие привело к разработке и применению специальных классификаций, одной из которых стала классификация Е.Хоека и В.Мариноса «Геологический показатель прочности горных пород» (Geological Strength Index (GSI)) для отложений флиша (Marinos V, Hoek E, 2001, 2014) .

Объекты исследования. Объектами исследования выступили природные массивы флиша Северо-Западного Кавказа.

Цель работы – определение геотехнических свойств флишевых толщ на основе применения методического подхода «Геологический показатель прочности горных пород» (GSI), разработанного Е.Хоеком и В.Мариносом.

Средствами для выполнения квалификационной работы являлись: технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям на объекте «Технологический тоннель резервуарный парк перевалочного комплекса (РППК) – верхняя площадка береговых сооружений (ВББС)» (ГУП «Кубаньгеология», 2014); статьи Е.Хоека и В.Мариноса, посвященные описанию и способу применения классификации «Геотехнический показатель прочности» для флишевых отложений; программа RocLab 5.0.

Методы исследования. Согласно предложенной классификации GSI флишевые формации подразделяются на 11 типов (I-XI) по соотношению слагающих пород, тектонической дислоцированности и степени выветрелости. Исходя из описания литологии, структуры и условий залегания выбирается блок, соответствующий типу флиша, для которого определяется интервал величин показателя прочности (0-100).

Последующая обработка данных производится в программе RocData 5.0, также разработанной Е.Хоеком и В.Мариносом. Расчет характеристик в программе производится отдельно по породам, слагающим флишевый массив, затем для всего массива. Далее определяются характеристики, описывающие состояние и возможные виды деформаций массива, приводятся общие рекомендации по среднему шагу выемки и оптимальному устройству крепи для каждого типа флиша.

Применение классификации GSI проводилось для флишевого массива горных пород мелового возраста, слагающего трассу технологического тоннеля в районе с.Кабардинка Геленджикского района Краснодарского края.. Анализу подверглись свиты, пересекающие ось трассы тоннеля, для которых были пробурены скважины 1-10 (куниковская-скв.1/1, 1/2, пеннаяская – скв.2, ахейанская – скв.3, анаурская – скв.4, паук – скв.5, розначевская – скв.6-10/2).

Результаты работы. На основании соотношения пород, слагающих отложения флиша, и учета факторов инженерно-геологических условий, были определены типы флиша и соответствующие им показатели прочности:

- куниковская свита - II тип флиша, ГПП=65;
- анаурская свита - IV тип флиша, ГПП=55;
- ахейская свита - V тип флиша, ГПП=45;
- пенайская свита - VIII тип флиша, ГПП=30;
- свита пауков - X тип флиша, ГПП=20;
- розначевская свита - XI тип флиша, ГПП=5-10.

Установлено, что геотехнические характеристики изменяются в сторону ухудшения в зависимости от соотношения во флише пелитовых и грубообломочных пород, глубины заложения трассы тоннеля, степени тектонической дислоцированности пород, выветривания и обводненности.

Наихудшими геотехническими показателями обладают породы, слагающие флиш розначевской свиты. Флиш, относящийся к данной свите, имеет наибольшую протяженность по трассе (скв. 6-10/2), глубины заложения тоннеля варьируются от 438 до 15.5 м, отложения флиша сложены сильновыветрелыми, дислоцированными, глубоко обводненными породами, проходящими по зонам развития тектонических нарушений.

Далее по наихудшим геотехническим показателям следует свита пауков (скв. 5) с глубиной заложения тоннеля 396 м, повышенной трещиноватостью пород и приуроченности к зоне разлома (Северная I зона нарушений).

Самые высокие геотехнические характеристики прослеживаются у анаурской свиты (скв. 4). Глубина заложения тоннеля – 328,5 м, устойчивость и прочность массива контролируется повышенным содержанием песчаника, оказывающего армирующее действие для всего массива, окремнением, отсутствием обводнения пород, нахождение большей части массива, приуроченного к отложениям анаурской свиты, вне зоны тектонических нарушений.

Ахейская свита (скв. 3), у которой при глубине заложения тоннеля 116 м, геотехнические показатели снижены вследствие расположения в зоне трещиноватости пород и обводненности.

Пенайская свита (скв. 2, глубина заложения тоннеля 96 м) по соотношению содержания песчаника к пелитовым породам является наиболее прочной и устойчивой среди всех свит, пересекающих ось тоннеля, однако, низким значениям геотехнических показателей способствуют: расположение в зоне трещиноватости пород, глубокая зона выветривания (50-100 м), повышенная обводненность массива, сильная дислоцированность пород.

Для куниковской свиты определен самый высокий тип флиша и показатель ГПП - II и 65 соответственно, глубина заложения тоннеля – 20 м возле Южного портала, массив располагается вне зоны тектонических нарушений. Однако, соотношение пелитовых пород (95%) и песчаника (5%) способствует существенному снижению общих геотехнических показателей природного массива.

Заключение. На основании полученных данных по геотехническим показателям свит, пересекающих ось трассы тоннеля, а также в соответствии с общей характеристикой состояния массива можно сделать выводы о том, что в период эксплуатации на участках трассы технологического тоннеля, сложенными отложениями розначевской свиты и свиты пауков возможно формирование опасных зон напряженно-деформированного состояния скальных пород кровли, резкое увеличение водопритоков подземных вод в тоннель, развитие деформаций крепи, в связи, с чем рекомендуется проведение мониторинговых работ.

Благодарность. Слова благодарности адресованы преподавателям ФГБОУ ВО «КубГУ», кафедры Региональной и морской геологии геологического факультета, д.г.-м.н., профессору Н.А.Бондаренко и к.г.-м.н., доценту Т.В.Любимовой за постоянную поддержку, своевременные советы и замечания в процессе написания научной работы.

Список литературы

- Marinos, V., Hoek, E. Estimating the Geotechnical Properties of Heterogeneous Rock Masses such as Flysch. Bull. Eng. Geol. Env., 2001, No. 60, pp. 85-92.
- Marinos, V. Tunnel behaviour and support associated with the weak rock masses of flysch // Science Direct, Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2014, № 6, p. 227-239.
- «Технологический тоннель резервуарный парк перевалочного комплекса (РППК) – верхняя площадка береговых сооружений (ВПБС)» / Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям, ГУП «Кубань-геология», Краснодар, 2014

GENERAL BASEMENT PATTERN OF NEHBANDAN FAULT BY ANALYSIS OF AEROMAGNETIC DATA IN UPWARD CONTINUATION METHOD, EAST OF IRAN

Sohrabi A. ^{*1}, Safaei H. ²

arashshrbj@gmail.com

¹ PhD student, Saint Petersburg MiningUniversity

² Professor Assistant, IsfahanUniversity

Abstract. Nehbandan fault oriented in N-S direction is one of principal structures in East of Iran. It separates Lut block (in the west) from Zabol–Baluch Zone (in the east). The most widespread rocks of this area are metamorphic complexes that include a thick pile of platform carbonate and interbeds of continental flood basalt. Principal results of the region tectonic evolution are the consolidated basement destructions. In the process of our investigations we applied algorithms of upward continuation and filtering of aeromagnetic data.

Introduction. Central Iran is surrounded by the Sistan, Nain-Baft and Kashmar - Sabzevar ophiolites belts and is divided to several parts by strike-slip right lateral faults. The main parts include: Lut block, Yazd block, Tabas block, Poshte Badam block, Shotori Mountain, Tabas submerged block, Kalmard horst and Bayaze Bardsir submerged block (Aghanabati 2004) (Fig 1A). The Lut Block has undergone a complicated tectonic evolution since the late Paleozoic, from rifting from the Gondwanan margin in the Permian-Triassic to counterclockwise rotation and collision with the Afghan plate in the Cenozoic (Bagheri 2013) (Fig 1B). Nehbandan fault system directed about 600 km long in N-S orientation, includes several right lateral strike-slip faults and separated Lut block (in the west) from Zabol–Baluch Zone (in the east) (Walker & Jackson, 2004). Nehbandan fault system consist of several strike-slip and thrust faults in north termination, include: Gazik, Ismail Abad, Qalesorkh and Pourang faults. Because importance of lithosphere deformations, many studies have been done on deformation in active continental margin areas. According to Walker & Jackson (2002) and Allen et al. (2004) the current form of the active fault in Iran is started about 5 million years ago. Based on GPS data, rate of convergence between the Arabian-Eurasian plates is 23-25 mm/year (Vernant et al., 2004; Bayer et al., 2006, Masson et al., 2007). Quaternary slip rate on fault system in the east of Lut block is around 6.2 mm/year and in the west of Lut block is around 1.3 mm/year (Meyer & Le Dortz 2007, Le Dortz et al., 2009; Walpersdorf et al., 2014; Foroutan et al., 2014). Survey of structures provides good knowledge about crustal motions. Despite of many studies, situation of the basement still isn't clear in Lut block and Nehbandan fault. In this article we show the Nehbandan fault in the depth by process the aeromagnetic data in upward continuation filter.

Geology setting. According to the available data on the geology of Iran and Middle East, and comparing it with Arabian basements, it seems that stabilization of the basement in Iran occurred in the Late Proterozoic to Early Cambrian. This is supported by similar Gondwanic features in both Iranian and Arabian basements. It is believed that the Arabian shield was the continuation of Mozambique in Eastern Africa prior to the development of Red Sea. The cratonization happened transitionally from Africa toward Iran as evident from the age of the basements; Central Africa has a basement of Late Archean–Early Proterozoic while in the Northern Africa, there is no Archean basement; besides the extent of Precambrian domains reduces from Central Africa toward north. Some authors believe that cratonization of Iran has been due to Baikalian, Asynitic, or Pan-African orogenies. Magmatic activity of Lut block started in Late Cretaceous and has been continued to five million years ago (Eftekharneshad 1981). Magmatic rocks are the Dehsalm metamorphic complex that includes a thick pile of platform carbonate and interbeds of continental flood basalt of probable Permian-Triassic ages (Fig 1B). This complex may be the remnant of a rifted Neotethyan margin that has later been subject to high temperature metamorphism in a volcanic arc setting during the Late Jurassic. Deep-marine siliciclastic sediments deposited in an Early Ju-

massic fore-arc basin overlying deformed sequences of an accretionary prism. Termination of the basin in the Late Jurassic is preceded by transition of the sedimentation from deep- to shallow-water environments and calc-alkaline lavas. This succession was folded in the Late Jurassic and crosscut by the Shah-Kuh granitoids due to Neotethys subduction under the Lut block. The Jurassic accretionary prism is delimited by a green belt several tens of kilometers long, which includes deformed oceanic basalts and pelagic sediments. A younger, Eocene accretionary prism composed of partly metamorphosed and deformed turbidites locally including lenses of Upper Cretaceous pillow lavas. The sequence is cut by right-lateral strike-slip faults that developed synchronously to the Arabia-Eurasia collision event (Bagheri 2013).

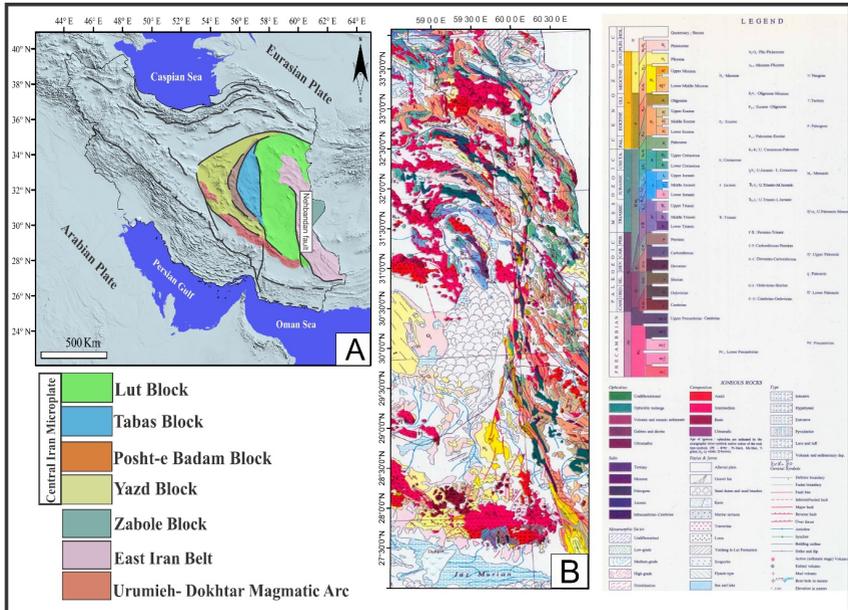


Fig 1: situation of central Iran and Nehbandan fault in east of Lut block (A). Geological map of study area and Nehbandan fault in N-S direction (B). According to Aghanabati 2004 and fragment of Geological map of Iran (1:2500000), Geological society of Iran, (Haghipour, A., Aghanabati, A., 1985). ↓

Discussion and Methodology. The qualitative interpretation of aeromagnetic survey data can be carried out directly by visual analysis of the map without any calculations. It reflects principal features of the tectonic structure and composition of the subsurface areas (Grant and West 1965). The aeromagnetic surveys of 500-600 m flight height and a nominal flight line spacing of 7500 m were carried out in 1977 by aero service company in collaboration with the Geological Survey of Iran. In the process of our investigations we used so total aeromagnetic map Layendyk and Gunn (1997) as its digitized model. These data contain evidences for identification of the faults. One important algorithms, which were applied for magnetic field processing are the field reduction and the field filtering. Upward continuation is a way of contrasting of large scale heterogeneities (usually deep) in the survey area Low-frequency components of the magnetic field sources reflect deep structure; high-frequency components - subsurface anomalous objects (Mekonnen, 2004). Nehbandan fault is one of the most important structures in east of Iran. This area was studied by different methods but there are no documentary evidences about basement and deep structures.

We were the first in this region who used aeromagnetic data to study the structure of consolidated basement. In aeromagnetic anomalies reduced to the pole is used inclination and declination angles, 48.5 and 2.7 respectively. Anomaly computed, is shown in Figure 2D.

We calculated upward continuation filter in several destination and matched DEM and upward continuation maps that show general pattern of anomalies are same to 10 Km depth and exactly in situation of Nehbandan fault. By matching aeromagnetic maps and DEM data we can see that of high anomalies covered the possible position of Nehbandan fault (Fig 2B-G). According to these maps Nehbandan fault divided to three main parts in different directions in depth. In the northern termination in NW-SE orientation, in central part in N-S trend and in the south termination in NNW-SSE direction (Fig 2D). These maps also show that Nehbandan fault activated in depth to 10 Km as a basement fault in east of Iran (Fig 2 E, F, G).

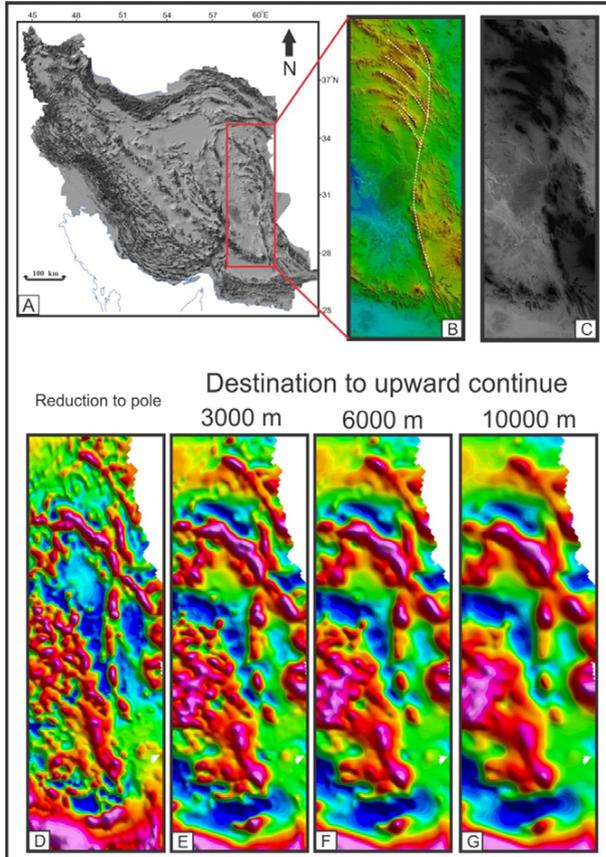


Fig 2: DEM (Digital model elevation) and aeromagnetic maps of area. A) General DEM map of Iran. B) DEM map of Nehbandan fault. C) DEM shaded map of Nehbandan fault and study area. D) Reduction to pole anomaly aeromagnetic maps of study area. E, F, G) upward continuation maps in several depths. ↓

Conclusion. We can now draw the following conclusion from the above discussion that Nehbandan fault bounded between Lut block in the west and Afghan block in east is a basement fault and is activated in the depth. And also Nehbandan fault divided to three main parts in different directions in the basement of area. In the northern part in NW-SE, in central part in N-S and in the south termination in NNW-SSE directions.

Acknowledgments. Our best regards go to the Office of Graduate Studies of the University of Isfahan, Isfahan, Iran for their supports to provide aeromagnetic and DEM data.

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publications. 582 p.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, 1-16.
- Bagheri, S., 2013. Tectonic history of the eastern margin of the Lut block in the Nehbandan area, eastern Iran. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 45, No. 7, p.815.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., and Bellier, O., 2006. Active deformation in Zagros- Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 165, 373-381.
- Eftekharnajad J. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*. 1981. 19–28 p (in Persian).
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A. S., Le Dortz, K., Shokri, M. A., Arnold, M., Aumâtre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Soleymani Azad, S. & Bolourchi, M. J., 2014. Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119(4), 3517-3560.
- Grant, F.S., West, G.F., 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw Hill, NewYork, 583 p.
- Gun, P.J., 1997. Quantitative method for interpreting aeromagnetic data: a subject review AGSO *Journal of Australian Geology & Geophysics*, P. 105-113.
- Haghipour, A., Aghanabati, A., 1985. Geological map of Iran, geological society of Iran, Tehran, Iran.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bouries, D., Talebian, M., Bateman, M. D. & Ghorashi, M., 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International* 179, 700–10.
- Luyendyk, A.P.J., 1997. Processing of airborne magnetic data: AGSO *Journal of Australian Geology & Geophysics*, P. 31-38.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 170, 436–440.
- Mekonnen, T. K., 2004. Interpretation and Geodatabase of Dukes using Aeromagnetic data of Zimbabwe and Mozambique. M. Sc. Thesis, International Institute for Geoinformation science and Earth Observation, Enschede, the Netherlands. Retrieved from <http://www.slideserve.com/phila/partners>.
- Meyer, B., Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics* 26 (5), Tc5009. doi: 10.1029/2006tc002073.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381–398.
- Walker, R. & Jackson, J. 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strikeslip system. *Journal of Structural Geology* 24, 1677– 98.
- Walker, R., and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23, TC5010.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H. & Sedighi, M., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1-25.

СТРАТИФИКАЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ОПОРНЫМ РАЗРЕЗАМ ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО РЕГИОНА

А.Г. Стельмах

stelmakhag@rambler.ru

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, 100174, Ташкент, Вузгородок

Чирчик-Ахангаранский регион, представляя собой предгорно-горную территорию Узбекистана, ограничен с севера, востока и юга хребтами Каржантау, Чаткальским, Кураминским и Туркестанским и открыт в сторону Кызылкумов. В геоморфологическом отношении можно выделить два комплекса рельефа – палеозойское обрамление (рельеф связан с аккумулятивно-эрозийными процессами) и межгорная впадина (рельеф обусловлен эрозионно-денудационными и эрозионно-аккумулятивными процессами). В орографическом отношении рассматриваемые хребты сложены, в основном, сильно дислоцированными палеозойскими отложениями, перекрытыми местами мезозойскими и кайнозойскими образованиями (Умарова, 1965). Плейстоцен-голоценовые образования покрывают склоны гор, предгорья и равнинную территорию региона. Здесь среди генетических типов плейстоцен-голоценовых отложений преимущественно развиты аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и элювиальные лёссовидные породы, лёсс и каменный лёсс.

Аллювиальные отложения, заполняя долины и притоки рек Ахангаран, Чирчик и Келес, состоят, в основном, из галечников с заполнителем из песка и гравия и перекрыты сверху лёссовидными суглинками мощностью до 10 м. Галечники имеют небольшие прослои песка, супеси, даже суглинка и мергеля, которые представляют собой не русловой, а пойменный аллювий рек.

Пролювиальные образования, слагая конусы выносов притоков рек Ахангаран, Чирчик и Келес и их временных потоков, имеют наибольшие по сравнению с другими генетическими типами мощности до 40 м и более. Рассматриваемые отложения представлены по притокам рек галечниками, переслаивающимися с лёссовидными суглинками и песками, а на всей остальной площади – лёссовидные суглинки и супеси. Для толщ пролювия характерны прослои и линзы грубообломочного материала, который увеличивается в сторону подножий хребтов.

Делювиальные отложения распространены между горными саями, на склонах и у подножий хребтов и представлены в основном однородными лёссовидными суглинками мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В этих суглинках по мере приближения к коренным породам встречаются и увеличиваются включения, линзы и прослои дресвы и щебня.

Элювиальные отложения встречаются на плоских водораздельных участках горного рельефа региона, где нет условий для их смыва, мощность их обычно от нескольких до десятков сантиметров, с глубиной наблюдается постепенное увеличение содержания и размеров обломков коренных пород.

Каменный лёсс раннего плейстоцена, залегающий обычно в основании террасовых отложений под лёссовыми породами или конгломератами, имеет значительную мощность (десяти метров) и от лёссовых пород отличается твердостью, напоминая скальную горную породу.

Одной из задач при изучении плейстоцен-голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона было выявить их палеомагнитные особенности. Для изучения лёссово-почвенных толщ региона были выбраны опорные разрезы, приуроченные к естественным обнажениям и к искусственно созданным стенкам в лёссовых образованиях (каналы Газалкент-Паркент, дороги Ташкент-Ангрен и т.д.). Это позволило в изучаемых разрезах выявить геомагнитные события плейстоцена и голоцена (Стельмах, 2016).

Полевые и лабораторные палеомагнитные исследования проводились по стандартной методики (Храмов, Шолпо, 1967). В ходе палеомагнитных измерений образцов были установлены характерные параметры естественной остаточной намагниченности (I_n) и магнитной восприимчивости (χ) образцов из разрезов плейстоценовых и голоценовых отложений региона.

В ходе палеомагнитных измерений было установлено, что естественная остаточная намагниченность плейстоценовых отложений изменяется в пределах $(8,0 \div 22,0) \cdot 10^{-6}$ СГС при $I_{нсп} = 12,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость в интервале $(32,0 \div 58,2) \cdot 10^{-6}$ СГС при $\chi_{сп} = 42,0 \cdot 10^{-6}$ СГС. Естественная остаточная намагниченность пород, начиная с начала геомагнитной эпохи прямой полярности Брюнес, постепенно увеличивается с $I_n = 8,0 \cdot 10^{-6}$ СГС до $I_n = 22,0 \cdot 10^{-6}$ СГС к середине эпохи, а к концу опять уменьшается до $I_n = 16,0 \cdot 10^{-6}$ СГС. Магнитная восприимчивость изменяется неравномерно. Низкие значения I_n приходятся отложениям, которые соответствуют периодам кратковременных отклонений и переходным периодам геомагнитного поля, а высокие возмущённому состоянию данного поля.

Палеомагнитное изучение голоценовых образований показало, что естественная остаточная намагниченность образцов изменяется в пределах $(2,0 \div 52,0) \cdot 10^{-6}$ СГС при $I_{нсп} = 14,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость варьирует в пределах $(12,0 \div 90,0) \cdot 10^{-6}$ СГС при $\chi_{сп} = 21,0 \cdot 10^{-6}$ СГС. Отмечается уменьшение параметров естественной остаточной намагниченности и увеличение магнитной восприимчивости образцов в интервале от раннего до позднего голоцена.

В дальнейших исследованиях для плейстоцен-голоценовых отложений региона были составлены палеомагнитные схемы расчленения и корреляции разрезов, а также определены в сводном магнитостратиграфическом разрезе уровни кратковременных геомагнитных событий.

Как известно, в международной магнитохронологической шкале 2016 г. отложения эоплейстоцена отнесены к эпохе обратной полярности Матуяма, а граница между эоплейстоценовыми и плейстоценовыми отложениями проводится на основе перехода обратной полярности геомагнитного поля к прямой полярности, т.е. – инверсия Матуяма-Брюнес. Глобальный характер геомагнитной инверсии позволяет использовать её для датировки и корреляции четвертичных отложений. Возраст названной границы все время уточняется и принимается на уровнях 690 тыс. лет, 700 тыс. лет, 720 тыс. лет, 730 тыс. лет. Последняя дата использована во многих известных шкалах (Харланд и др. 1985). В изученных опорных разрезах плейстоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона (разрезы Аркутсай, Апартак и Кадырья) на основе палеомагнитных параметров образцов также установлена инверсия Матуяма-Брюнес (Тойчиев, 1996).

Для плейстоценовых отложений были зафиксированы также два обратных и столько же прямо намагниченных кратковременных отклонений геомагнитного поля эпохи Брюнес. Эти кратковременные геомагнитные события имеют региональное распространение и могут служить палеомагнитными реперами расчленения и корреляции разрезов плейстоценовых отложений (Салтыков, Поспелова, 2002; Тойчиев, 1996).

На основе установленных кратковременных геомагнитных событий плейстоценовые отложения региона были подразделены на две стратиграфические толщи. Нижняя толща в литологическом отношении состоит из лёссово-почвенных и лёссовидных пород, галечников и конгломератов, и верхняя толща включает в основном лёссовидные, лёссово-почвенные и галечниковые образования. Выделенные геомагнитные события плейстоцена в наших региональных разрезах подтверждены во многих странах (Салтыков, Поспелова, 2002). Однако, в эталонную шкалу Узбекистана до сих пор они не включены из-за отсутствия определения их абсолютного возраста.

В опорных разрезах голоценовых отложений (разрезы Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан) были установлены три кратковременных геомагнитных события эпохи Брюнес – два эпизода и один экскурс (Стельмах, 2015). На основе этих событий голоценовые образования региона можно подразделить на две стратиграфические толщи.

Нижняя толща слагает вторые надпойменные террасы рек Ахангаран, Чирчик и Келес. В литологическом отношении террасовые отложения раннего голоцена состоят в верхней части в основном из аллювиальных суглинков и в основании их залегают толщи галечника, песка и супеси. В предгорьях террасовым отложениям соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные, в горах – моренные и на равнине озёрно-солончачковые образования. В этой толще на основе палеомагнитных исследований установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно на уровне 13000 лет.

Верхняя толща формирует первую надпойменную террасу, пойму и образования конуса выносов долин рек Ахангаран, Чирчик и Келес. Литологически отложения представлены в основном галечниками, песками, супесями и в ограниченном объёме суглинками. В предгорьях к отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья. В отложениях позднего голоцена зафиксирован один кратковременный геомагнитный эпизод.

Список литературы

- Салтыков В.Ф., Поспелова Г.А. Уточнение возраста геомагнитных экскурсов хрона Брюнес // В сб. докл. всероссийской научно-практической конференции «Проблемы геологии Европейской России». Саратов: Научная книга, 2002, С. 57–58.
- Стельмах А.Г. Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского бассейна. Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2015, 147–149.
- Стельмах А.Г. Палеомагнитные и палеопочвенные критерии в стратиграфии плейстоцен-голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона. Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2016, 185–188.
- Тойчиев Х.А. Палеомагнитная стратиграфия континентальных четвертичных отложений Узбекистана. Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Ташкент, 1996, 33.
- Умарова М.Р. Состав и свойства различных генетических типов лёссовых пород Ташкентско-Голдностепской межгорной депрессии // В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны. Ташкент: Фан, 1969, С.12–19.
- Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985, 140.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л: Недра, 1967, 252.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА И СУЛЬФИДОВ В ОБРАЗЦАХ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДАМИ КТ (РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ) И ВП (ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ)

М.В. Тимофеева

marie.ig@mail.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
199155, Санкт-Петербург, пер. Декабристов 16

Введение. И органическое вещество (Юдович Я.Э., Кетрис М. П. 1988), и сульфиды обладают высокими значениями поляризуемости, что создает трудность в интерпретации данных при исследовании месторождений методом вызванной поляризации. Поскольку золото часто ассоциирует с сульфидами, возникает необходимость использования дополнительных методов для определения доли сульфидов и органического вещества в измеряемом параметре кажущейся поляризуемости. В данном исследовании был использован метод рентгеновской микротомографии, в настоящее время редко применяемый и не до конца изученный. Данный метод создает 3D модель образца, позволяющую увидеть микроструктуру и распределение плотностей. (Ghorbani Y. et al., 2011)

Объекты исследования. Проводилось исследование образцов, отобранных из пород Бодайбинского района, включающего в себя множество золоторудных месторождений, в том числе — крупнейшее в России месторождение золота Сухой Лог. Породы представляют интерес для дальнейшего изучения, поскольку имеют аномальные электрические характеристики, такие как низкое удельное электрическое сопротивление, высокая электрохимическая активность, высокая вызванная поляризация.

Методы исследования. 5 образцов были проанализированы детально. Были сделаны шлифы, проведены исследования методами вызванной поляризации и рентгеновской микротомографии. Рентгеновская микротомография позволяет с высокой точностью определить внутреннее строение, плотностные неоднородности и распределение пористости внутри образца, при этом не разрушая сам образец и оставляя его пригодным для проведения других видов анализов. Поэтому, данный метод был выбран, чтобы изучить структуру и текстуру органического вещества, распределение сульфидов в породе и в дальнейшем понять, как они связаны с поляризуемостью.

Результаты. 1) Поскольку содержания органического вещества значительно превышают содержания сульфидов в породах, высокие значения поляризуемости образцов обусловлены содержанием углеродистого вещества.

2) Между поляризуемостью и удельным электрическим сопротивлением наблюдается зависимость, однако, ее природа пока непонятна и недостаточно исследована.

3) По изображениям, полученным в результате рентгеновской микротомографии (рис.1), можно судить о текстурных особенностях Сорг и выделять директивные слоистые структуры. Однако, оценить содержание Сорг пока не представляется возможным из-за недостаточного разрешения томографа по плотности.

4) В зависимостях значений поляризуемости от содержания Сорг (рис.2) и сульфидов (рис.3) просматривается общий тренд, причины возникновения которого неизвестны.

5) Были обнаружены нелинейные процессы, возникающие в процессе поляризации, которые требуют более детального исследования в дальнейшем.

6) Требуются дополнительные измерения тензора ВП и удельного электрического сопротивления хотя бы по трем направлениям для проведения более детального анализа.

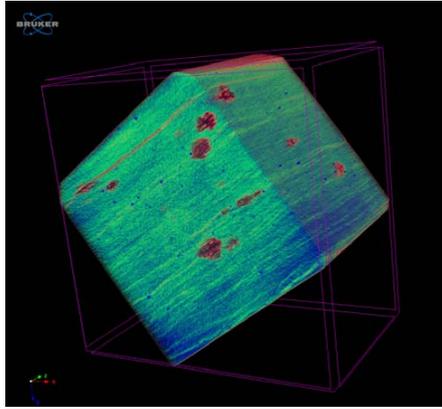


Рис.1 Реконструкция образца по результатам рентгеновской микротомографии: видна слоистая структура органического вещества (зеленый и синий цвет), сульфиды (темно-синий цвет).

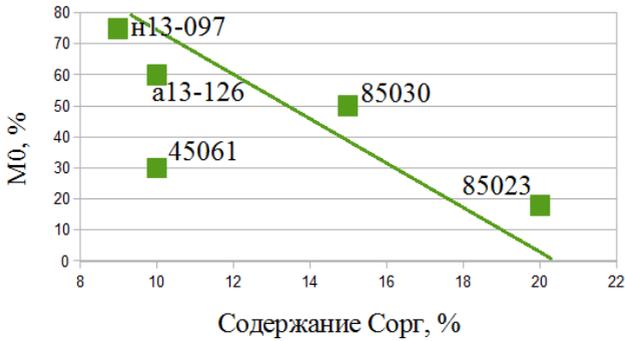


Рис.2 График зависимости значений поляризуемости от содержания Сорг в образцах.

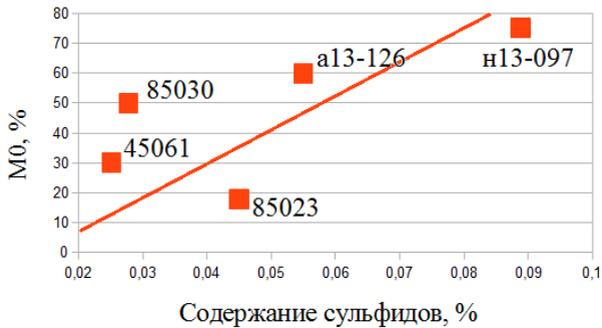


Рис.3 График зависимости значений поляризуемости от содержания сульфидов в образцах.

Заключение. Данное исследование подтвердило целесообразность использования метода КТ для решения задачи определения количества сульфидов и выделения структурно-текстурных особенностей распределения органического вещества и сульфидов в породе. Вместе с тем, были обнаружены ранее не установленные явления, требующие дальнейшего изучения.

Кроме того, были найдены недостатки метода, связанные с несовершенством установки и вариативностью плотностей минералов и органического вещества основной массы.

Список литературы

- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. — 272 с.
- Ghorbani Y., Becker M., Petersen J., Morar S.H., Mainza A., J.-P. Franzidis. Use of X-ray computed tomography to investigate crack distribution and mineral dissemination in sphalerite ore particles //Minerals Engineering, October 2011

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКА СКОПЛЕНИЙ ИСКОПАЕМОЙ МАМОНТОВОЙ КОСТИ НА ЮГЕ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Я.С. Трубин

iyr-2009@mail.ru

Тюменский Индустриальный Университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского 38

На юге Западной Сибири ископаемые остатки мамонтовой фауны имеют широкое распространение в эоловых, аллювиальных и озерных плейстоцен-голоценовых осадочных образованиях (Stuart, 2014; Puzachenko et al., 2016). Причина южного формирования столь крупных местонахождений поздней мамонтовой фауны остается дискуссионной (Stuart, 2014) и зачастую связывается с существованием зверовых солонцов, которые привлекали мегафауну в период минерального голода (Leshchinskiy, 2009, 2012, 2014; Лещинский и др., 2010, 2015). Самым южным и одним из наиболее изученных и богатых по объему находок костистых остатков мамонтовой фауны местонахождением во всей Евразии считается Волчья грива, расположенная в Барабинской низменности Новосибирской области (Stuart, 2002; Leshchinskiy, 2006, 2009, 2012, 2014; Лещинский и др., 2010, 2015). Сохранность остатков крайне низкая, что может быть связано с минеральным голодом и сопутствующими болезнями скелета (Leshchinskiy, 2012). Наряду с этим местонахождением также известны местонахождения юга Западной Сибири – Луговское (Ханты-Мансийская область) (Shpansky, 2006; Leshchinskiy, 2006), Гари (Свердловская область) (Leshchinskiy, 2009, 2012), Красный Яр (Томская область) (Foronova, 2001; Shpansky et al., 2015), Шестаково, Кочегура, Колывань, Большедороховское (Томская область) (Leshchinskiy, 2006), Красноярская курья (Томская область) (Leshchinskiy, 2009) и многочисленные известные находки с приустьевой части р. Сосьва (Свердловская область) (Stuart, 2014; Puzachenko et al., 2016).

Ископаемые остатки мамонтовой фауны являются независимым источником информации о палеогеографических условиях открытых ландшафтов (Maschenko, 2005; Foronova, 2005, 2014; Shpansky et al., 2015) и палеоклиматических условий ледниковья и межледниковья (Maschenko, 2005; Foronova, 2005, 2014; Foronova, 2007; Смирнов, 2007). Наряду с этим ископаемая мамонтовая кость (ИМК) служит уникальным высоколиквидным сырьем косторезного производства и является объектом горной эксплуатации (Кириллин, 2015). Современная слоновья кость – очень ценный и широко востребованный ресурс косторезной промышленности. Масштабы добычи товарной слоновьей кости в прошлом столетии приобрели угрожающий характер, что привело к установлению правовой лимитации на этот товар на международном уровне (Смирнов, 2005а). Жесткие рыночные ограничения и острый дефицит дорогостоящего товара породили неконтролируемый расцвет контрабанды и развитие браконьерства (Смирнов, 2005б). В условиях угрозы истребления носителей косторезного сырья традиционные источники современной слоновьей кости иссякают или крайне ограничены (Кириллин, 2015). В этой связи ИМК заняла ведущие позиции на мировом рынке. Высокое палеогеографическое и коммерческое значение определяет необходимость поиска потенциально перспективных костеносных районов, в условиях крайней редкости этого ресурса.

Основной традиционной областью промышленной добычи ИМК уже на протяжении нескольких столетий является, в меньшей части, Северная Америка (Смирнов, 2005б) и, в большей мере, восточно-арктический сектор Азии на океаническом побережье, на островах и в аллювии рек (Кириллин, 2011а). Практически все мировые запасы товарной мамонтовой кости сосредоточены в арктической зоне России, где около 80% из них в Северо-Якутской костеносной провинции на севере Республики Саха (Якутия) (Смирнов, 2005а). Выявлены эти запасы в результате единственного в отечественной и мировой практике опыта общих поисковых и поисково-оценочных работ с попутной добычей ИМК в 1980-х годах в Северной Яку-

тии СПО «Северкварцсамоцветы» (Смирнов, 2005б; Кириллин, 2011а, 2011б, 2015). Формирование таких обильных запасов уникального минерального сырья ИМК связано с широким распространением в конце плейстоцена на севере Евразии мамонтов *Mammuthus primigenius*, Blumenbach, 1799 и последующее их массовое вымирание (Fogonova, 2001, 2007; Кириллин, 2011а, Stuart, 2014; Puzachenko et al., 2016). Массовое вымирание и захоронение поздних мамонтов происходило в условиях синхронного формирования криогенно-эоловых отложений, что обеспечило сохранение товарных качеств ИМК и их длительную консервацию (Оленченко, 2013). В пределах арктической зоны России наряду с Северо-Якутской костеносной провинцией выделяют Западно-Сибирскую и Северо-Сибирскую костеносные провинции с менее очевидными промышленными перспективами, где встречаются разрозненные находки мамонтовых бивней товарного качества, но абсолютно неизвестны крупные запасы ИМК (Кириллин, 2011а).

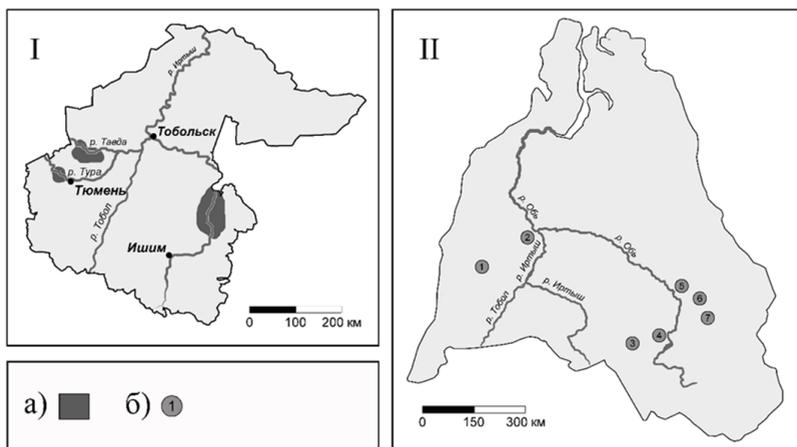


Рис. 1. Распространение крупных скоплений ископаемых остатков мамонтов на юге Западной Сибири I – Тюменская область; II – Западная Сибирь; а – область крупного скопления ископаемой мамонтовой кости; б – крупнейшие местонахождения ископаемых остатков мамонтов на юге Западной Сибири 1 – Гари; 2 – Луговское; 3 – Волчья грива; 4 – Колывань; 5 – Красный Яр; 6 – Красноярская курья; 7 – Шестаково

Промышленные скопления ИМК классифицируются, как россыпные месторождения валунного типа, что связано со значительным преобладанием размеров моноблоков полезного компонента над размерами кластических частиц, вмещающих осадочных образований (Смирнов, 2005а; Оленченко, 2013). Формирование россыпей по остаточно-денудационному принципу идет в континентальных (аллювиальных, озерных и криогенных) и прибрежно-морских (литоральных и пляжевых) условиях. При этом на сегодняшний день только в россыпях прибрежно-морских условий известны месторождения, на которых ведется добыча в промышленных масштабах (Смирнов, 2005а). Однако в материковой зоне реками Якутии высвобождается значительное количество ИМК, сопоставимое с береговыми зонами арктических морей (Кириллин, 2011б), что свидетельствует о достаточно высоком ресурсном потенциале рек. Истинный потенциал аллювиальных россыпей остается недооцененным, что связано с низкой природной экспонированностью в них полезных компонентов и отсутствием эффективных методик поиска и добычи погребенных в речной осадок скоплений ИМК (Смирнов, 2005а; Кириллин, 2011б; Оленченко, 2013). Также в малых количествах товарная

мамонтовая кость содержится в первичных коллекторах, представленных ледово-лессовыми комплексами. Такие скопления не имеют промышленного значения, и добыча несет исключительно случайный характер (Смирнов, 2005а; Кириллин, 2011б).

За летний полевой сезон автором в составе коллектива студентов Тюменского Индустриального Университета (ТИУ) Д.А. Панкова и А.А. Балябина и специалистом Тюменского Научного Нефтяного Центра (ТННЦ) А.В. Плюсниным 2016 г. были сделаны многочисленные находки фрагментов костей ископаемой мамонтовой фауны и бивней мамонтов в районе г. Тюмень. Наибольшая концентрация ИМК отмечается на гидронамыве вблизи оз. Андреевское, где ведется добыча песчаного сырья. Кости серого цвета, легкие, пористые, прочные, сильно фрагментарны. Размер костей от самых малых и до 40 см. При обработке кости не крошатся, но приобретают устойчивый запах сероводорода. На ряду с разрозненными элементами скелета встречаются фрагменты бивней мамонтов белого цвета, редко до серого и коричневого, с размером от 2 до 15 см. Гладкие с единичными бороздами и трещинами, которые заполнены легко удаляемым при препарировании песчаным материалом. Бивни прочные, плотные, слабопористые, однородные. Легко поддаются обработке, не крошатся (Рис. 2). Хорошая сохранность связано вероятно с длительной консервацией в озерных отложениях. Хорошая сохранность и небольшие размеры находок бивней мамонтов позволяют их использовать для местного кустарного производства. Оценка перспектив промышленной добычи ИМК попутно с песчаным материалом остается дискуссионным.



Рис. 2. Ископаемая мамонтовая кость с гидронамыва вблизи оз. Андреевское.

Масштабная линейка = 1 см.

А – Распил фрагмента кости; В – Бивень белого цвета; С – Бивень коричневого цвета с трещинами и бороздами

В фондах музея ФГБОУ ВО «Тюменский Индустриальный Университет» содержится богатый палеонтологический материал мамонтовой фауны. Находки скелетных остатков

Тюменской области известны из обнажений на берегах рек Тавда, Тура и Ишим. Музейные экспонаты бивней с р. Тавда прочные, слабопористые, с редкими дефектами имеют трехслойное строение: сильно выветрелую черную поверхность, полусостаренный средний коричневый слой и слабо выветрелый белый внутренний слой, который пригоден для изготовления изделий высокого качества. Прочные бивни р. Тавда находятся в большом количестве в погребенном состоянии под аллювием реки, часто экспонированы, в следствии чего интенсивно подвергаются процессам выветривания, что приводит к уменьшению товарной пригодности. Закономерности консервации и сохранения товарных качеств костистых остатков мамонтов в аллювии рек слабо изучены в отношении сохранения товарных качеств ИМК. Велика вероятность обнаружения коммерчески непригодных скоплений и трудно добываемых костистых остатков мамонтовой фауны в связи с отсутствием криогенных факторов процесса захоронения на юге области и возможной высокой хрупкостью костей, которая связана с болезнями минерального голода. Однако такие находки будут иметь высокий научный интерес.

Проведение поисково-оценочных работ по особым методикам и определение качества ИМК юга Тюменской области позволит не только определить перспективность региона на особое минеральное сырье ИМК, но и расширить представления о палеогеографических условиях формирования плейстоценовых отложений.

Благодарность

Автор выражает искреннюю благодарность студентам Тюменского Индустриального Университета (ТИУ) Д.А. Панкову, А.А. Балябину и специалисту Тюменского Научного Нефтяного Центра (ТННЦ), автору проекта «ПалеоПермь» А.В. Плюснину за помощь в проведении полевых работ, сотруднику музея ФГБОУ ВО «Тюменский Индустриальный Университет» М.В. Почежерцевой за доступ к фондовым материалам и П.В. Смирнову за ценные советы и наставления на протяжении всего проекта.

Список литературы

- Foronova I. V. History of Quaternary Proboscideans of the South of Western Siberia inferred from dental system analysis // The World of Elephants - International Congress, Rome, 2001, pp. 109 – 114.
- Foronova I. V. Large mammal faunas from southwestern Siberia of the Plio-Pleistocene boundary and Lower/Middle Pleistocene transition // Quaternary International, Vol. 131, 2005, pp. 95 – 99.
- Foronova I. V. Thin-enamel dental specialization in mammoth evolution: An example of direction selection // Quaternary International, 2007, pp. 95 – 104.
- Foronova I. V. Mammuthus intermedius (Proboscidea, Elephantidae) from the late Middle Pleistocene of the southern Western and Central Siberia, Russia: the problem of intermediate elements in the mammoth lineage // Russian Journal of Theriology, 2014, pp. 71 – 82.
- Leshchinskiy S.V. Lugovskoye: environment, taphonomy, and origin of a paleofaunal site // Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia, Vol. 25, Part 1, 2006, pp. 33 – 40.
- Leshchinskiy S.V. Mineral Deficiency, Enzootic Diseases and Extinction of Mammoth of Northern Eurasia // Doklady Biological Sciences, Vol. 424, Part 1, 2009, pp. 72 – 74.
- Leshchinskiy S.V. Paleoecological investigation of mammoth remains from the Kraków Spadzista Street (B) site // Quaternary International, 2012, pp. 155–169.
- Leshchinskiy S.V. Enzootic diseases and extinction of mammoths as a reflection of deep geochemical changes in ecosystems of Northern Eurasia // Archaeological and Anthropological Sciences, Vol. 7, Part 3, 2014, pp. 297 – 317.
- Maschenko E. N., Shpansky A. V. Abnormal Dental Morphology in the Mammoth Mammuthus primigenius Blumenbach, 1799 // Paleontological Journal, Vol. 39, No. 1, 2005, pp. 93 – 100.
- Puzachenko A.Y., Markova A.K., Kosintsev P.A., Kolfshchten T., Plicht J., Kuznetsova T.V., Tikhonov A.N., Ponomarev D.V., Kuitems M., Bachura O.P. The Eurasian mammoth distribution during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene: Regional aspects // Quaternary International, 2016, pp. 1 – 18.

- Shpansky A. V. Quaternary mammal remains from the Krasny Yar locality (Tomsk region, Russia) // *Quaternary International*, 2006, pp. 203 – 207.
- Shpansky A. V., Sapunova L. S., Pilyukova A.V. A traumatic case in *Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo (1966) // *Quaternary International*, Vol. 379, 2015, pp. 82 – 88.
- Stuart A.J., Sulerzhitsky L.D., Orlova L.A., Kuzmin Y.V., Lister A.M. Latest woolly mammoths (*Mammuthus primigenius* Blumenbach) in Europe and Asia: a review of the current evidence // *Quaternary Science Reviews*, Vol. 21, Part 14, 2002, pp. 1559 – 1569.
- Stuart A.J. Late Quaternary megafaunal extinctions on the continents: a short review // *Geological Journal*, Vol. 50, Part 3, 2014, pp. 338 – 363.
- Кириллин Н.Д. Методологические основы рационального пользования особым геокриогенным минеральным ресурсом – ископаемой мамонтовой костью // диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Рос. гос. геологоразведоч. ун-т им. С. Орджоникидзе (РГГРУ). Москва, 2011
- Кириллин Н.Д. Оценка ресурса ископаемой мамонтовой кости на севере Якутии // *Наука и образование*, 2011, № 2, с. 27 – 31.
- Кириллин Н.Д. Ресурсы мамонтовой фауны в арктической зоне Российской Федерации // *Экономика Востока России*, 2015, № 2 (4), с. 41 – 44.
- Лещинский С.В., Зенин В.Н., Орлова Л.А., Бурканова Е.М. Зверовые солонцы Чулымно-Енисейской равнины – минеральные (геохимические) оазисы и очаги активности мамонтовой фауны и палеолитического человека // *Вестник Томского Государственного Университета. Национальный исследовательский Томский государственный университет (Томск)*, 2010, №333, с. 181 – 186.
- Лещинский, С.В., Зенин В.Н., Бурканова Е.М., Дудко А.А., Гулина А.В., Федяев Н.Я., Семиряков А.С., Канищева Е.В. Комплексные исследования Барабинского мамонтового рефугиума В 2015 г. // *Вестник Томского государственного университета. Национальный исследовательский Томский государственный университет (Томск)*, 2015, №400, с. 354 – 365.
- Оленченко В.В. Шейн А.Н. Возможности геофизических методов при поисках плейстоценовой мегафауны в пойменных и надпойменных отложениях реки Юрибей (Ямал) // *Криосфера земли. Том XVII. Академическое издательство "Гео" (Новосибирск)*, 2013, №2, с. 83 – 92.
- Смирнов А.Н. Ископаемая мамонтовая кость: проблемы и перспективы изучения и освоения ресурсного потенциала в российской Арктике // *Известия Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена*, 2005, Т. 5, № 13, с. 255 – 265.
- Смирнов А.Н. Классификация природных скоплений ископаемой мамонтовой кости // *Литосфера*, 2005, № 4, с. 151 – 164.
- Смирнов А.Н. Ресурсный потенциал ископаемой мамонтовой кости в российской арктике // *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, 2007, № 4, с. 21 – 29.

РИФЕЙ-ВЕНДСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ: СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Вдовина Н.А.¹, Ивлева А.С.¹, Подковыров В.Н.², Ершова В.Б.¹

nat12-09@mail.ru

¹Институт наук о Земле СПбГУ, 199155, Санкт-Петербург, пер. Декабристов 16

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Рифей-вендский интервал геологической истории региона является важным для понимания эволюции осадочных бассейнов Русской платформы. Отложения рифея и венда на изучаемой территории несогласно и трансгрессивно залегают на погребенных выступах и массивах фундамента и в основном представлены глинами, алевролитами и песчаниками (Государственная..., 2000). Формирование терригенной толщи происходило в условиях медленного, неравномерного подъема уровня моря, в континентальных, мелководных и крайне мелководных обстановках, лишь к концу венда осадки стали накапливаться внутри обширного эпиконтинентального бассейна со слабо расчлененным рельефом прилегающей суши (Купцова и др., 2011; Подковыров и др., 2016; Ивлева и др., 2016).

Для исследования литологических особенностей песчаных пород были выбраны 32 шлифа, изготовленных из образцов, отобранных с различных уровней рифей-вендского разреза скважин Шоткуса -1, Сторожевская – 1 и Сереговская – 1. Скважина Шоткуса - 1 расположена в пределах Лужско-Ладожской моноклинали (Ленинградская область, Лодейнопольский район). Скважины Сторожевская – 1 и Сереговская -1 были пробурены в Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы.

Для каждого шлифа было составлено детальное петрографическое описание. Было установлено, из каких компонентов состоит порода и дана их количественная оценка, с последующим определением их источников сноса. На основании подсчета были построены классификационные Q-F-L диаграммы и диаграммы тектонических обстановок, которые отражают зависимость состава терригенных отложений от питающих их провинций (Dickinson et al., 1983).

Среди образцов, отобранных из керна скважины Шоткуса – 1 были изучены нижнерифейские породы приозерской свиты, а так же верхневендские старорусской и василеостровской свит (Подковыров и др., 2016). Нижнерифейские отложения представлены грубозернистыми красноцветными песчаниками с редкими прослоями зеленых алевролитов. Породы верхнего венда, относимые к старорусской свите, представлены переслаиванием темных зеленовато-серых и бурых аргиллитов и алевролитов с линзовидными слоями полевошпатово-кварцевых песчаников. Отложения василеостровской свиты в нижней части состоят из буровато- и зеленовато-серых алевроаргиллитов, чередующихся с серыми слюдистыми песчаниками, вверх по разрезу сменяющимися толщей зеленовато- и голубовато-серых ламинированных глин с прослоями песчаников. По составу обломков нижнерифейских терригенных пород по классификации относятся к сублитическим ареникам и кварцевым ареникам (Pettijohn, 1949). Интерпретация с помощью Q–F–L диаграмм указывает на то, что основным источником сноса служили размываемые эрозией перемытые орогенные комплексы. Песчаники верхнего венда представлены субаркозами и лититовыми субаркозами. Интерпретация с помощью Q–F–L диаграмм указывает, что для пород старорусской и василеостровской свит снос обломочного материала происходил из перемытых орогенных комплексов.

В разрезе скважины Сторожевская-1 средний рифей представлен пезской свитой, верхний рифей - дорогорской, няфтинской и уфтыгской свитами. Породы нижнего венда представлены тамидкой свитой, верхнего венда – зимнегорской и красавинской (Баженова, 2013). Разрез пезкой свиты представлен чередованием темноцветных и пестроцветных аргиллитов, песчаников и алевролитов. По составу породы кварцевые с карбонатной и туфо-

генной примесью. Верхнерифейские породы представлены плотными, крепкими пестроцветными илестчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород. По составу обломков среднерифейские песчаники относятся к субаркозам, а верхнерифейские – к литаренитам, субаркозам и кварцевымаренитам (Pettijohn, 1949). Интерпретация с помощью Q–F–L диаграмм указывает на то, что основным источником сноса среднерифейских пород служили внутренние зоны платформы, а для верхнерифейских – перемытые орогенные комплексы и внутренние зоны платформы.

В разрезе скважины Сереговская-1 были изучены породы оменской, няфтинской и уфтыюгской свиты верхнего рифея, тамизкой свиты нижнего венда и зимнегорской, красавинской и мезенской свит верхнего венда (Баженова, 2013). Отложения верхнего рифея представляют собой чередование темноцветных и пестроцветных алевролитистых аргиллитов, алевролитов, песчаников с туфогенной примесью кислого и основного состава, так же имеются прослои светло-серых домитовых известняков. Было проведено петрографическое исследование обломочных пород уфтыюгской свиты верхнего рифея. По составу обломков песчаники уфтыюгской свиты относятся к сублитическимаренитам, субаркозам или аркозовымаренитам (Pettijohn, 1949), а их интерпретация с помощью Q–F–L диаграмм указывает на то, что основным источником сноса служили размываемые эрозией перемытые орогенные комплексы.

Проведенные исследования показали, что в рифейско-вендских осадочных последовательностях северо-запада Русской платформы не фиксируются признаки каких-либо существенных изменений в источниках кластического материала, за исключением некоторых вариаций.

Основным источником вещества для рифейских отложений являлись осадочные породы, второстепенное значение имели вулканические породы, частично метаморфизованные. Обломочные разности изученных пород бедны полевыми шпатами. Отсутствие сортировки и слабая окатанность обломочной фракции указывают на близость питающей провинции и высокую скорость накопления отложений, что соответствует накоплению данных осадков в пределах крупных грабенов.

Для обломочных разностей вендских отложений источником сноса наряду с поднятиями фундамента на платформах частично выступает перемытые орогенные комплексы. Вендские кварц-полевошпатовые породы сравнительно бедны литическими компонентами; материал песчаных пород, содержащих наибольшее количество кварца, был привнесен с внутренних частей платформы, полевошпатовые же породы указывают на орогенный источник обломочного вещества.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00858).

Список литературы

- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. V. 94. P. 222–235.
- Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks, Harper and Brothers, New York, pp. 191–194, 1949
- Баженова Т.К. Органическая геохимия осадочного выполнения вычегодского прогиба (рисская плита) и его геотермическая история, Санкт-Петербург, 2013, 31 стр.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист P-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфинсон О., Худoley А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклинали // ДАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.
- Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С.3-19.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. Литостратиграфия и геохимия вендско-нижнекембрийских отложений северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНСКОГО И ДЖЬЕРСКОГО ГОРИЗОНТОВ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН) НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ №1 СЕВЕРО-ЮГИДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.С. Власенко

serzh.vlasenko.1995@yandex.ru

Санкт-Петербургский Горный Университет, 199106, Санкт-Петербург, 21 линия В.О. 2

По нефтегазогеологическому районированию исследуемая Северо-Югидская площадь расположена в пределах Кыртаельско-Печорогородского нефтегазоносного района, Печоро-Колвинской нефтегазоносной области, Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В разрезе осадочного чехла рассматриваемой территории нефтегазопроявления различного характера и интенсивности установлены в широком стратиграфическом диапазоне – от среднедевонских до верхнепермских отложений. Промышленные залежи углеводородов выявлены в терригенных коллекторах среднедевонско-нижнефранского, нижневизейского и верхнепермского нефтегазоносных комплексов (НГК), а также в карбонатах верхневизейско-нижнепермского НГК.

Основные промышленные запасы углеводородов на выявленных месторождениях приурочены к терригенным коллекторам среднедевонско-нижнефранского НГК. В разрезе скважины № 1 Северо-Югидского месторождения рассматриваются терригенные отложения тиманского и джьерского горизонтов нижнефранского подъяруса.

По унифицированной стратиграфической схеме Тимано-Печорской провинции (1995 г.) нижнефранскому подъярису верхнего девона соответствуют джьерский и тиманский горизонты, среднефранскому – саргаевский и доманиковий.

Тиманский и джьерский горизонты содержат в своём составе отложения, продуктивные на газ и газоконденсат. Слой, приуроченный к тиманскому горизонту, отмечен притоками конденсатного газа на всём протяжении своего интервала. Один из слоёв джьерского горизонта содержит газ, добыча которого составляет до 1500 м³/сут.

Джьерский горизонт объединяет 4 слоя:

1 Слой: Аргиллит серый и тёмно-серый, известковистый, прослоями неравномерно алевролитистый, с поверхностями скольжения, плитчатый и щебенчатый, с многочисленными остатками углефицированного растительного детрита, участками пиритизированный.

2 Слой: Песчаник светло-серый, кварцевый, тонко-мелкозернистый, известковистый, мелкопористый, крепкий, плотный, с рассеянным пиритом, с чешуйками слюды. Слоистость тонкая горизонтальная, иногда слабо наклонная, обусловленная неравномерным распределением глинистого материала.

3 Слой: Песчаник светло-серый, кварцевый тонко-мелкозернистый, известковистый, слабо глинистый, пористый, крепкий, с рассеянным пиритом и чешуйками слюды. Присутствуют трещины горизонтальные и слабо наклонные, залеченные глинистым материалом и битуминозным веществом, а также единичные субвертикальные открытые трещины. В песчанике наблюдаются прослои с глинистыми катунами. Текстура породы массивная.

4 Слой: Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, при преобладании обломочных разностей.

Алевролиты светло-серые, тёмно-серые, горизонтально слоистые, с углефицированными растительными остатками.

Аргиллиты зеленовато-серые, тёмно-серые, известковистые, плитчатые, с многочисленными остатками углефицированного детрита, участками пиритизированный.

Песчаники светло-серые, кварцевые, тонко-мелкозернистые, известковистые, слабо глинистые, пористые, крепкие, с рассеянным пиритом и чешуйками слюды.

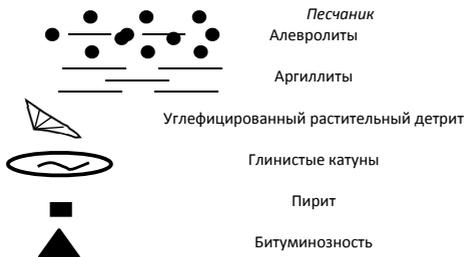
В составе тиманского горизонта выделен 1 слой (в работе он пронумерован как **5 Слой**), представленный чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники буровато-серые, кварцевые, с редкими включениями слюды, мелко-среднезернистые, неравномерно пористые. Присутствует углефицированный растительный детрит. Аргиллиты тёмно-серые, слабо известковистые, некарбонатные, горизонтально слоистые и с углефицированным детритом. Алевролиты тёмно-серые, известковистые. Песчаники буровато-серые, кварцевые, с редкими включениями слюды, мелко-среднезернистые, неравномерно пористые, сильно битуминозный по трещинам и сколам. Трещины расположены хаотично. Присутствует углефицированный растительный детрит.

По результатам описания и изучения разреза скважины построена таблица (Табл. 1).

Таблица 1. Литолого-стратиграфический разрез скважины №1 Северо-Югидского месторождения с фрагментами гамма-каротажа

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Свита	Граница, глубина, м	№ дольбления	№ слоя	Литологическая характеристика	Фрагменты кривых гамма-каротажа			
Девонская	Верхний Франский	Нижний	Тиманский	Мутноматериковая	3098,4	2	5	5					
					3105,9								
					3145,0						3	4	
					3152,0								
					3183,3								
					3185,6						4	3	
			3200,1										
			3206,9	5	2								
			3206,9				1						

Примечания:



На основе разреза девонских отложений по скважине №1 приведена типизация пород по первичным признакам, по которым выделены комплексы изолированного мелководья (Z) и открытого мелководья (Y). Каждый из 5 слоев отвечает соответствующему структурно-генетическому типу терригенных формаций, согласно Систематике структурно-генетических типов слоев (Формационный анализ стратисферы, С.Б. Шишлов)

Слой 1 – тип ZA-I (структурная формула: za-1→za-2→za-3)

Слой 2 – тип ZB-I (структурная формула: n (zb-1→zb-2→yc-2→zb-2→zb-1))

Слой 3 – тип YC-III (структурная формула: yc-2→yc-3→yc-2→sc)

Слой 4 и Слой 5 – тип ZB-II (структурная формула: n (zb-1→zb-2→yc-2→zb-2→zb-1)).

Последовательность отложений образует циклотему лагуны. Ее структурная формула **ZA-I → ZB-I → YC-III → ZB-II → ZA-II → KG** (Шишлов С. Б., 2013)

Исходя из результатов типизации пород 5 слоев была воспроизведена модель палеобассейна. С помощью этой модели проанализированы дебиты скважины, физико-механические параметры пород и степень соответствия условий формирования отложений в скважине №1 с другими скважинами.

Благодарности. Автор выражает благодарность коллективу предприятия ООО «Газпром добыча Краснодар» и начальнику отдела ресурсов и запасов углеводородов ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Мартынову Андрею Вениаминовичу за предоставленные материалы по Северо-Югидскому месторождению.

Список литературы

Шишлов С.Б., 2013. Формационный анализ стратисферы. Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», СПб, 47

Геохимия и минералогия

О СОСТАВЕ ЛЕТУЧИХ И БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ, ВЫДЕЛЯЮЩИХСЯ ИЗ МИНЕРАЛОВ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПРИ СТУПЕНЧАТОМ НАГРЕВАНИИ

Акимова Е.Ю.

st022265@student.spbu.ru

Институт наук о Земле СПбГУ, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Введение. Корундовые породы Северной Карелии (проявление Хитоостров) известны своим аномально изотопно-лёгким кислородом в минералах: $\delta^{18}\text{O}$ до -27‰ (Bindeman et al, 2014 и ссылки в ней). Для установления природы этой аномалии нами ранее был произведен анализ изотопного состава благородных газов из флюидных включений в минералах по методике дробления в вакууме на масс-спектрометре Micromass. Установлено, что аномально изотопно-лёгкий состав кислорода во флюиде, приведшем к образованию пород с корундом, был им приобретен в эндогенных условиях флюидопроницаемой зоны за счет фракционирования изотопов (Lokhov et al, 2016 и ссылки в ней). Но на данном этапе изучались только валовые пробы пород, что создало необходимость дальнейшего, более детального изучения уже мономинеральных фракций.

Методы. При нагревании минералов, которое обычно сопровождается декрепитацией включений, дегидратацией и разнообразными фазовыми превращениями, выделяются, среди прочего, и благородные газы, исследование изотопного состава и интервалов выделения которых представляет интерес и с точки зрения минералогии, и с позиций петрологии, когда необходимо изучить особенности минералообразующего флюида.

Для этих целей нами был произведен анализ изотопного состава по методикам ступенчатого дробления и ступенчатого нагревания на системе масс-спектрометров Finesse в The Open University, Milton Keynes, UK (Verchovsky et al, 2002). Изучался изотопный состав выделяющихся лёгких благородных газов (He, Ne, Ar), а также летучих – CO_2 и N_2 .

Были изучены следующие минералы корундсодержащих пород: корунд, ставролит, амфибол (паргасит), гранат. В данной работе приведены результаты ступенчатого нагревания образцов амфибола и корунда в интервале 200-1400°C, обсуждаются только ^4He и ^{40}Ar .

Термический анализ минералов проводился в РЦ «Рентгендифракционные методы исследования» СПбГУ на приборе синхронного термического анализа Netzsch STA 449 F3 в инертной атмосфере (Ar), путем сравнения со стандартным образцом, аналитик Бубнова О.Г.

Результаты. 1. Амфибол. Изучена монофракция 0,5-0,25 мм, навеска 6,75 мг. На рис. 1 показан график выделения ^4He из амфибола при ступенчатом нагревании (рис.1).

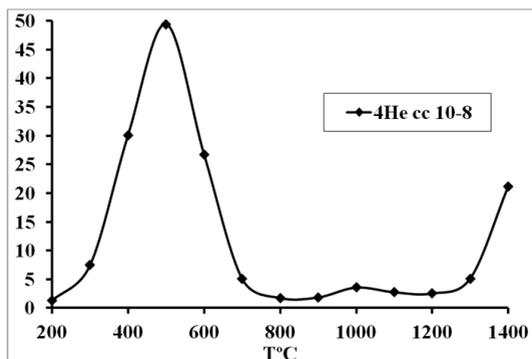


Рис. 1. График выделения ^4He из амфибола при ступенчатом нагревании

Видно, что наиболее существенное количество ^4Ne выделяется в температурном интервале 300-700°C с пиком выделения в районе 500°C. Небольшой пик наблюдается и при температуре 1000°C, а затем гелий начинает выделяться уже только при температуре 1300°C и выше.

Для ^{40}Ar картина иная (рис. 2):

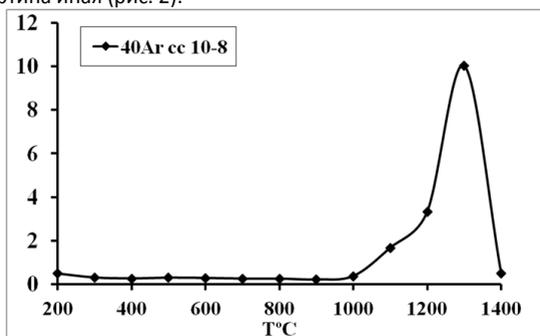


Рис. 2. График выделения ^{40}Ar из амфибола при ступенчатом нагревании

Видно, что ^{40}Ar выделяется только в диапазоне температур 1000-1400°C. Осуществленный термический анализ показывает, что этот температурный интервал соответствует структурному преобразованию амфибола, происходящему при его дегидратации.

2. Корунд. Изучалась монофракция корунда 0,5-0,25 мм (навеска 7,07 мг.), а также обломок кристалла (вес образца 33,25 мг.). Интервалы выделения благородных газов из монофракции и обломка кристалла оказались схожими, различия наблюдаются лишь в выделяющемся количестве благородных газов, которое обусловлено разницей навесок. Обсуждается результат ступенчатого нагревания обломка кристалла.

На рис. 3 показан график выделения ^4He из корунда при ступенчатом нагревании (рис.3). Видно, что наиболее существенное количество ^4He выделяется в диапазоне 400-800°C. Меньшее количество гелия выделяется в диапазоне 1000-1200°C.

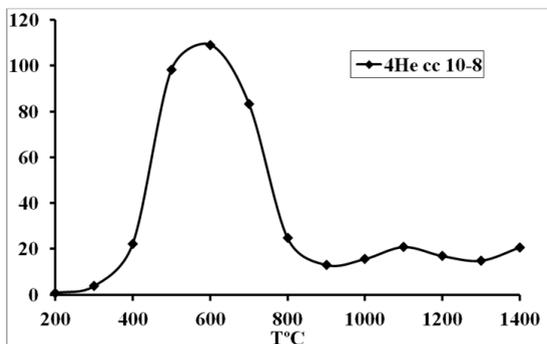


Рис. 3. График выделения ^4He из корунда при ступенчатом нагревании

График выделения ^{40}Ar из корунда показан на рис. 4. На нём видно, что ^{40}Ar из корунда выделяется в температурном интервале 300-600°C.

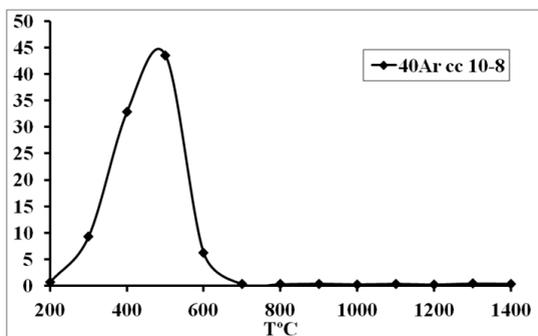


Рис. 4. График выделения ^{40}Ar из корунда при ступенчатом нагревании

При сравнении графиков выделения аргона и гелия из корунда обнаруживается интересный эффект: гелий выделяется и при несколько более высоких температурах, нежели аргон. Это может быть связано с тем, что гелий и аргон находятся в разных носителях.

Для уточнения причины наблюдаемого эффекта был произведен термический анализ корунда. При температуре 521°C на кривой ДСК наблюдался отчётливый эндотермический пик, которому соответствовала потеря массы около 0,3%, фиксируемая на кривой термогравиметрии. Этот пик может соответствовать термическому разложению диаспора (Foldvari, 2011), включения которого наблюдаются в корунде, а фиксируемая потеря массы соответствует потере диаспором воды. Вероятно, пик выделения ^{40}Ar соответствует именно этой реакции. В более высокотемпературном диапазоне (600-800°C), когда гелий ещё продолжает выделяться, никаких термических эффектов и существенных потерь массы не наблюдается, поэтому гелий, скорее всего, выделяется из кристаллической решетки корунда. Учитывая крайне низкие концентрации калия, урана и тория в корунде, данные газы являются захваченными из флюидной фазы. Таким образом, при образовании пород с аномально легким кислородом во флюиде присутствовали существенные количества радиогенных изотопов.

Закключение. Проведенное исследование позволяет нам разделить компоненты выделяющихся благородных газов. В низкотемпературном диапазоне до 300°C, где наблюдается выделение углекислого газа и азота, являющихся внешним загрязнителем, не зафиксировано выделения радиогенных изотопов гелия и аргона. Это показывает, что выделенные из минералов гелий и аргон не связаны с контаминацией образцов. Выделение гелия из корунда и амфибола в интервале 300-800°C могло бы соответствовать декрепитации флюидных включений, содержащихся в этих минералах, однако для гелия наиболее вероятно диффузия из кристаллической решетки минералов. При этом выделение некоторой доли гелия, а также пик выделения аргона из корунда в этом диапазоне можно связать с термическим разложением диаспора, присутствующего в качестве примеси в корунде.

Все более высокотемпературные пики выделения аргона и гелия из корунда и амфибола можно связать с фазовыми превращениями, происходящими в рассматриваемых минералах при нагревании, что подтверждается результатами ДСК. Радиогенные изотопы гелия и аргона, по крайней мере, для случая корунда, скорее всего, были захвачены при кристаллизации минерала как во флюидные включения, так и в его кристаллическую решетку.

Благодарности. Автор благодарен К.И. Лохову и А.Б. Верховскому за помощь в проведении исследований. Работа частично подержана грантом СПбГУ №3.42.973.2016 из средств Мероприятия 6.

Список литературы

- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K., Vazquez J.A., Guan Y., Azimov P.Ya., Astafiev B.Yu., Palandri J., Dobrzhinetskaya L. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic "Slushball Earth" rocks from Karelia, Russia. *Geosphere* 10, USA, 2014, pp 308-339.
- Foldvari M. Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice. Geological Institute of Hungary, 2011. p 66.
- Lokhov K., Akimova E., Gruzlov K., Kozlov E., Prasolov E. He, Ne and Ar in fluid inclusions from host to corundum rocks gneisses and mafic rocks with ultralight oxygen (Northern Karelia): isotope fractionation in an endogenic fluid. 16th edition of the SGEM International GeoConferences, 28 June - 7 July, 2016, Albena Resort, Bulgaria.
- Verchovsky A. B., Sephton M. A, Wright I. P, and Pillinger C. T. Separation of planetary noble gas carrier from bulk carbon in enstatite chondrites during stepped combustion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 2002, pp 243-255.

АРХЕЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КОМАТИИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

А.В. Бакаева

sashe-ku@yandex.ru

Институт геологии КарНЦ РАН,
185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская 11

Введение. Древние коры выветривания - уникальные по своей природе образования, т.к. в них запечатлена информация о палеогеографических обстановках континентов и составе атмосферы прошлого (Негруца, 1979). Изучение кор выветривания осложняется слабой сохранностью и метаморфическими изменениями пород, но, тем не менее, на территории Фенноскандинавского щита изучены и детально описаны докембрийские коры выветривания в Лехтинской, Хизоваарской, Кумсинской структурах, сформированные преимущественно по средне-кислым породам (Алфимова и др., 2006).

Коры выветривания по мафическим комплексам на территории Карельского кратона менее изучены, одним из древнейших (мезоархейских) объектов данного типа является фрагмент коры выветривания коматиитов, установленный в Койкарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светова, Рыбаков, 1987).

Объекты исследования. Данная работа посвящена изучению минералого-геохимических особенностей пород профиля выветривания мезоархейской коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры (в районе озера Питкилампи). В ходе работ были отобраны образцы пород по профилю выветривания методом сплошного бороздового опробования (интервал между пробами, по которым проводился геохимический анализ, составил от 4 до 8 см) (Бакаева и др., 2017).

Методы исследования. Морфология и химический состав минералов были изучены СЭМ методом на VEGA II LSH (Tescan) с микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford Instruments), содержания петрогенных элементов в пробах выполнялось методом силикатного анализа (Пономарев, 1961), концентрации редких и редкоземельных элементов в пробах измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 Thermo scientific по методике (Светов и др., 2015). Все работы были выполнены в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Результаты. Профиль коры выветривания представляет собой следующий породный ансамбль: выветриванию подверглась толща мезоархейских коматиитовых лав, представленная чередованием лавовых потоков, перекрываемых туфами, на которых непосредственно сформирована кора выветривания мощностью от 0.5 до 0.9 м. Выше по разрезу кора выветривания контактирует с перекрывающими горизонтами полимиктовых конгломератов и толщей мафитовых и вулканомиктовых граувак (Светов, 2005).

Исследования минерального состава пород профиля выветривания показали, что наблюдаемый реликт остаточной коры выветривания имеет однородный состав и представлен мелкозернистым хлоритом (образовавшимся, вероятно, как результат метаморфических процессов) и акцессорными минералами. Субстрат (туфы и лавы коматиитов) состоит из хлорита и амфиболов. Амфиболы представлены роговой обманкой и актинолитом. Роговая обманка замещается актинолитом и установлена только в виде реликтов в центре крупных зерен амфиболов, в связи с чем по направлению от субстрата к коре количество роговой обманки в породах значительно уменьшается (Бакаева и др., 2017). Хлориты по всему профилю выветривания имеют однородный состав и представлены клинохлором, что свидетельствует о том, что процесс хлоритизации произошел после формирования коры выветривания.

Акцессорными минералами (по всему разрезу выветривания) являются титанит с включениями рутила и ильменита, апатит и единичные зерна циркона (Бакаева и др., 2017). Ко-

личество включений в титаните и их размер в коре выветривания уменьшаются. Постоянный состав аксессуарных минералов, наряду с составом хлоритов, свидетельствует о метаморфическом изменении уже сформировавшихся пород всего профиля выветривания.

Изучение содержаний петрогенных и редкоземельных элементов в породах показало, что породы коры выветривания (хлорититы) характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 ($22,6\pm 0,1$ вес. %), FeO_{tot} ($19,8\pm 0,4$ вес. %) и TiO_2 ($1,3\pm 0,8$) по сравнению с туфами и лавами коматиитов, при уменьшении в ней содержания SiO_2 ($30,9\pm 0,3$ вес.%) и щелочных, щелочноземельных элементов ($Na_2O=0,02\pm 0,01$ вес.%, $K_2O=0,01\pm 0,005$ вес.%, $CaO=1,2\pm 0,1$ вес.%) (Бакаева и др., 2017).

Подобное поведение элементов является характерным признаком химического выветривания (Maynard, 1992; Маслов, 2005).

Содержание РЗЭ хлорититов коры выветривания значительно превышает ($\Sigma_{PЗЭ} - 39$ ppm) концентрации в субстрате (туфах ($\Sigma_{PЗЭ} - 10$ ppm) и лавах ($\Sigma_{PЗЭ} - 15$ ppm) коматиитов), в то время как спектр распределения РЗЭ коры выветривания подобен породам субстрата. Отмечено незначительное обогащение легкими РЗЭ ($\Sigma_{LREE}/\Sigma_{HREE} = 1,2-1,4$) туфов и лав коматиитов, доля тяжелых РЗЭ незначительно возрастает ($\Sigma_{LREE}/\Sigma_{HREE} = 1,1$) в породах коры выветривания (Бакаева и др., 2017).

Для оценки интенсивности химического выветривания были рассчитаны индексы - CIA (Nesbitt, Young, 1982), Al_2O_3/SiO_2 (Маслов, 2005), Ti/Zr (Maynard, 1992). Индекс CIA в коре выветривания составил в среднем 91 ± 1 , тогда как в лавах 46 ± 3 и 37 ± 5 в туфах, что отражает интенсивное химическое выветривание. Данный тренд согласуется с распределением Al_2O_3/SiO_2 в разрезе. Кора выветривания обогащена Al_2O_3 , что является характеристикой интенсивного глинообразования. Распределение маломобильных элементов в коре выветривания демонстрирует обогащение Al, Ti, Zr. В древних корах выветривания отношение Ti/Zr , в коре и субстрате не должно превышать 40% (Maynard, 1992), в изучаемом разрезе средние значения составляют 122 ± 5 и 137 ± 21 в коре и туфах соответственно и отличаются на 12%, что является важным маркером коры выветривания.

Индексы химического выветривания являются маркерами палеоклиматических обстановок. Высокие значения индекса CIA характеризуют процессы выветривания пород в условиях гумидного теплого ($CIA > 70$) (Маслов, 2005) климата наряду с накоплением Al_2O_3 и выносом щелочей в породах.

В верхней части профиля коры выветривания (в хлорититах) установлены микроскопические трубчатые и коккоидные образования размером от 10 до 100 мкм, морфологически сходные с остатками микроорганизмов, подобных микробияльным формам, описанным, например, в Лехтинской структуре, оз. Воронье (Астафьева и др., 2011). В связи с тем, что в породах субстрата остатки микроорганизмов обнаружены не были, является вероятным активное участие микробияльных сообществ в процессах выветривания мезоархейской коматиит-базальтовой толщи Койкарской структуры.

Обсуждение результатов. Изучение архейской коры выветривания коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры и сопоставление основных характеристик пород с рядом признаков, которые позволяют отличать коры выветривания от других образований (Rye, Holland, 1998) показало:

- минералого-геохимические характеристики хлорититов (однородный состав, отсутствие кластического материала) свидетельствуют о непереотложенном типе коры выветривания и формировании без участия процессов физической дезинтеграции (Бакаева и др., 2017);
- однородный состав хлорититов коры выветривания и отсутствие кластического материала, характеризуют формирование пород без привноса терригенного материала;

- для всего профиля выветривания характерно постоянство состава аксессуарных минералов, в частности титанита, сопровождающееся увеличением содержания TiO_2 в коре выветривания относительно субстрата, однако размер зерен титанита в породах коры выветривания уменьшается, вероятно, из-за разрушения в процессе выветривания;
- индекс химического выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982) для хлорититов составляет 91 ± 1 , тогда как для неизменных в процессе выветривания лав и туфов коматиитов индекс CIA составляет 46 ± 3 и 37 ± 5 соответственно. Высокие значения индекса CIA и обогащение P3Э являются индикаторами зрелой коры, сформированной в результате интенсивного химического выветривания, что также подтверждается высокими значениями алюмосиликатного модуля ($0,73 \pm 0,01$), свидетельствующего об интенсивном глинообразовании (Маслов, 2005);
- соотношения маломобильных элементов, например Ti/Zr , имеют близкие значения для хлорититов коры выветривания (122 ± 5) и туфов коматиитов (137 ± 21), что соответствует критерию остаточных кор выветривания, для которых вариации этого индекса не должны превышать 40 % (Maynard, 1992);
- взаимоотношения разреза коры выветривания с секущими телами дацитов в Койкарской структуре позволяет оценить время ее формирования как близкое к времени образования коматиит-базальтовой серии в интервале 3000 - 2930 млн лет (Светов, 2005);
- наличие комплекса древних фоссилизированных микроорганизмов свидетельствует об их активном участии в выветривании.

Выводы. В изученном профиле выветривания были установлены наиболее характерные для подобных образований признаки - минералого-геохимическая зональность пород, постепенный (текстурно-проявленный) переход от субстрата к продуктам выветривания, наличие фоссилизированных микроорганизмов, являющихся, вероятно, активными участниками процесса выветривания. Вышеуказанные признаки являются характерными для архейских кор выветривания. Таким образом, результаты исследований позволяют сделать вывод, что изучаемая мезоархейская кора выветривания коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры - уникальный по сохранности объект, перспективный для реконструкций палеоклиматических обстановок Фенноскандинавского щита.

Данное исследование стало возможным благодаря ранним полевым исследованиям сотрудников Института геологии КарНЦ РАН к.г.м.н. А.И. Световой и д.г.м.н. С.И. Рыбакова, впервые обнаруживших и описавших кору выветривания в Койкарской структуре в 1987-1988 гг.

Работы были выполнены при частичной поддержке проектами РФФИ 16-35-00268 и 17-55-45005.

Список литературы

- Maynard, J. B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.* 100. P. 279–289.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litites. *Nature* 299. P. 715–717.
- Rye, R., Holland, H. D. 1998. Paleosols and the Evolution of Atmospheric Oxygen: A Critical Review // *Am. J. Science*. Vol. 298. № 8. P. 621–72.
- Алфимова, Н. А., Матреничев, В. А. 2006. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // *Литоология и полезные ископаемые*. № 41. С. 518–529.
- Астафьева, М. М., Герасименко, Л. М., Гептнер, А. Р., Жегалло, Е. А., Жмур, С. И., Карпов, Г. А., Орлеанский, В. К., Пономаренко, А. Г., Розанов, А. Ю., Сумина, Е. Л., Ушатинская, Г. Т., Хувер, Р., Школьник, Э.Л. 2011. «Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах» Москва, ПИН РАН.
- Бакаева, А. В., Чаженгина, С. Ю., Светов, С. А. 2017 (в печати). Реликт мезоархейской коры выветривания коматиитов Койкарской структуры (Центральная Карелия) // *Вестник СПбГУ, серия геология и география*.
- Маслов, А.В., 2005. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Изд-во УГГУ, Екатеринбург, 289 с.

- Негруца, Т. Ф. 1979. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Ленинград. Изд-во ЛГУ. 255 с.
- Пономарев, А.И., 1961. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. Издательство АН СССР, Москва, 414 с.
- Светов, С. А., Степанова, А. В., Чаженгина, С. Ю., Светова, Е. Н., Рыбникова, З. П., Михайлова, А. И., Парамонов, А. С., Утицына, В. Л., Эхова, М. В., Колодей, В. С., 2015. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов. Труды КарНЦ РАН 7, 54–73. doi: 10.17076/geo140
- Светов, С. А. 2005. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 230 с.
- Светова, А.И., Рыбаков, С.И., 1987. Архейская кора выветривания в осадочно-вулканогенных комплексах Койкарской структуры (Центральная Карелия). в: Геология и петрология. Оперативно информационные материалы, КарНЦ РАН, Петрозаводск, 10–15.

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ ЗОНЫ YELLOW 5 МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИК ДАМ (OLYMPIC DAM)

Ю.С. Безносикова¹, О.В. Якубович^{1,2}
juliabeznosikova@mail.ru

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

² Институт геологии и геохронологии,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова 2

Олимпик Дам – уникальное месторождение типа IOCG (Iron Oxide Cooper Gold) в Южной Австралии. Содержит более 40% мировых разведанных запасов U, 32 млн. т Cu, более 1200 т Au и 7000 т Ag, а также 8 млн. т REE. Месторождение уникально не только по масштабам, но также по специфическому набору рудных компонентов. Располагается в пределах восточной части AR-PR1 кратона Голер. Вмещающими породами служат граниты А-типа серии Хилтаба с возрастом 1588 ± 4 Ма (U-Pb). Непосредственно оруденение приурочено к комплексу брекчий Олимпик Дам, который имеет зональное строение – от практически неизменных брекчий гранитов на периферии комплекса к гематитовым и кварц-гематитовым в ядре (Ehrig K. et al., 2012). Время формирования комплекса брекчий оценивается в 1590 ± 4 Ма (U-Pb). Формирование оруденения происходило в несколько этапов и охватывает диапазон возрастов от 1590 до 570 Ма. Возраст сульфидной минерализации оценен для халькопирита в 1258 ± 25 Ма (Re-Os) и 1400-1200 Ма (U-Pb). Для магнетита по U-Pb установлен возраст в 1769 ± 58 Ма. Помимо самородного состояния, в пределах месторождения золота встречается в виде электрума, калаверита (AuTe_2), петцита (Ag_3AuTe_2) (Ehrig K. et al., 2012).

В пределах комплекса брекчий Олимпик Дам была выделена зона «Yellow-5» с аномально высокими концентрациями самородного золота – до 48 кг/т. На данный момент всё ещё остаётся открытым вопрос об источнике золоторудной минерализации с такими высокими концентрациями. Согласно принятой гипотезе, в формировании месторождения участвовали и осадочные горные породы, включающие в себя палеороссыпное золото. Мы решили проверить эту гипотезу, используя изотопно-геохимические данные.

Впервые было проведено прямое U-Th-He датирование. Если исследуемое золото рассматривается как палеороссыпное, то, соответственно, оно характеризуется более древним возрастом, чем вмещающие месторождение граниты и сам комплекс брекчий. Установлено, что радиогенный гелий обладает аномально высокой сохранностью в золоте. Источником гелия служат субмикронные включения U-, Th- содержащих минералов. Так как пробег альфа-частицы в золоте составляет порядка 5-8 мкм, весь гелий естественным образом имплантируется в окружающее золото (α -гесойл эффект) (Шуколюков Ю.А. и др., 2012). Кроме того, золото устойчиво относительно более поздних гидротермальных процессов. Таким образом, определив U-Th-He возраст золота, можно оценить, верна ли гипотеза о его палеороссыпном происхождении.

По предварительным результатам было выделено три генерации золота: ~ 1250 Ма; ~ 1780 Ма; ~ 2400 Ма. Первая группа значений (2 образца) хорошо согласуется с Re-Os данными по халькопириту (1258 ± 25 Ма; (McInnes et al., 2008)) и с U-Pb возрастом халькопирита (~ 1400 -1200 Ма; (Ciobanu et al, 2015)). Для второй группы (4 образца) U-Th-He возрастов составляют порядка ~ 1780 млн. лет. Это значение совпадает с U-Pb возрастом магнетита (1769 ± 58 Ма). Магнетит рассматривается как остаток формации железистых кварцитов, которая позже была «поглощена» внедрением гранитов (Ciobanu et al, 2015).

Третья группа характеризуется более древними U-Th-He возрастными, порядка $\sim 2,4$ -2,6 Га. Породы этого возраста не представлены в Олимпик Дам, но широко распространены в

пределах AR-PR1 кратона Голер. Они могли послужить источником золота, которое, после разрушения материнских пород было принесено и переотложено в районе месторождения.

Однако необходимо отметить, что существует ряд факторов, способных влиять на U-Th-Ne систему. Главный фактор – возможность присутствия имплантированного гелия или гелия, захваченного золотом при кристаллизации. Чтобы исключить этот фактор и подтвердить корректность данных по U-Th-Ne датированию, было решено провести дополнительные Sm-Nd исследования в самородном золоте. Ранее, насколько нам известно, исследования данной изотопной системы для золота не проводились. Так как самородное золото из месторождения Олимпик Дам характеризуется высокими содержаниями урана и тория (до 400 ppm урана), можно предположить высокие содержания Sm и Nd. При этом мы исходили из постулата, что химически инертная матрица самородного золота, вместе с пластичностью металла, позволяет сохранить изотопную метку золота с момента его кристаллизации. Рассчитав изотопный состав Nd захваченного золотом при кристаллизации, мы можем сравнить полученные значения с данными по породам и минералам месторождения Олимпик Дам. Если самородное золото является палеороссыпным, то его изотопный состав будет отличаться от изотопного состава, в частности, вмещающих гранитов ($\epsilon\text{Nd}(1590\text{Ma})$ -5) и сульфидной минерализации ($\epsilon\text{Nd}(1590\text{Ma})$ -2,5) (Johnson et al., 1995). Эти данные послужат дополнительным подтверждением гипотезы о палеороссыпном характере золоторудной минерализации в аномально обогащенной зоне Yellow-5 месторождения Олимпик Дам.

Нами было исследовано три образца самородного золота. Масса навески изменялась от 5 до 30 мг. Образцы самородного золота предварительно очищались в соляной кислоте с применением ультразвука, чтобы удалить Sm и Nd содержащие фазы, которые могли быть подвержены наложенным процессам. Измерение изотопного состава Sm и Nd проводилось методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Triton в ИГГД РАН.

Содержание Nd в исследованных образцах самородного золота примерно одинаковое и составляет 4.5 ppm. Изотопный состав неодима сильно гетерогенный. Нами были рассчитаны параметры $\epsilon\text{Nd}(T)$ на возраст сульфидов - 1250 Ma. Параметры $\epsilon\text{Nd}(T)$ из вмещающих пород - граниты и сульфидная минерализация, также были пересчитаны с 1590 на 1250 млн. лет (Johnson et al., 1995). Для одного зерна золота параметр $\epsilon\text{Nd}(T)$ = - 8,4 совпадает со значениями для сульфидов, что, вероятно, свидетельствует об их одновременной кристаллизации. Два других образца дают значения много меньше, чем -8,4, т.е. источник этого золота иной. Гетерогенность изотопного состава неодима в золоте так же свидетельствует о его формировании из разных источников, что совпадает с выводами, полученными при U-Th-Ne датировании. Кроме того, золото не претерпело перекристаллизации при наложенных процессах (так как в противном случае было бы уравнивание состава Nd между образцами).

Первые результаты позволяют предположить, что дальнейшее изучение Sm-Nd и U-Th-Ne изотопных систем сможет дать дополнительные сведения об источнике золотой минерализации на месторождении Олимпик Дам и окончательно подтвердить гипотезу о его палеороссыпном происхождении.

Авторы выражают огромную благодарность В.М. Саватенкову и Л.Б. Терентьевой за помощь в измерении изотопного состава Sm и Nd, а также Б.М. Гороховскому за измерение концентраций U и Th.

Список литературы

1. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Яковлева С.З., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Геотермохронология по благородным газам: Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре самородных металлов и возможности их изотопного датирования. Петрология, 2012, ст. 20, No1, с.1 – 21
2. Ciobanu C., Cook N., Ehrig K., Wade B.P., Kamenetsky V. The potential of Iron oxide U-Pb geochronology – Examples from the Olympic Dam Deposit, South Australia. Thesis SEG 27-30, 2015, Hobart, Australia.

3. Ehrig K., McPhie J., Kamenetsky V. Geology and Mineralogical Zonation of the Olympic Dam Iron Oxide Cu-U-Au-Ag Deposit, South Australia. Society of Economic Geologists, Inc., 2012. Special Publication 16, pp. 237-267.
4. Johnson J.P., McCulloch M. T. Sources of mineralizing fluid for the Olympic Dam deposit (South Australia): Sm-Nd isotopic constraints. *Chemical Geology*. 1995. № 121, pp. 177-199.
5. McInnes, B. I. ., Keays, R. R., Lambert, D. D., Hellstrom, J., Allwood, J. S. (2008). Re-Os geochronology and isotope systematic of the Tanami, Tennant Creek and Olympic Dam Cu-Au deposits. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55(6-7), p.967-981.

ХРИЗОЛИТ ИЗ МЕТЕОРИТОВ

Фанюань Чжун¹, Е.А.Золотарева¹, В.Н. Бочаров², Н.С. Власенко², А.А. Золотарев¹, Н.И. Пономарева¹, С.Ю. Янсон³
n_ponomareva@mail.ru

¹Институт Наук о Земле СПбГУ, 199178, 10-я Линия В. О., 33-35, Санкт-Петербург

²РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ, 198504, Ботаническая ул., 17, Петергоф, Санкт-Петербурга3

³РЦ Микроскопии и микроанализа, Научный Парк СПбГУ, 199034, Университетская наб 7/9

Введение. Хризолит – прозрачная золотисто-зеленая или зеленая благородная разновидность оливина. За рубежом драгоценные разновидности оливина обычно именуются перидотом, а в России в соответствии с общепринятой минералогической номенклатурой – хризолитом (от греческого «хризос» – золото, «литос» – камень). В качестве драгоценного камня крупные хризолиты всегда пользовались большой популярностью.

Оливин обычно связан с изверженными ультраосновными существенно оливиновыми породами – дунитами, оливинитами и перидотитами. Выделено три генетических класса месторождений хризолита: магматический, пневматолитово-гидротермальный и россыпи. Кроме того, ещё в XVIII веке описаны железокаменные метеориты – палласиты, содержащие вкрапленники хризолита (Киевленко и др., 1982).

Объекты исследования. Настоящее сообщение посвящено результатам изучения хризолита из метеоритов Сеймчан и Брагин.

Метеорит Сеймчан впервые был обнаружен геологом Ф.А. Медниковым в июле 1967г. в русле ручья, притока реки Ясачная, в Магаданской области. Это был образец весом в 300 кг. (Качалин, 2011). Второй образец весом 51 кг был найден в 20м. от первого И.Х.Марковым с помощью миноискателя в октябре 1967г. Первый образец, точный вес которого составил 272,3 кг, был направлен в Комитет по метеоритам АН СССР г. Москва, второй образец поступил в Геологический музей северо-восточного геологического управления. Сначала метеорит классифицировали как железный (Iron IIE-Om) (рис.1), и только 30 лет спустя новые находки образцов этого метеорита позволили переклассифицировать в более редкий – железокаменный метеорит – палласит (Pallasite PMG), содержащий помимо сплавов железа и никеля – камасита и таэнита, зёрна оливина (рис. 2).

Метеорит Брагин также является железокаменным метеоритом (палласитом) (рис.3), фрагменты которого находили с 1807 по1968 гг (впервые у села Капоренка, далее у Крюки и Колыбань Брагинского района Гомельской области Белоруссии). Всего обнаружено 13 экземпляров фрагментов общим весом около 853 кг (предположительно), сохранилось 724 кг. Они хранятся в коллекции Академии Наук.



Рисунок 1. Фрагмент метеорита Сеймчан. Фото Д.М. Качалина (Качалин, 2011)



Рисунок 2. Зёрна оливина в метеорите Сеймчан. Ширина картинки 3 см.



Рисунок 3. Фрагмент метеорита Брагин. Светлые зерна – оливин. Размер образца 1см.

Методы исследования. Изучение зёрен хризолита из метеоритов, а также включений в них проведено с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Кроме того, детальные исследования минералов и микроанализ присутствующих фаз проводилось на электронном микроскопе Hitachi TM 3000 в РЦ Микроскопии и микроанализа.

Химический состав хризолита определен на растровом оптическом микроскопе-микроанализаторе SEM-501 в ресурсном центре «Геомодель».

Исследования состава включений выполнялись на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50-кратном увеличении объектива.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см⁻¹. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1-50мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталону (520,7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

Результаты исследований. Зеленовато-жёлтые зёрна оливина в образцах из метеоритов имеют угловатые и округлые формы. Размеры их не превышают 0,5 см. В тех местах, где зёрна оливина соприкасаются с металлом, они обычно усечены.

Микронзондовое изучение состава оливина из метеоритов позволило установить в нём в мас. %: SiO₂ 40,6-41,3; FeO 10-11,5 и MgO 46,5-49,2 (таблица 1). По содержанию магния оливин относится к форстериту. Из второстепенных компонентов установлено присутствие MnO от 0,30-0,44 мас. %, Cr₂O₃ от 0,02-0,12 мае. %

Такие элементы, как Co, Ca, Ti, содержащиеся в оливинах земных пород (Золотарев и др., 2003.) в нашем случае не были обнаружены (находились ниже предела обнаружения – 0,01 мас.%) локального рентгеноспектрального анализа.

Среди изученных образцов, оливины из метеорита Брагин содержат наибольшее количество магния. Наиболее железистыми являются оливины из метеорита Сеймчан (табл.1).

Таблица 1

Химический состав оливинов различного происхождения

Происхождение Оливина	Содержания компонентов в масс. %					
	MgO	FeO	MnO	NiO	CaO	Cr ₂ O ₃
Метеориты: Брагин (6)	46,54±0,99	11,42±0,23	0,27±0,05	0,12±0,03	–	0,08±0,03
Сеймчан (8)	48,21±0,25	10,72±0,25	0,44±0,04	0,035±0,05	–	–
*Аризона (6) (США)	47,57±1,25	10,85±1,53	0,13±0,07	0,44±0,12	0,09±0,04	0,05±0,01
*Хэбэй (Китай) (6)	48,52±0,75	9,49±1	0,15±0,04	0,5±0,13	0,08±0,05	0,02±0,02
*Кугдинское м-ние (Россия) (6)	47,08±1,04	11,55±1,45	0,35±0,16	0,22±0,08	0,13±0,08	0,02±0,02
Примечание. В скобках приведено количество определений.						
* Средние величины рассчитаны по литературным данным (Золотарев и др., 2003)						

Во всех изученных образцах содержание никеля незначительно, максимальное значение обнаруживаются в образцах метеорита Брагин до 0,09 %.

Повышенное содержание хрома установлено в оливинах из палласита Брагин, где концентрация Cr₂O₃ достигает 0,12 мас. %.

Сопоставление состава оливина из метеоритов с оливинами различных месторождений (Золотарев и др., 2003): Азии (России, Китая), Северной Америки показало, что по содержанию основных компонентов они наиболее близки к хризолитам Аризоны (США), России (Кугдинское месторождение), Китая (месторождение провинции Хэбэй). Микро-

скопическое исследование оливина из метеоритов позволило выявить большое количество твёрдых включений, по форме совершенно непохожих на минеральные в природных хризолитах (рис.4). В оливине из метеоритов наблюдаются красно-коричневые ржавые пятна - результат окисления черных частиц оксидов железа, присутствующих здесь же. Довольно часто наблюдаются иголки неуставленного минерала, образующего сагенитовую решётку, напоминающую включения рутила в минералах (рис. 5). Такие включения ранее упоминаются в литературных источниках (Shen et al., 2011)



Рисунок 4. Включения оксидов железа в оливине метеорита Сеймчан. Оранжево-красные плёнки – лимонит. Размер зерна 0,5 см



Рисунок 5. Сагенитовая решётка, образованная неуставленным минералом в оливине из метеорита Сеймчан. Ширина картинка 2 см.

Обсуждение результатов. Исследованные оливины содержат значительные количества магния и низкие железа, поэтому они могут быть отнесены к форстеритам (хризолитам). Их состав по основным компонентам сопоставим с хризолитами Кугдинского месторождения (Россия), месторождений провинции Хэбэй (Китай) и Аризоны (США), но отличаются от природных минералов низким содержанием никеля.

Особенностью хризолитов из метеоритов, является наличие характерных включений, присущих только оливинам внеземного происхождения.

Благодарность. Авторы выражают искреннюю благодарность П.Б. Соколову за подаренные образцы метеоритов.

Список литературы

- Shen A.H., Koivula J., Shigley, J. 2011. Identification of Extraterrestrial Peridot by Trace Elements GEMS & GEMOLOGY, 47, . 3, 208-213.
- Золотарев А.А., Буйко А.К., Буйко А.А., Овчинников Н.О. , 2003. Особенности химического состава и оптических свойств хризолита. Вестник геммологии, Москва, 2. 10-15.
- Качалин Д.М. . 2011. На Кольмуну за метеоритом Сеймчан. Родная старина , Москва, 1, 53-59.
- КиевленкоЕ.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. 1982. Геология месторождений драгоценных камней, Москва, 277.

ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕТЛОБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ

А.М. Дурягина, И.В. Таловина
gayfutdinovaat@yandex.ru

Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, 21 линия, 2

В последнее время интерес геологов нацелен на поиски альтернативных источников платиновых металлов в пределах Платиноносного пояса Урала, освоенного промышленного региона, на фоне которого выделяются одни из крупнейших в мире россыпеобразующих Светлорский и Нижнетагильский зональные массивы. Коры выветривания, развитые по ним, до сих пор подробному исследованию не подвергались, хотя на сегодняшний день в мировой практике известно множество примеров выявления промышленных концентраций элементов платиновой группы (ЭПГ) в гипергенных покровах на ультраосновных массивах. Обогащенными благородными металлами являются никелевые месторождения кор выветривания Кубы (Моа и Никаро), Новой Каледонии, Польши (Шкляры), России (Урал) (Augé, 1994, Платинометальное..., 2001, Таловина и др., 2003).

Геологическое строение Светлорского и Нижнетагильского массивов подробно описано во многих работах, включая классические труды Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, И.А. Малахова, К.К. Золоева (Волченко и др., 2007, Иванов, 1997) и другие. Коры выветривания в пределах массивов характеризуются сокращенным профилем. Их мощность в обнажениях не превышает 10 м. Преобладает серпентинитовая зона, сложенная плотными, лизардит-хризотиловыми серпентинитами с многочисленными серпентин-сапонит-магнезитовыми прожилками и лизардитовыми серпентинитами. Помимо серпентинитовой зоны, на Светлорском массиве наблюдаются нонtronитовые глины. Оксидно-железная зона в профиле выветривания отсутствует и выражена только в ожелезнении верхних частей разреза и некотором обогащении их гидроокислами Fe и Mn (Дурягина, 2015).

Таблица 1. Содержание ЭПГ в корях выветривания Светлорского и Нижнетагильского массивов, мг/т

Массив	№	n	Х.э.	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	ΣЭПГ	Pt/Pd	Au	Ag
Светлорский	1	3	x	<2	2,7	<2	<2	64,8	74,7	4,10	3,0	11,7
			s		1,5			52,2	-	-	2,5	11,5
	2	6	x	1,4	3,9	26,7	7,6	103,3	142,9	18,9	5,0	10,0
			s	0,7	3,1	32,9	6,1	120,4	-	-	3,3	8,7
	3	9	x	<2	4,3	12,1	4,0	110,9	132,4	26,8	3,8	13,0
			s		1,3	25,2	4,3	91,4	-	-	2,2	13,4
Нижне-тагильский	4	11	x	<2	2,3	22,6	4,3	20,4	50,7	4,9	3,8	10,8
			s		1,5	20,7	4,7	23,3	-	-	1,8	6,7
	5	6	x	<2	2,4	26,9	4,3	16,2	50,9	0,7	2,8	14,3
			s		1,9	32,0	4,4	24,1	-	-	1,2	8,0
	6	5	x	4,4	<5	3,4	<10	24,17	>39,47	7,11	н.о.	н.о.

Примечания: 1, 4 – зона лизардит-хризотиловых серпентинитов; 2, 5 – зона лизардитовых серпентинитов; 3 – нонtronитовая зона; 6 – неизменные дуниты Нижнетагильского массива с глубины 403-453 м (Волченко и др., 2007). Лаборатория ВСЕГЕИ, ICP-MS, аналитик В.Л. Кудряшов. Порог чувствительности 2 мг/т, для серебра 10 мг/т. n – число проб, x – среднее, s – стандартное отклонение. «-» – элемент не определялся.

Основная платинометалльная специализация дунит-клинопироксенитового субстрата массивов следующая: Pt>>(Ru>Os>Pd>Ir>Rh>Au), в хромититах Нижнетагильского массива платинометалльная специфика меняется на Ir-Pt (Волченко и др., 2007, Ланда, Лазаренков,

1990). В коре выветривания Светлоборского массива она сохраняется преимущественно платиновой, а Нижнетагильского – меняется на палладий-платиновую (табл.1).

Содержания платины в общем профиле выветривания Светлоборского массива максимальны относительно остальных ЭПГ и варьируют от 3,9 мг/т в первичных дунитах до 69,0 мг/т в хризотиловых серпентинитах и 110,9 мг/т в нонтронититах, при этом максимальные содержания палладия фиксируются в хризотил-лизардитовых серпентинитах (26,7 мг/т). Наиболее отчетливо выявленные закономерности проявлены в профиле выветривания рудопроявления им. Н.К. Высоцкого Светлоборского массива, где по результатам опробования керна скважин содержания платины к верхним частям профиля выветривания увеличиваются уже до 167 мг/т при незначительных изменениях содержаний палладия и золота. На Нижнетагильском массиве палладий увеличивает свои содержания от 3,4 мг/т в первичных дунитах до 26,9 мг/т в хризотил-лизардитовых разновидностях верхней зоны профиля выветривания. При общем увеличении содержаний ЭПГ к верхним горизонтам профиля выветривания роль палладия в сумме ЭПГ возрастает, что закономерно выражается в уменьшении Pt/Pd отношения снизу вверх по профилю, преимущественно эта величина выше 1.

Аналогичные тенденции отмечались нами и другими исследователями в профиле выветривания более развитых кор. Так, в серпентинитовых рудах мощных мезозойских кор выветривания, развитых по ультрамафитам Урала (Уфалейский, Буруктальский, Еловский офиолитовые комплексы, Сахаринский зональный массив и т.д.), соотношение Pt/Pd обычно ниже 1, т.е. в них, за некоторым исключением, преобладает палладий. В оксидно-железных рудах Уфалейского, Рокгемптонского (Австралия), Гринвейлского (Австралия) массивов величина Pt/Pd > 1, в рудах Буруктальского и Еловского массивов она меньше 1 (Таловина, 2012). Другими словами, по сравнению с мощными корами выветривания, развитыми по ультрамафитам Урала, Австралии, Кубы, процессы геохимической миграции элементов в профиле выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов, с их сокращенной мощностью, неполным профилем, проходили не в полной мере.

Минеральные фазы платиновых металлов в корях выветривания представлены тетраферроплатиной, железистой платиной, туламинитом, которые развиваются по изоферроплатине. В подчиненном количестве отмечаются сульфиды (лаурит, куперит и др.) и самородное золото. Максимальные содержания палладия в хризотил-лизардитовых серпентинитах изученных кор выветривания минералогически подтверждаются присутствием платино-палладиевых и палладиевых минеральных фаз.

В заключение еще раз отметим основные характеристики платинометалльной специфики кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов. Во-первых, они характеризуются увеличением содержаний ЭПГ, Au и Ag вверх по профилю от серпентинитовой зоны к нонтронитовой. Во-вторых, их геохимическая специализация определяется Pd и Pt, тогда как в дунит-клинопироксенитовом субстрате первичных зональных массивов главными платиноидами является, в основном, Pt. Полученные данные свидетельствуют о перераспределении благородных металлов в корях выветривания массивов, что может быть использовано в поисково-геохимических целях. При обнаружении повышенных концентраций ЭПГ и золота в них, они могут, наряду с коренными породами, подвергшимися выветриванию, становиться дополнительным источником платиновых металлов при отработке первичных платиноносных дунитов этих массивов.

Список литературы

Augé T., Legendre O. Platinum-Group Elements Oxides from the Pirogues Ophiolitic Mineralization, New Caledonia: Origin and Significance. *Econ.Geol.* 1994, v. 89. p.1454-1468.

- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Т. Оже. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть 1 // Литосфера. 2007. № 4. С. 73-101.
- Дурягина А.М. Минералого-геохимические особенности платиноносных элювиальных образований Светлоборского и Нижнетагильского массивов, Средний Урал / автореф. дис ... канд.г. м.н.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2015. – 20 с.
- Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.
- Ланда Э.А. Лазаренков В.Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса / Записки ВМО. Ч СХХVII, №4. 1990. С.38-50.
- Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.А. Малахов и др. Екатеринбург: 2001. 199 с.
- Таловина И.В. Геохимия Уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений. – СПб: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2012, 270 с.
- Таловина И.В., Лазаренков В.Г., Воронцова Н.И. Платиноиды и золото в оксидно-силикатных никелевых рудах Буруктальского и Уфалейского месторождений, Урал. // Литология и полезные ископаемые. 2003, № 5. с. 474-487.

MELT INCLUSIONS REVEAL IMMISCIBILITY IN THE UPPER ZONE OF BUSHVELD COMPLEX

Fischer L.A.^{1,2}, Charlier B.^{1,3}, Namur O.¹, & Holtz F.¹

l.fischer@mineralogie.uni-hannover.de

¹Institut für Mineralogie, Leibniz Universität Hannover, Germany

²School of Physical Sciences, University of Tasmania, Australia

³Department of Geology, University of Liege, Belgium

The Bushveld Complex in South Africa is the largest layered intrusion on Earth and plays a considerable role in our understanding of magmatic and ore-forming processes. Formed from 1 million km³ magma, it covers now a 65,000 km² area with a thickness of 7-9 km. In this giant volume, world major resources of platinum (and other Pt group elements), iron, titanium, vanadium, tin, and chromium are hosted. The Bushveld Complex is the world's largest resources of platinum group elements. Discovered in 1897 it is still one of the most important mining areas. However, the distribution of ore forming minerals is heterogeneous throughout this layered intrusion and the enrichment in valuable elements varies in each layer. This makes it important to understand the processes involved in the formation of the layers and leading to the enrichment or depletion of economically interesting elements.

The Upper Zone of the Bushveld Complex is dominated by gabbros with intercalated layers of anorthosite, magnetite and nelsonite. The 2 km-thick sequence of cumulates shows an overall fractionation trend towards the roof of the intrusion. However, multiple injections of plagioclase laden magmas occurred and produced successive cycles with compositional reversals at the base and upwards fractionation in each cycle (Yuan et al., 2017). Magnetite is variably enriched in vanadium along the stratigraphic column and is therefore of critical economic importance for South Africa. However, the relevance of important ore-forming processes, and especially the formation of the vanadium rich magnetite and nelsonite layers have not been fully investigated for the Upper Zone of the Bushveld Complex. Moreover, the debate is ongoing regarding the formation of immiscible silicate liquids in the Upper Zone of the Bushveld Complex with different parties arguing that immiscibility either never occurred or occurred on a large-scale, with separation of iron- and silica-rich melts at the hundreds of meters scale. Here we discuss the probability of small-scale silicate liquid immiscibility controlling the formation of Fe-Ti-rich layers in the Upper Zone.

We studied samples from the Bierkraal drill-cores 1 and 3, which cover the entire Upper Zone of the western limb in the Bushveld Complex. Apatite appears rhythmically over the 2 km-thick cumulate sequence in gabbros, troctolites and nelsonites. This mineral commonly contains various types of inclusions, with polycrystalline assemblages containing daughter phases (plagioclase, pyroxenes, amphiboles). Such inclusions are commonly interpreted to represent crystallized equilibrium melts trapped during the growth of the apatite host. Thus, they have the potential to record the composition of stable melts and therefore the immiscibility process.

In this study, we investigated the petrography of polycrystalline inclusions and performed re-homogenization experiments of the inclusions for two selected Fe-Ti-oxide-bearing gabbros. Apatite grains were separated with SELFRAG and re-equilibrated at 100 MPa in the temperature range 1060 - 1100°C using an internally heated pressure vessel equipped with a rapid quench device. Analyses of major elements were performed with an electron microprobe. Elemental maps of unheated inclusions were obtained with an FE-SEM and used for petrographic description.

Re-homogenized quenched melts cover a wide range of compositions with two presumable end-members that are iron-rich (~35wt% FeO; ~28wt% SiO₂) and silica-rich (~5wt% FeO; ~65wt% SiO₂). The compositional range of melt inclusions is typical for immiscible products expected in ferrobasalts and support unmixing of iron- and silica-rich liquids during the crystallization of the Up-

per Zone of the Bushveld Complex. Immiscible melts from a single stratigraphic location display a range of compositions suggesting that paired equilibrium immiscible melts were trapped in apatite at different temperatures along the binodal surface during cooling. The two-liquid field is reached shortly after silica-enrichment caused by magnetite crystallization. Our results indicate that the immiscible process occurred most likely at the scale of layers (50-200 m). Sorting of immiscible melt droplets in the crystal mush possibly resulted in the formation of Fe-Ti-P-rich layers within the Upper Zone (Fischer et al., 2016) but there is no evidence for a perfect separation between mafic and felsic end members at a larger scale.

References

- Fischer, L.A., Wang, M., Charlier, B., Namur, O., Roberts, R.J., Veksler, I.V., Cawthorn, R.G., Holtz, F. (2016): Immiscible iron-and silica-rich liquids in the Upper Zone of the Bushveld Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 443, 108-117.
- Yuan, Q., Namur, O., Fischer, L.A., Roberts, R.J., Lü, X., Charlier, B. (2017): Pulses of plagioclase-laden magmas and stratigraphic evolution in the Upper Zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of Petrology*

ЗОНАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДЫ Pt и Pd В СОСТАВЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮЖНОГО ПЛАТИНОНОСНОГО РИФА, ЗАПАДНО-ПАНСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э.

gabov_da@mail.ru

ФГБУН Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Введение. Западно-Панский расслоенный массив является крупнейшей частью Федорово-Панского базит-гипербазитового платиноносного интрузивного комплекса (Митрофанов и др., 1999). Он представляет собой пластообразное тело с выдержанным простирием отдельных слоев, падающих на ЮЗ под углом 25-35°. Главные элементы структуры массива – нижний (НРГ) и верхний (ВРГ) расслоенные горизонты, контролируют сульфидную медно-никелевую минерализацию и связанное с ней платинометальное оруденение. С НРГ связан Северный платиноносный риф, в пределах ВРГ находится Южный платиноносный риф. Общая протяженность каждого из рифов более 20 км.

Южный риф – представляет собой череду согласных рудных линзы и шпировидных обособлений, преимущественно вблизи кровли анортозитового слоя с мощностью 0,1-2,0 м. Оруденение крайне не выдержанное, прерывистое по простирию и падению. Отличительной особенностью Южного рифа, по сравнению с другими рудными зонами Федорово-Панского интрузивного комплекса, являются очень высокие, даже рекордные для массива содержания элементов платиновой группы (ЭПГ). Пиковые содержания Σ ЭПГ+Au не редко достигают 40 г/т и более, а средние значение около 6-7 г/т. Отношения Pd/Pt остается достаточно стабильным на всем протяжении рифа – 8-10 (Габов и др., 2007; Субботин и др., 2012; Корчагин и др., 2016 и др.).

Материалы и методы исследования. Изучение минерального состава проводилось методами оптической и электронной микроскопии в аншлифах, отобранных при проведении опробования из материала керна скважин, коренных обнажений и близкоренных развалов оруденелых пород Южного рифа. Все минералы и фазы диагностированы по химическому составу. Всего выполнено около 800 анализов минералов благородных металлов и главных сульфидов на SEM Leo-1450. Часть анализов продублирована на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 CAMECA с использованием стандартных методик и эталонов.

Сульфидная Cu-Ni-Fe- и ЭПГ-минерализация. Сульфидная Cu-Ni-Fe-минерализация в Южном рифе представлена смешанными ассоциациями халькопирит-пентландит-пирротинитового (ср-рп-ро) и халькопирит-миллеритового (ср-млг) типов. Содержание сульфидов колеблется от 0,1 до 2 мас.%, а размер выделений до первых мм. Морфологически это крайне неравномерная, рассеянная, бедная интерстициальная вкрапленность. Преобладает минерализация ср-рп-ро-типа.

На данный момент здесь установлено 33 минеральных вида минералов платиновых металлов (МПМ), Au и Ag, а также несколько фаз, не имеющих названий. Количественные оценки, основанные на диагностике и измерении размеров, показывают, что главными концентраторами ЭПГ в обоих типах ассоциаций Южного рифа являются сульфиды Pt и Pd ряда брэггит-высоцкит. Наиболее часто встречаемые минералы: брэггит, высокоцкит, котульскит, кейтконнит и теллуропалладинит. Но в общем объеме МПМ, из-за значительных размеров выделений, подавляющую роль играют брэггит-высоцкиты – до 96%, доля висмутотеллуридов 2-2,5% и всех оставшихся – менее 2%. К редким также относятся такие сульфиды как василит, феррородсит, купрородсит, маланит, колдвеллит (относительно новый минерал, первая находка в России и вторая в мире), а также фаза состава $Pd_5Ag_2(Pb,Bi)S_2$?

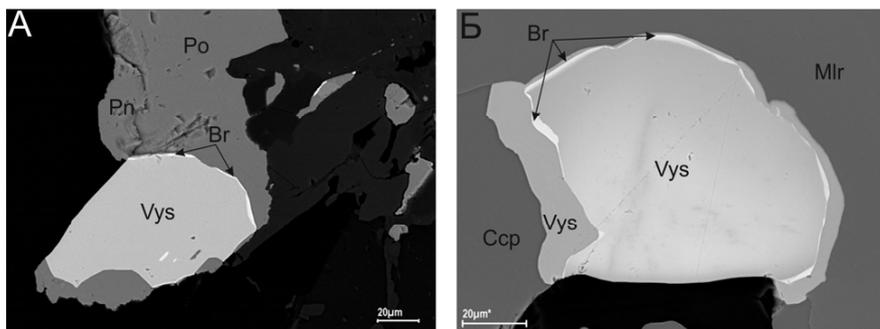


Рис. 1. SEM-фото зональных выделений брэггит-высоцкитов из Южного рифа: А - двухфазный в на краю сульфидного агрегата, сср-ро-рп ассоциация; Б - трехфазный внутри сульфидного агрегата, сср-mlr ассоциация. Br – брэггит, Vys – высокоцит, Pn- пентландит, Po-пирротин, Ccp – халькопирит, Mlr – миллерит

Зональные сульфиды Pt и Pd. Брэггит и высокоцит – два минерала, образующие изоморфный ряд $(Pt,Pd,Ni)S - (Pd,Pt,Ni)S$, хорошо изучены как природные представители этого ряда, так и синтетические аналоги (Merkle & Verryn, 2003; Kravchenko, 2013). В платиноносных сульфидных зонах Федорова-Панского интрузивного комплекса они образуют крупные (до нескольких сотен μm) зерна сложной морфологии, часто зональные. Зональность фиксируется ступенчатым или плавным изменением состава минералов при электронномикроскопических исследованиях и в оптическом диапазоне не видна.

Для зональных зерен брэггит-высоцкитов из Южного рифа нами отмечаются следующие закономерности (рис. 1А, Б):

- во всех случаях зональные зерна контактируют с Cu-Ni-Fe-сульфидами и расположены, как правило, на границе сульфид/силикат, реже – внутри сульфидов;
- зерна, расположенные в силикатах, зональности не проявляют;
- границы зон четкие и в целом повторяют контуры зерен по линии соприкосновения с вмещающими сульфидами и, как правило, прерываются на контакте с силикатом;
- количество зон зависит от состава вмещающего Cu-Ni-Fe-сульфидного агрегата. Зональные зерна из сср-ро-рп ассоциации имеют только одну тонкую, высокоплатиновую (брэггитовую) кайму (рис. 1А). В сср-mlr ассоциации добавляется еще одна широкая, бесплатиновая (высоцкитовая) кайма (рис. 1Б).

О природе зональности. В дальнейших рассуждениях о природе зональности в сульфидах Pt и Pd, мы будем опираться на известные данные касающиеся эволюции сульфидных Fe-Cu-Ni-расплавов, которые достаточно хорошо изучены экспериментально (Дистлер и др., 1988, Налдред, 2003 и др.). Так при сравнении выделений брэггит-высоцкитов из Южного и Северного рифов по признаку наличия или отсутствия у них общих границ с Fe-Cu-Ni-сульфидами отмечена разница в их составе (рис. 2В). Контактующие с сульфидом выделения существенно обогащены Ni. Это доказывает, что они реагируют с сульфидным расплавом. А значит логично рассматривать их формирование через эволюцию Fe-Cu-Ni-сульфидного расплава и, в дальнейшем, твердых растворов по мере их остывания.

Состав ядерной части зонального срастания, по нашему мнению, достаточно случаен и, вероятно, зависит от локальных физико-химических условий (рис. 2Б). Ядро является наиболее ранней и высокотемпературной частью, и кристаллизовалось непосредственно из богатого ЭПГ сульфидного расплава (рис. 3А). Оно выдавливается к краю сульфидной «капли» или оседает на дно из-за высокой плотности.

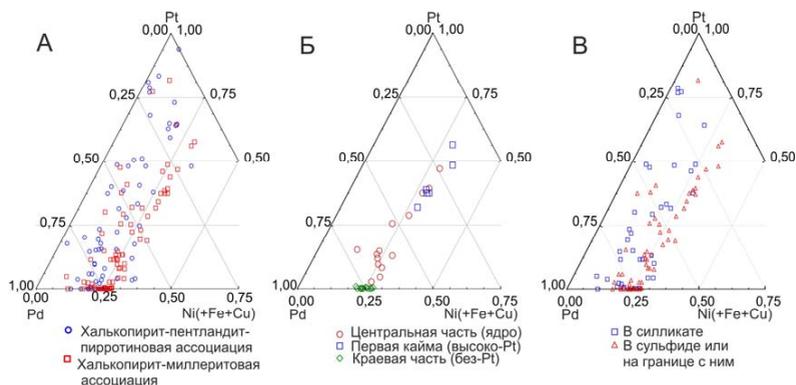


Рис. 2. Тройные диаграммы составов (ак) сульфидов Pt и Pd, SEM/EDS и м/з анализы: А – составы минералов из Csp-Pn-Po и Csp-Mlr-ассоциаций, Южный риф (N=141); Б – составы отдельных зон зональных зерен, Южный риф (N=35); В – составы зерен в зависимости от наличия/отсутствия у них общих границ с Cu-Ni-Fe-сульфидами, Южный и Северный риф (N=99).

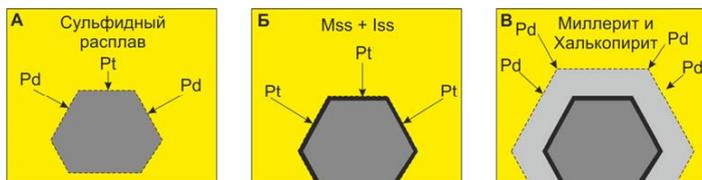


Рис. 3. Предполагаемая идеализированная модель формирования концентрической зональности в сульфидах Pt и Pd.

Следующие этапы связаны с дальнейшим остыванием сульфидного расплава и поведением растворенных в нем благородных металлов после кристаллизации моносульфидного твердого раствора (*Mss*). Ключевым моментом является то, что платина не способна растворяться ни в одной из главных фаз после распада *Mss*, и происходит ее накопление в остаточном расплаве. Происходит ее концентрирование в зоне жидкости лежащей по составу в пределах от борнита до моихукита (*Iss*). При этом богатая платиной жидкость сосуществует с сульфидом платины (Дистлер и др., 1988). Таким образом, при кристаллизации твердого раствора неспособная к растворению платина «нарастает» в виде высокоплатиновой бреггитовой каймы на уже сформированном ядре (рис 3Б).

Палладий ведет себя иначе, согласно экспериментальным данным (Peregoedova & Ohnenstetter, 2002) его содержания в *Hz-Iss* твердых растворах может составлять до 1,5 ат.% и увеличиваться по мере увеличения содержания Ni и Cu в них. Также пентландит, формирующийся при распаде твердых растворов, способен включать в себя до 1 ат.% Pd. Но если при распаде твердых растворов пентландит сформирован не будет, то высвободившийся Pd будет образовывать собственные минеральные фазы, т.к. другие сульфидные минералы (в нашем случае это халькопирит и миллерит) не способны к его растворению в ощутимых количествах (рис 3В). Таким образом, по нашему мнению, могла быть сформирована крайняя безплатиновая кайма.

Заключение. Важно отметить, что описанный выше тип зональности в бреггит-высоцитках широко проявлен только в Южном рифе. В рудах Северного рифа или Федоровой тундры зональность также проявлена, но выглядит иначе.

Данный процесс, по нашему мнению, происходил на заключительных стадиях формирования Верхнего расслоенного горизонта. Эволюция сульфидного расплава и растворенных в нем ЭПГ протекала в небольших объемах интеркумуляционной сульфидной жидкости заключенной в плагиоклазовую матрицу. Сам сульфидный расплав имел довольно необычный состав – был чрезмерно обогащен Cu, Ni и ЭПГ (более 500 г/т на 100% сульфид), и возможно, обеднен Fe (в случае csp-mlr-ассоции).

Наличие зональных зерен среди продуктов кристаллизации сульфидного расплава доказано экспериментально (Kravchenko, 2013), причем платиновые различия образуют центральные части зерен, а палладиевые – краевые. При нагревании зональных зерен происходит их гомогенизация и образование зерен с одинаковым содержанием платины и палладия. Из этого следует, что наличие зональности Pt-Pd-сульфидов может являться свидетельством их магматогенного происхождения и отсутствия существенных постмагматических преобразований.

Не смотря на широкую распространенность сульфидов Pt и Pd, тема зональности в них слабо отражена в научной литературе. Встречаются единичные упоминания и редкие фотографии применительно к комплексам Lac des Iles (Канада), Penikat (Финляндия) и Норильска (Barkov et al., 2004; Kozurev et al., 2002; Watkinson et al., 2002). Генезис зональности не обсуждается, а неоднородность в составе объясняется выносом Pd и Ni из минералов в процессе выветривания (Merkle & Verryn, 2003).

Список литературы

- Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Платинометальная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров) – Доклады РАН, 2007, т. 414, № 2, с. 215–218.
- Дистлер В.В., Гороховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования // Москва, «Наука», 1988, 232 с.
- Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометального месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. № 1, 2016. С.42-51.
- Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М. и Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометальная провинция: новые данные. В кн.: Латина России. Кн. 1. Москва ЗАО «Геоинформмарк» 1999, с.43-52.
- Налдред А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд // Санкт-Петербург, Изд. СПбГУ, 2003, 487 с.
- Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометальная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ. 2012. № 1. – С. 55-66.
- Barkov, A. Y., Fleet, M. E., Martin, R. F., & Alapieti, T. T. Zoned sulfides and sulfarsenides of the platinum-group elements from the Penikat layered complex, Finland //The Canadian Mineralogist. – 2004. – Т. 42. – №. 2. – С. 515-537.
- Kozurev, S. M., Komarova, M. Z., Emelina, L. N., Oleshkevich, O. I., Yakovleva, O. A., Lyalinov, D. V., & Maximov, V. I. The mineralogy and behaviour of PGM during processing of the Noril'sk-Talnakh PGE-Cu-Ni ores // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements, Special. – 2002. – Т. 54. – С. 757-791.
- Kravchenko T.A. Platinum and palladium sulfides in the crystallization products of melts in the Cu-Fe-S system//New Data on Minerals. – 2013. – V. 48. – С. 80-85.
- Merkle, R. K., & Verryn, S. M. Cooperite and braggite from the Bushveld Complex: implications for the miscibility gap and identification // Mineralium Deposita. – 2003. – Т. 38. – №. 3. – С. 381-388.
- Peregoedova A., Ohnenstetter M. Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe-Ni-Cu sulfide system at 760 C: experimental data and application to ore deposits // The Canadian Mineralogist. – 2002. – Т. 40. – №. 2. – С. 527-561.
- Watkinson D. H., Lavigne M. J., Fox P. E. Magmatic-hydrothermal Cu-and Pd-rich deposits in gabbroic rocks from North America //The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements, Special. – 2002. – Т. 54. – С. 229-319.

ЦИРКОНЫ ТУРГИНСКОГО МАССИВА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ ГРАНИТОВ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.А. Иванова, Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, А.М. Сагитова

anna_al_ivanova@mail.ru

Санкт-Петербургский Государственный Университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9

Введение. Постановка проблемы. Геохимические особенности и морфология циркона часто используются для решения проблем петрогенезиса горных пород, оценки условий их кристаллизации (температура, режим кислотности-щелочности). В рамках данного сообщения циркон изучался с целью выявления закономерности формирования сложного полиформационного Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье с рядом дифференциатов редкометальных гранитов (РГ), завершающимся образованием амазонитовых гранитов.

Тургинский интрузив расположен в пределах Газимуро-Аргунской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья и состоит из двух интрузивных комплексов пород: шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового и кукульбейского гранит-лейкогранитового. Ряд дифференциатов кукульбейского комплекса завершается образованием амазонитовых гранитов. Однако в сравнении с аналогичными редкометальными массивами, достаточно широко распространенными на территории Забайкалья, отличительной особенностью амазонитовых гранитов Тургинского массива является его безрудность.

Объекты и методы исследования. Изучались зерна циркона, полученные при выделении мономинеральных фракций. В ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа», «Нанотехнологии» изучалась морфология цирконов под бинокуляром LEICA и РЭМ, а также внутреннее строение по данным CL и BSE изображений, полученных при помощи СЭМ. Микропримесный состав был определён при помощи ионного зонда в Ярославле, ЯФ ФТИАН РАН.

Результаты изучения морфологии, внутреннего строения и геохимического состава цирконов. Цирконы пород шахтаминского комплекса представлены двумя морфологическими типами: короткостолбчатые дипирамидальные округлые зерна размером 30-100 мкм (95%) и игольчатые кристаллы с дипирамидальными верхушками с $KU=3-5$, 100-300 мкм. Цирконы бесцветные, прозрачные, с обилием минеральных включений. По (Pirip, 1980) они относятся к группам S12-14,17-19,24-25. CL-анализ выявил концентрическую и секториальную зональность цирконов. BSE-изображения свидетельствуют об однородности состава. Результаты микронзондовых измерений свидетельствуют о крайне малом содержании примесных компонентов, из которых основным является гафний, содержание его 0,7-1,7 мас.%.

Среди цирконов порфириовидных биотитовых гранитов (ранняя фаза) кукульбейского комплекса выделяются два морфологических типа зёрен: с $KU=3,5-6$ при длине 100-350 мкм и $KU=1,5-2,5$ при длине 50-250 мкм. Кристаллы полупрозрачные, светло-коричневые, с микроминеральными включениями. Набор граней определяется комбинацией двух призм (100) и (110) и двух дипирамид (101) и (211). При этом характерно преимущественное развитие форм (101) и (110), определяющее облик большинства зёрен. По (Pirip, 1980) они относятся к группам L4-5, S4-5,9 P2. Зёрна имеют сильно корродированную поверхность, прорезаются трещинами. Встречаются двойники со срастанием по плоскостям призмы, иногда происходит нарастание мелких кристаллов на так называемый циркон-субстрат. CL изображения демонстрируют преимущественно концентрическую зональность роста. В некоторых случаях метамиктные ядра окружены каёмками с тонкой концентрической зональностью. В ядрах могут быть захваченные мелкие цирконы, в том числе двойники. Часть зёрен обладает метамиктными разрушенными внешними зонами. Большинство зёрен имеет хаотичную трещиноватость. BSE-изображения выявляют зональность состава цирконов. По данным микро-

элементного анализа для гафния прослеживается нарастание концентрации от 0,5-0,8 мас.% в ядрах до 1,7-2,2 мас.% во внешних зонах и каймах. В отдельных зёрнах фиксируется содержание урана до 1 мас.%, преимущественно во внутренних зонах. Акцессорная минерализация в цирконах представлена апатитом, КПШ, слюдой, во внешних каймах по трещинам развиваются Y-ксенотим и Th-монацит.

Цирконы протолитионитовых гранитов (главная фаза) представлены короткостолбчатыми призматическими кристаллами с дипирамидальными верхушками. Размеры зёрен варьируют в широких пределах от 100-300 мкм для основной массы цирконов до 1 мм у некоторых индивидов, $KU=1,7-3$. Цирконы полупрозрачные и непрозрачные, окрашены в тёмно-бурый цвет, светлых и прозрачных зерен меньше 10%. Морфология представлена комбинацией пирамиды (101) и призмы (100), слабо развита или отсутствует призма (110) и иногда пирамида (301). Кристаллы характеризуются обилием микроминеральных включений,

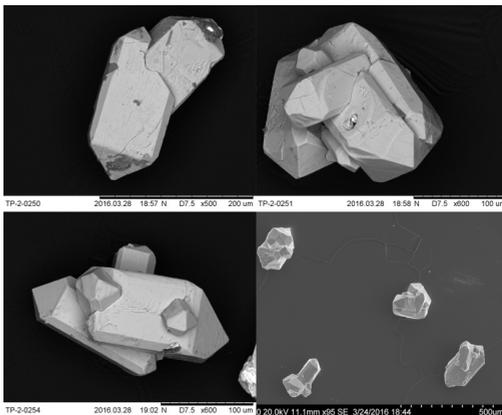


Рисунок 1. Двойникование цирконов из протолитионитовых гранитов.

часто приуроченных к ядерным зонам. Специфической особенностью цирконов этих пород является сильное развитие процесса двойникования и взаимного прорастания (Рис. 1). До 20-30% всех зёрен представлены двойниками и даже полисрастаниями. Параллельные двойники со срастанием по призме часто комбинированы с коленчатыми двойниками и полисрастаниями. По данным CL можно выделить стадийность формирования некоторых зёрен (Рис. 2). Фиксируются три этапа, соотносимых с тремя зонами кристаллов от центра к

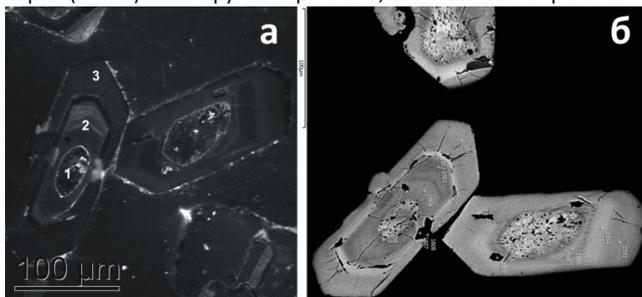


Рисунок 2. Зональность цирконов из протолитионитовых гранитов, миктных ядер ураном до 3-5 мас.% и торием до 1-2 мас.%, CL-изображение (а) и BSE-изображение (б).

краям: 1 – метамиктное ядро, часто овальной формы; 2 – участок с тонкой концентрической зональностью; 3 – широкая тёмная на CL-изображении однородная кайма. Обильны включения REE-минералов. Отмечены обогащённость метамиктных ядер ураном до 3-5 мас.% и торием до 1-2 мас.%, присутствие самостоятельной минеральной фазы – U-торита. Этот факт определяет метамиктность ядер. При радиоактивном распаде в результате альфа-бомбардировки разрушается кристаллическая решётка, минерал переходит в аморфное состояние. Этот процесс сопровождается увеличением объема, что приводит к формированию во внешних зонах кристаллов радиальных трещин. Для гафния характерна повышенная концентрация в ядрах и во внешних зонах (до 2 мас.%) и более низкие её значения в срединных зонах (0,7-1,2 мас.%). Акцессорная минерализация в цирконах представлена торитом и U-торитом, баст-

незитом, ксенотимом, U- и Се-монацитом, флюоритом, КПШ, слюдой, ильменитом, магнетитом, галенитом.

Цирконы амазонитовых гранитов Тургинского массива представлены призматическими кристаллами с дипирамидальными верхушками с $KU=2-3$ и размером 100-200 мкм. Цирконы имеют минимальный набор граней – призма (110) и дипирамида (101), относятся к одной морфологической группе В1 по (Pupin, 1980). Цирконы непрозрачные и полупрозрачные, матово-белёдые, иногда коричневатые за счёт микропримесей и включений. Встречаются параллельные и коленчатые двойники. CL и BSE фиксируют метамиктность цирконов, а также присутствие в них включений минералов тория, урана, редких земель. Кристаллы имеют губчатую внутреннюю структуру, поверхность граней часто кавернозна, что обусловлено высокими концентрациями примесей радиоактивных элементов и процессами их распада. Примесь Th обычно составляет 1-2%, U – 3-6%, до 15%, гафния 2-3 масс.%. В сохранившихся монокристаллических краевых зонах содержание этого элемента может достигать 7 масс.%. Среди минеральных включений наиболее распространены торит, U-торит, Се-монацит.

Обсуждение результатов и заключение. В ряду эволюции пород Тургинского массива цирконы демонстрируют тенденцию к уменьшению кристаллографического набора простых форм. Характер ядер цирконов из биотитовых гранитов допускает вероятность захвата зёрен из другого источника при плавлении. Однако породы шахтаминского комплекса в качестве такового не рассматриваются, поскольку в них цирконы практически не содержат примесных компонентов, в то время как ядра цирконов из биотитовых гранитов кукульбея обогащены ураном. Также неправильные текстуры ядер можно интерпретировать как позднематмическую перекристаллизацию под воздействием поздних магматически образовавшихся водных флюидов (Corfu et al., 2003).

Резкое изменение характера выделения отмечено для цирконов протолитонитовых гранитов. Эти цирконы отличаются интенсивным развитием процесса двойникования, наличием контрастных зон роста. Коленчатые двойники, обладающие зеркальной плоскостью, имеют ростовую природу. Как правило, их образование связано с резким изменением параметров среды кристаллизации, приводящих к зарождению и ориентированному росту новых кристаллов циркона на поверхности ранее образованных. Двойниковый рост имеет место в том случае, когда циркон-зародыш и циркон-субстрат имеют общие узлы кристаллической решетки, но направления главных осей кристаллов не совпадают. Осевые двойники, не имеющие регулярной плоскости двойникования, разделяющей два индивида, предположительно деформационной или трансформационной природы (Мачевариани, 2015). Таким образом, можно предположить, что цирконы протолитонитовых гранитов служат индикатором резкого изменения условий среды минералообразования, повышения щелочности, свидетельствуют о быстроте или равномерности заключительных этапов формирования и влиянии их на предшествующие. Кроме того, фактором срастания может служить длительное сохранение высокотемпературного режима магмы с низкой вязкостью (Мачевариани, 2015). Выделяемая сложная зональность цирконов может допускать наследование минералогического материала предшествующих этапов, чужеродность ядер-зародышей. Можно также допустить частичное растворение в процессе формирования и резкую смену условий. Ксенокристаллические ядра в большинстве случаев округлые, окатанные. Богатые ураном каёмки занимают секующее положение относительно концентрической зональности, что можно интерпретировать как частичное растворение кристаллов. Ядра цирконов главной фазы, а также все кристаллы амазонитовых гранитов богаты ураном и торием, что приводит к метамиктности их строения.

По данным изучения микропримесного состава цирконы Тургинского массива характеризуются тенденцией к увеличению доли Th+U и Y+REE в примесном составе в процессе

дифференциации расплава. В противоположность этому в цирконах рудоносного Орловского массива литий-фтористых гранитов происходит возрастание доли гафния в числе главных примесей циркона. Рудоносный и безрудный массивы демонстрируют два противоположных тренда изменения состава цирконов.

Спектры распределения РЗЭ в цирконах из РГ Тургинского массива характеризуются довольно высокой положительной цериевой аномалией. Се-аномалия свидетельствует о магматическом происхождении. Спектры цирконов РГ Тургинского массива контрастно отличаются от других массивов РГ высокой Eu-аномалией и высокими суммами РЗЭ. В цирконах протолитонитовых гранитов наблюдается резкий скачок суммарного содержания РЗЭ. С ними схож и спектр распределения РЗЭ амазонитовых гранитов. Заслуживает внимания тот факт, что на диаграмме $Se/Ce^{*-(Sm/La)_N}$ цирконы интрузива занимают индивидуальное положение, частично перекрывающее поле гидротермальных цирконов по (Hoskin, 2005).

Выполненное исследование морфологии, внутреннего строения и примесного состава цирконов Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье подтверждает представление, разработанное нами ранее на основе изучения геохимии пород и породообразующих минералов (Иванова, Сырицо, 2015) о том, что на этапе формирования протолитонитовых гранитов главной фазы происходит нарушение традиционного хода эволюции расплава плюмазитовых РГ. Этот процесс связан с повышением температуры кристаллизации (оценённой в том числе по уровню концентрации Ti в цирконе: ранняя фаза 810°C, главная фаза 852°C (Иванова, Сырицо, 2016)), щелочности расплава, изменением его геохимической специализации, проявляющейся в резком обогащении характерной ассоциацией тугоплавких элементов – Zr, Hf, РЗЭ, U, Th. Выяснение причин и условий выраженного ювенильного воздействия на кристаллизующийся расплав Тургинского массива требует дополнительных исследований, и прежде всего изотопно-геохимических исследований интрузивной системы Тургинского массива в целом, включая монцитонитовый комплекс.

Список литературы

- F. Corfu, J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin, P. Kinny. Atlas of zircon textures. Reviews in mineralogy and geochemistry 2003, 53 (1), 469-500.
- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 637–648.
- Pupin, J.P. Zircon and granite petrology / J.P. Pupin // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1980. – V. 73. – P. 207 – 220.
- Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Геохимические особенности безрудного Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // *Материалы Пятой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования»*, Москва, ИГЕМ РАН, 2015, - 298 с.
- Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Температурный режим формирования Тургинского интрузива редкометалльных плюмазитовых гранитов в Восточном Забайкалье // *Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования»*, 28 ноября – 2 декабря 2016г. М.: ИГЕМ РАН, 2016.
- Мачевариани М.М. Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПб, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2015, 149 с. (Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»)
- Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. Ун-та, 2002. 357 с.

О ЦОИЗИТЕ ТАНЗАНИИ

М.И. Казанцева¹, К.Д. Миронов², А.В. Антонов³, В.Н. Бочаров¹, Н.С. Власенко¹,
Н.И. Пономарева¹, П.Б. Соколов², В. Шиловских¹

e-mail: n_ponomareva@mail.ru

¹Санкт-Петербургский государственный университет

²“ООО Соколов”, Санкт-Петербург

³ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Настоящее сообщение посвящено результатам изучения разноокрашенного цоизита месторождения Мерелани-Хиллс в Танзании (Восточная Африка).

Как известно (Zancanella, 2004; Oliver, 2006), Мерелани-Хиллс – это уникальное, единственное в мире месторождение танзанита – редкой разновидности цоизита. Красивая синяя окраска танзанита определила активное использование этого минерала в ювелирном деле. Существует ряд зарубежных работ, посвященных изучению причин окраски танзанита, а также условий его формирования (Malisa et al, 1986; Muhongo et al., 1999; Zancanella, 2004; Oliver, 2006; Taylor et al., 2013 и др.). Но до сих пор, эти вопросы остаются не достаточно изученными и требуют дополнительных исследований.

Месторождение Мерелани-Хиллс расположено в северо-восточной части Танзании (восточная Африка), примерно в 70 км к юго-западу от горы Килиманджаро, между городами Аруша и Моши, в западной части хребта Лелатема

Месторождение Мерелани-Хиллс находится в центре Восточно-Африканской зоны разломов, которая подверглась обширному региональному метаморфизму.

Территория месторождения Мерелани-Хиллс простирается с северо-востока на юго-запад, размеры её составляют 8 км в длину и 2 км в ширину. Сложена она метасадочными горными породами позднего протерозоя амфиболитовой фации метаморфизма ($T=600-700$ °C, $P=6-8$ кбар (Oliver, 2006), представленными различными графитовыми гнейсами, доломитовыми мраморами и сланцами, рассеянными пегматитовыми дайками и кварцевыми жилами (Malisa, Muhongo, 1990; Malisa, 1998; Muhongo et al., 1999; Olivier, 2006).

Образование танзанита связано с процессами гидротермального изменения и скарнирования, с образованием известково-силикатных пород. Возраст танзанитовой минерализации оценен в 585 ± 28 млн. лет в условиях $P=5-6$ кбар и $T=650 \pm 50$ °C (Olivier, 2006). Формирование её связывают с этапом ретроградного метаморфизма и гидротермальной циркуляцией вдоль разрывных структур, образовавшихся в результате хрупких деформаций после Пан-Африканского (Неопротерозойского) тектоно-термального события (600-450 млн.лет) (Malisa, 1998; 2003; Muhongo et al. 1999; Giuliani et al., 2008).

По данным Б. Оливера (Oliver, 2006), танзанитовая минерализация на месторождении Мерелани Хиллс проявлена как в будинах, подвергшихся скарнированию, так и между ними, в так называемых «карманах».

В будинах танзанит ассоциирует с диопсидом, кварцем, анортитом, гроссуляром (цаворитом) (Oliver, 2006).

«Карманы» сложены крупнозернистым кварцем, плагиоклазом, гранатом, цоизитом (преимущественно танзанитом), пиритом, кальцитом, графитом, титанитом и иногда в качестве реликта присутствует диопсид. По данным Е. Малиса и С. Мухонго (Malisa, Muhongo, 1990), цоизит, здесь, как и многие драгоценные камни Танзании, был образован в процессе пегматитизации, после главной фазы панафриканского тектоно-термального периода. Именно к «карманам» приурочены промышленные скопления танзанита.

Постоянными сопутствующими минералами цоизита являются кварц, плагиоклаз, гранат, пирит, реже отмечаются титанит, диопид и кианит.

Плагиоклаз широко распространен в этой парагенетической ассоциации. Он образует зернистые и таблитчатые, а также сахаровидные агрегаты. Установлено как минимум две его генерации. Состав его значительно варьирует: от основного (анортита – ранняя генерация, №пл 94-96) до кислого (альбита – поздняя его генерация, №пл 5). Микроскопические и микрозондовые исследования позволили установить в анортите мельчайшую вкрапленность (размер зерен около 5 мкм), ванадийсодержащего гроссуляра, содержащего до 18 вес% V_2O_3 (рис. 1).

Гранат образует зернистые массы, реже представлен желто-зелеными кристаллами (размером до 2 см), которые обычно содержат мелкие включения графита. По интенсивности окраски гранат можно разделить на светло-зеленый (ассоциирует с кварцем и графитом) и интенсивно-зеленый (ассоциирует с цоизитом). По данным микрозондового исследования он является ванадиевым гроссуляром – цаворитом. Насыщенность окраски определяется концентрацией ионов железа. Если их совсем мало (менее 2%), гранаты почти бесцветны. Примеси хрома и ванадия придают им интенсивно зеленую окраску.

Графит присутствует в гнейсе в виде пластинчатых и чешуйчатых агрегатов, а также часто образует сплошные массы. Пластинки графита имеют неправильные формы, размер их варьирует в пределах от 0,3 – 6,0 мм в диаметре. Чаще всего встречается в метаморфических породах (сланцах, гнейсах, мраморах), придавая им темно-серый цвет. Он встречается в виде пластинок и табличек, а также часто в виде мелких включений во всех минералах ассоциации. Графит является концентратором важнейшего элемента месторождения Мерелани-Хиллс – ванадия. По данным Б. Оливера (Oliver, 2006) в графите содержится значительное его количество – до 2000 ppm

Пирит встречается в сплошных плотных массах и зернистых скоплениях в виде мелких зерен ярко желтого цвета, в ассоциации с гроссуляром, кварцем, танзанитом, графитом. Вокруг зерен пирита довольно часто наблюдаются каёмки оксида ванадия – карелианита.

Титанит (сфен) образует мелкие кристаллы красно-коричневого цвета. Ассоциирует с гроссуляром, кварцем и графитом.

Кальцит обычно наблюдается в виде сплошных зернистых масс, прожилков, и гнезд. В кальците наблюдается примесь Mg (MgO до 0,4 мас%), Fe (FeO до 0,9 масс%) и Mn (MnO до 10,7 мас%).

Цоизит представлен разноокрашенными разновидностями, среди которых преобладают: светло-зеленая, коричневато-фиолетовая, коричневая, светло-фиолетовая, темно-фиолетовая, зеленовато-фиолетовая, а также синяя (танзанит). Необыкновенный цвет минерала объясняется вхождением в его структуру элементов-хромофоров - ванадия и хрома (Oliver, 2006).

Кристаллы цоизита прозрачны, но довольно трещиноваты, их размер не превышает 2-5 см

Определение состава образцов проводили методом рентгеноспектрального микроанализа. Анализы были выполнены Ю.Л.Крецером. на сканирующем электронном микроскопе CAMSCAN-4DV (Великобритания) с полупроводниковым спектрометром для количественного определения макроэлементов AN-10000 (Великобритания).

Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток образца 1 нА. Обработку данных проводили с использованием программы ZAF-4/FLS. В качестве образцов сравнения применяли чистые металлы, стехиометрические соединения и образцы известного состава.

Для определения примесей с содержанием менее 1мас% использовали спектрометр с дисперсией по длине волн MICROSPEC -ЗРС (США). Условия анализа: ускоряющее напряжение 30 кВ, ток образца 100 нА. Метод позволяет определять содержания таких элементов как ванадий, хром, железо, марганец до 50 ppm.

Детальное изучение состава разноокрашенных образцов цоизита позволило установить следующую тенденцию: наблюдается увеличение содержания ванадия по мере нарастания интенсивности синевы оттенка цоизита. Самые высокие концентрации ванадия отмечены в темно-фиолетовых камнях, они достигают 3400 ppm, а самые низкие в образцах с зеленовато-желтым оттенком и в зеленом цоизите – 800 ppm. Содержание Cr колеблется в пределах 200 – 600 ppm, при этом самое высокое его содержание в зеленом цоизите (600 ppm при содержании V^{3+} – 1000 ppm). Тенденцию изменения содержания Ti отследить сложно, корреляция отсутствует, наибольшие его содержания установлены в образцах зеленого и светло-фиолетового цоизита (4000 – 5000 ppm), а наименьшие – в светло-фиолетовом и зелено-фиолетовом (1000 ppm).

Содержание марганца практически не варьирует и составляет около 100 ppm, при этом в образцах светло-фиолетового и зеленого оттенков оно менее 50 ppm, а в коричневом цоизите максимальное его содержание – 200 ppm. Так же в коричневом цоизите наблюдается несколько большее по сравнению с остальными образцами содержание Fe^{3+} (500 ppm), наименьшее содержание его в зеленом цоизите (<50 ppm) и минерале зеленовато-фиолетовых оттенков (100 ppm).

Микроскопическое изучение цоизита показало большое количество содержащихся в нём как твердых (минеральных), так и флюидных включений.

Состав флюидных включений в танзаните является уникальным и представлен преимущественно сероводородом с небольшими примесями азота и метана $H_2S \pm (N_2) \pm (CH_4)$. Ранее ((Malisa et al, 1986; Oliver, 2006; Taylor et al, 2013) включения охарактеризованы как безводные, но нами с помощью рамановской спектроскопии зафиксировано небольшое количество воды, которая расположена по периферии вакуоли, а также в жидкой фазе отмечено присутствие H_2O и иона HS^- . (Frezzotti et al, 2012). Изредка встречаются включения, в которых жидкая H_2S окаймляет газовый пузырек. В вакуолях флюидных включений наблюдается множество твердых фаз. Они представлены графитом, кальцитом, кварцем, каолинитом, а также серой.

В качестве твердых (минеральных) включений в цоизите установлены графит, кальцит, кварц, апатит, сульфиды, титанит.

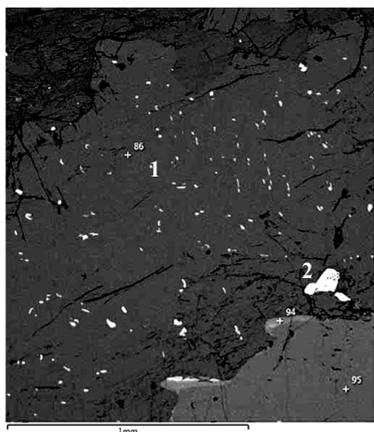


Рис. 1. Многочисленные включения голдманита и пирита в анортите (1-светлые точки – голдманит; 2 - кристалл пирита)

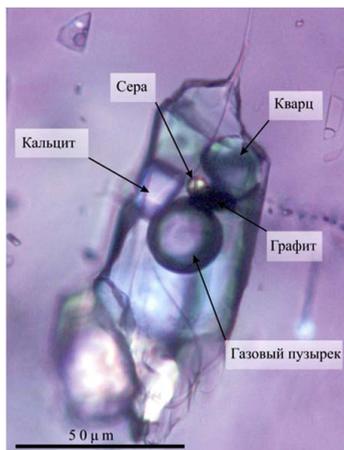


Рис. 2. Многофазное включение в танзаните.

На основе всего выше сказанного, можно сделать следующие выводы. Образование цоизита на месторождении Мерелани-Хиллс связано с процессами гидротермального изменения и скарнирования. Цоизит, как и сопутствующие минералы – гранат, пирит, графит, титанит обогащены ванадием. Окраска цоизита (танзанита) обусловлена вхождением в его состав ванадия. Наблюдается увеличение содержания ванадия по мере нарастания интенсивности синевы оттенка цоизита (800 – 3400 ppm).

Образование цоизита на месторождении происходило в условиях фазово-неоднородной среды, что обусловило захват изначально гетерогенных включений.

Состав газовой фазы в вакуолях примерно на 60% представлен азотом, на 37% сероводородом с небольшой примесью метана.

Жидкая фаза включений состоит преимущественно из жидкого сероводорода и незначительных примесей N_2 и CH_4 . Включения безводные или содержат небольшое количество воды, которая расположена по периферии вакуоли. В водном растворе отмечено присутствие иона HS^- . Во включениях были идентифицированы фазы серы S_8 .

Состав включений в цоизите свидетельствуют о метаморфическом происхождении минералообразующего флюида (Huff et al, 2007). Поскольку они практически не содержат воду, можно предположить, что кристаллизация цоизита происходила в условиях сухого метаморфизма.

Список литературы

- Frezzotti M. L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. In *Journal of Geochemical Exploration*. 2012. Vol. 112. P. 1–20.
- Giuliani G., Ohnenstetter D., Palhol F., Feneyrol J., Boutroy E., Boissezon H., Lhomme T. Karelite and vanadinite from the Merelani Hills gem zoisite deposits, Tanzania. In *The Canadian Mineralogist*. 2008. Vol. 46. P. 1183-1194.
- Huff T. A., Nabelek P. I. Production of carbonic fluids during metamorphism of graphitic pelites in a collisional orogen – An assessment from fluid inclusions. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. Vol. 71. P. 4997–5015.
- Malisa E. Petrology and lithochemochemistry of the mineralized tanzanite-grossular bearing rocks in the Merelani-Lelatema area, Northern Tanzania. In *Tanz.J.Sci.* Vol. 29 (2). 2003. P. 55-69.
- Malisa E., Kinnunen K., Koljonen T. Notes on fluid inclusions of vanadiferous zoisite (tanzanite) and green grossular in Merelani area, Northern Tanzania. In *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1986. Vol. 58. P. 53-58.
- Malisa E., Kinnunen K., Koljonen T. Notes on fluid inclusions of vanadiferous zoisite (tanzanite) and green grossular in Merelani area, Northern Tanzania // *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 1986. Vol. 58. Pp. 53-58.
- Malisa E., Muhongo S. Tectonic setting of gemstone mineralization in the Proterozoic metamorphic terrain of the Mozambique Belt in Tanzania. *Precambrian Research*. 1990. Vol. 46. P. 167-176 p.
- Malisa E.P. Application of graphite as a geothermometer in hydrothermally altered metamorphic rocks of the Merelani-Lelatema area, Mozambique Belt, northeastern Tanzania. In *Pergamon Journal of African Earth Sciences*. 1998. Vol. 26 (2). P. 313-316.
- Muhongo, S., Tuisku, P., Mtoni, Y. Pan-African pressure–temperature evolution of the Merelani area in the Mozambique Belt in northeast Tanzania. In *J. Afr. Earth Sci.* 1999. Vol. 29. P. 353–365.
- Olivier B. The geology and petrology of the Merelani tanzanite deposit, NE Tanzania: Phd Thesis / B.Oliver – Stellenbosch University, South Africa, 2006. 434 p.
- Taylor D., Rankin A.H., Treloar P. J. Liquid hydrogen sulphide (H_2S) fluid inclusions in unheated tanzanites (zoisite) from Merelani, Tanzania: Part 1. Recognition, characterization and gemmological importance. In *The Journal of Gemmology*. 2013. Vol. 33, No. 5–6. P. 149-159.
- Zancanella V. Tanzanite. All about of the most fascinating gemstones. The true story. In Cavalese, Italy: *Natvralis Historia*, 2004. 120 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВАНАДИЕВОЙ И СКАНДИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ ЮЖНОЙ ПЕЧЕНГИ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

А.А. Компанченко, А.В. Волошин, А.В. Базай
komp-alena@yandex.ru

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана 14

Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) является частью нижнепротерозойской рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга, в северо-западной части Кольского региона.

Колчеданные руды развиты на участке Брагино, который расположен в осевой части на юго-восточном блоке ЮПСЗ. Центральная его часть представлена метапикробазальтами меннельской толщи. На северном и южном флангах участка развиты вулканогенно-осадочные образования брагинской свиты. В вулканитах, преимущественно за пределами участка, закартированы малые тела диоритов, гранит-порфиров, лампрофиров, сиенитов. По вулканогенно-осадочным толщам широко развиты метасоматические образования - кварциты, березиты, листвениты, основные метасоматиты, альбититы (Ахмедов и др., 2004). В меннельских вулканитах несколькими выработками вскрыто тело колчеданных руд.

На основе отчета о поисковых работ на золото в пределах ЮПСЗ (Вороняева, 2004) и наших полевых наблюдений можно заключить, что тело колчеданных руд представлено пластом мощностью от 5 до 7 метров СЗ-ЮВ простирания, СВ падения под углом 75°, протяженность пласта предположительно до сотни метров. Мы предполагаем, что тело ограничивается с СЗ и ЮВ разрывными нарушениями.

По текстурным признакам колчеданные руды разделены на четыре типа: массивные, полосчатые, брекчированные и вкрапленные (Вороняева, 2004).

По нашим данным, массивные руды в зависимости от количества сульфидов разделены на два типа. Тип I выделен в центральной части рудного тела, состоит на 90-95% из сульфидов, 90% из которых приходится на пирротин, остальные - марказит, халькопирит, реже встречается сфалерит, молибденит.

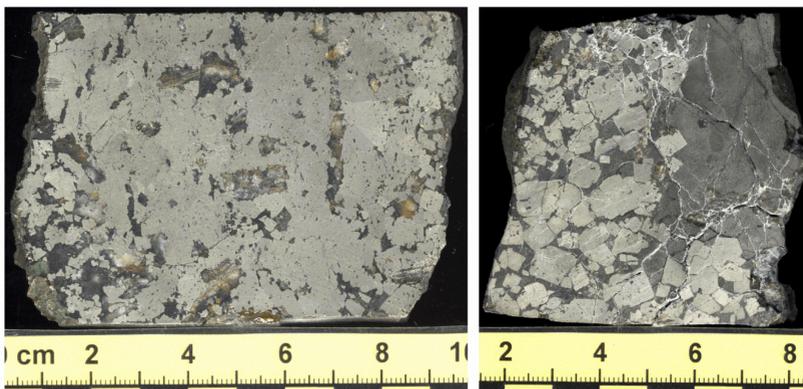


Рисунок 1. Слева - массивные пиритовые (Py) руды, справа - переходная зона от пиритовых к пирротиновым рудам II типа (Po). Белый минерал в трещинах - роценит.

Тип II - наиболее распространенный на всем участке. Он состоит на 80-85% из сульфидов, из которых 60% приходится на пирротин, по 15% на халькопирит и сфалерит, остальные

- марказит, пирит, молибденит, галенит и др. В пирротиновых рудах II типа обнаружены «гнезда», на 85% сложенные крупнокристаллическим пиритом с нерудными минералами в интерстициях, отличающиеся от других типов руд минералогией. Полосчатые руды пространственно связаны с массивными I типа, полосчатость обусловлена чередованием тончайших (сотни микрон) прослоек сульфидов и нерудных минералов. Брекчированные и вкрапленные типы руд распространены мало, в основном в краевых частях рудного тела, и по составу похожи на массивные, однако отличаются преобладанием нерудных минералов над рудными.

В колчеданных рудах участка установлен ванадиевый тип минерализации (Компанченко и др., 2015). Среди собственных ванадиевых минералов выявлены кульсонит, кызылкумит, ноланит, роскоэлит. В качестве существенной примеси ванадий входит в состав рутила, ильменита, хромита, минералов группы кричтонита и группы эпидота, флогопита, мусковита и минералов группы хлорита. Подобный тип минерализации установлен и в колчеданных рудах Прихибинья (Карпов и др.,) и Виханти, Финляндия (Сергеева и др., 2011). Примечательно, что все эти объекты приурочены к протерозойским рифтогенным структурам.

В колчеданных рудах участка Брагино, пиритовых и пирротиновых II типа были обнаружены реликты системы жил, предположительно, гидротермального происхождения. Она представляет собой будинированные жилки кварц-альбитового состава (рис. 2). Изучение внутреннего строения показало, что в них центральная часть сложена альбитом, а краевая - кварцем (рис.3). Данные образования содержат в себе ванадиевую минерализацию, которая представлена ноланитом - сложным оксидом ванадия, железа и титана, кульсонитом, минералами группы кричтонита, а также роскоэлитом - ванадиевой слюдой, и ванадийсодержащим мусковитом (рис.4). В этой системе проявляет себя и скандий - он образует минерал тортвейтит, а также входит в виде примеси в минералы группы кричтонита. Данные минералы встречаются исключительно в альбите и не проявлены в кварце. Генетическая позиция этих образований остается невыясненной. Они образовались раньше самих руд или синхронно с ними, а затем, в результате метаморфизма первичных руд были разрушены и сохранились в виде реликтов.

Возможно, что дальнейшее изучение этих образований позволит однозначно ответить на вопрос, что же послужило источником ванадия для образования его собственных минералов в колчеданных рудах Кольского региона и мира.

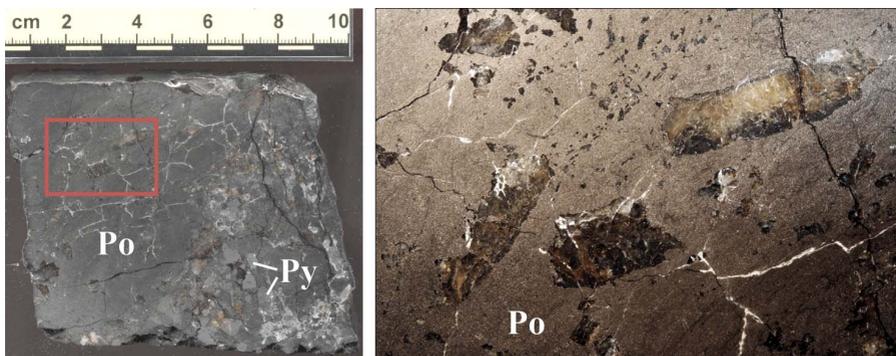


Рисунок 2. Слева - вид колчеданной пирротиновой руды (Po) с кристаллами пирита (Py), полированный образец. Справа - фрагмент с реликтами кварц-альбитовой жилки, выделенный красной рамкой. Белый минерал в трещинках - роцентит.

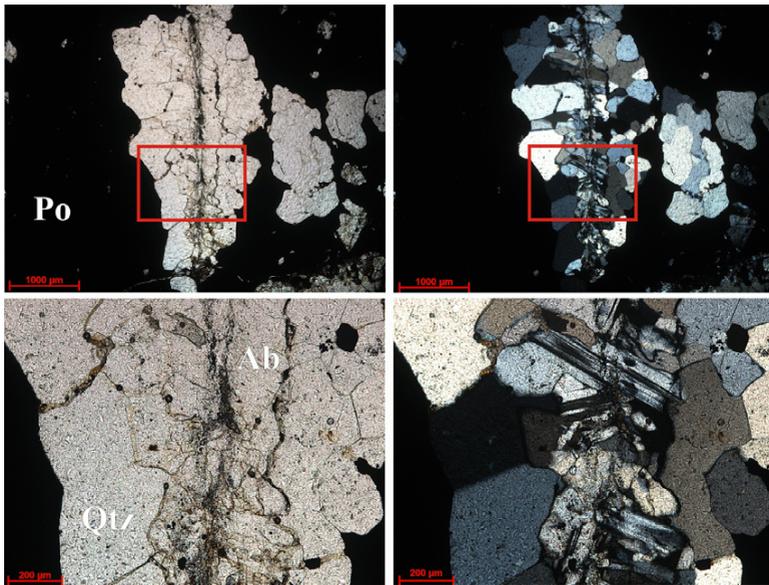


Рисунок 3. Строение кварц-альбитовой жилки в шлифе. Слева - жилки параллельны, справа - жилки скрещены. Верхний ряд - общий план, нижний ряд - детальный план. Ab - альбит, Qtz - кварц, Po - пирротин.

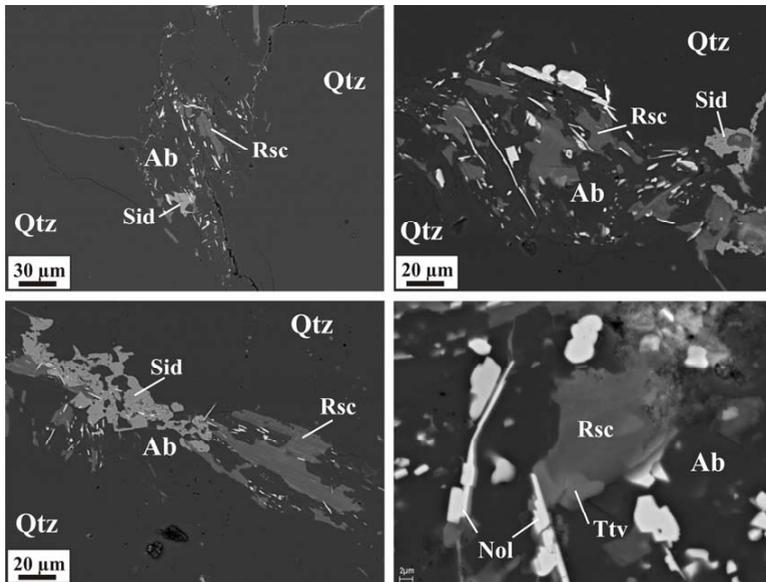


Рисунок 4. Минералогия кварц-альбитовых жилок. Снимки BSE. Ab - альбит, Qtz - кварц, Sid - сидерит, Rsc - роскозит, Ttv - тортвейтит, светлые пластинчатые кристаллы - ноланит (Nol).

Список литературы

- Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. 2004. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота. Региональная геология и металлогения. № 20. С.143-165.
- Вороняева Л.В. 2004. Информационный отчет о результатах поисковых работ на золото и другие полезные ископаемые в пределах Южно-Печенгской структуры в 2000-2004 гг. В 5 томах. 751 стр.
- Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. 2013. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротиновое ущелье (Прихибинье, Кольский полуостров). Записки РМО. №3. С.83-99.
- Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В. 2015. Ванадиевая минерализация в колчеданных проявлениях – новый тип для Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион. Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Материалы конференции. С. 325-326.
- Сергеева Н.Е., Еремин Н.И., Дергачев А.Л. 2011. Ванадиевая минерализация в рудах колчеданно-полиметаллического месторождения Виханти (Финляндия). ДАН. Т.436. №6. С. 800-803.

ЛЕТУЧИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЦИРКОНЕ ИЗ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Е.В. Левашова

katerina232k@yandex.ru

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова 2

Введение. Щелочные породы, как правило, содержат значительные количества редких металлов, таких как Nb, Ta, Zr, REE, Be и летучих компонентов, главным образом, F и Cl (Sørrensen, 1992). Украинский щит (УЩ) является уникальной провинцией щелочного магматизма, ограниченного протерозойским возрастом (1.7-2.1 млрд лет), и включает в себя около 50 массивов щелочных пород (Кривдик, 2002; Romarenko et al., 2013), среди них такие известные как Октябрьский, Южно-Кальчикский, Азовский, Ястребецкий и др. Азовское и Ястребецкое редкоземельные месторождения являются крупнейшими на территории УЩ связанными с сиенитами и кварцевыми сиенитами. Пержанское месторождение в щелочных и субщелочных гранитоидах, широко известное как месторождение Be, также содержит в себе запасы редкоземельных руд (Галецкий, Романюк, 2011). Цирконы этих месторождений уникальны не только по своему содержанию в рудовмещающих породах, по своим размерам, но и по концентрации редких и редкоземельных, а также летучих элементов в них. Наличие таких редкометалльных сиенитов является одной из специфических особенностей докембрийского щелочного магматизма УЩ (Кривдик, 2002).

Объект и методы исследования. Состав легких и летучих компонентов в цирконе определялся методом на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал Физико-технологического института РАН) по методике, изложенной в статье (Портнягин и др., 2002). Размер анализируемого участка циркона, свободного от микровключений других минералов, не превышал в диаметре 20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15 %; порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb. Исследование проводилось в наиболее представительных кристаллах с ярко выраженной зональностью, зонами потемнения в BSE, пористой структурой. Большинство анализируемых зерен циркона содержат в своем составе аномальное количество элементов-примесей, в частности Y (до 80400 ppm), REE (до 36000 ppm), Ca (до 12800 ppm), Nb (10300 ppm).

Результаты. По результатам исследования в составе аномальных зерен циркона Ястребецкого месторождения в темных каймах и зонах изменения, для которых характерны наибольшие содержания элементов-примесей, указанные выше, обнаружено существенное количество структурной воды до 5 %. В составе сильноизменного пористого зерна (образец 19 из лейкократового биотитового сиенита) количество H_2O стабильно во всех точках и составляет 4.8-5.2 %. Содержание H_2O в центральной неизменной области зонального кристалла (образец 20 из рибекит-эгиринового кварцевого сиенита) и в неизменном цирконе (образец 22 из меланократового амфиболового сиенита) невелико – 0.01-0.20 %, что характерно для магматического циркона (Trail et al., 2011), а в темной зональной кайме образец 20, обогащенной REE, Y и другими элементами-примесями, содержание структурной воды резко увеличивается до 5.3 % (рис.1). Ранее содержание H_2O до 2 % было обнаружено в цирконе из редкометалльных литий-фтористых гранитов Дальнего Востока, кристаллизовавшихся во флюидонасыщенном магматическом расплаве (Алексеев, Марин, 2013). А содержание H_2O до 4 % – в цирконе из коры выветривания гранитов Павловского комплекса Воронежского кристаллического щита, предположительно испытывавшие на себе воздействие гидротермальных растворов (Скублов, Золотарева, 2012). Стоит заметить, что рост содержания фтора четко коррелируется с увеличением содержания H_2O , так в

центральной неизменной части циркона из образца 20 и образца 22 содержание F колеблется от 0.001 до 0.003 %, а в темной кайме зонального циркона возрастает до 0.9 %. Такое резкое повышение F до 1 % ранее наблюдалось в кайме магматического циркона из редкоземельных сиенитов Тор Лейк (Hoshino et al., 2012), подвергшегося гидротермальной переработке, в результате которой образовалась кайма, обогащенная REE и Nb. Содержание F в пористом зерне циркона из лейкократового биотитового сиенита (образец 19), так же как и H₂O, относительно стабильно и составляет 0.34-0.69 %. Похожая тенденция наблюдается в отношении колебания содержания Cl, содержание которого в неизменном цирконе составляет до 0.001 %, а зональном и пористом цирконе – до 0.23 %. Содержание легких элементов (B, Be) также резко изменяется при переходе от неизменной области циркона к темным или пористым каймам, от 0.2-1.8 до 380-630 ppm – для B и от 3.2-1.9 до 540-1600 ppm – для Be.

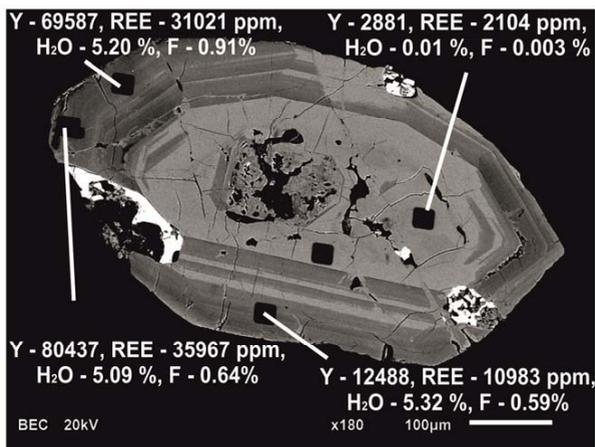


Рис. 1. Зерно циркона (образец 20) из рибекит-эгринового кварцевого сиенита Ястребецкого месторождения с нанесенными на него концентрациями REE (ppm), Y (ppm), структурной воды и F (%).

В цирконе Азовского месторождения содержание REE, Y и других элементов-примесей в них сравнительно невелико, лишь в измененной центральной области циркона из лейкократового сиенит-пегматита (образец 9) содержание REE достигает 15300 ppm и Y – 25300 ppm. В данном измененном цирконе также наблюдаются наибольшее количество структурной воды до 3.36 %, тогда как в светлой кайме данного циркона ее содержание составляет 0.21 %. Небольшое увеличение количества H₂O (до 1.53 %) наблюдается также в темной кайме зонального циркона из полевошпат-амфиболового пегматита (образец 12). В отношении накопления F в цирконе Азовского месторождения прослеживается аналогичная тенденция, как в цирконе Ястребецкого месторождения, его содержание в целом составляет менее 0.1 % и возрастает в измененной части образца 9 до 0.43 %. Содержание Cl не такое контрастное и сравнительно низкое, лишь иногда в темной в BSE области циркона лейкократового сиенит-пегматита (образец 9) количество Cl достигает 0.02 %. Содержание B и Be также невысоко по сравнению с цирконом Ястребецкого месторождения и для измененного циркона находится в интервале 46-68 ppm и 200-250 ppm соответственно.

В цирконе Пержанского месторождения в зернах с темными каймами (образец 36 из гранита) и с сильноизмененной центральной областью и трещиноватой сравнительно светлой каймой (образец 39 из гранит-порфира) содержание структурной воды достигает

крайне высокого значения и составляет в измененной кайме циркона (образец 36) – 4.17-5.03 % и 6.10-9.08 % – в цирконе из образца 39 с измененной центральной частью. В то время как в светлых в BSE областях данных и других зернах Пержанского месторождения содержание H_2O не превышает 1 %, а в неоднородных областях циркона – 1.5 %. Содержание F, четко коррелирующего с содержанием H_2O , в измененных частях зерен также высоко (0.66-3.24 %), а в неизмененных областях – невелико (0.01-0.18 %). Аналогичное распределение имеет Cl, в темной кайме образца 36 его количество составляет 0.048-0.106 %, а в цирконе из гранит-порфира (образец 39): 0.097-0.217 % – для темных центральных участков и 0.079 % – для светлой каймы, а в неизмененной центральной части – 0.007 %. Содержание легких элементов в цирконе Пержанского месторождения имеет высокие концентрации, значительно превышающие содержание данных элементов в двух предыдущих месторождениях, и также резко изменяется при переходе от светлой в BSE области циркона к темным. В цирконе из гранит-порфира (образец 39) содержание В и Ве составляет 4.6-30 и 7-28 ppm в неизмененной области соответственно, а в темных участках – 720-1130 и 590-980 ppm соответственно. Несколько ниже содержание этих элементов в цирконе из гранита (образец 36) и составляет В - 0.9 ppm и Ве - 9.5 ppm, а в темной кайме – В - 410-510 ppm и Ве - 400-560 ppm.

Обсуждение результатов. Содержание легких и летучих элементов резко повышается в темных каймах и зонах интенсивного изменения циркона в породах, являющихся относительно более поздними дифференциатами сиенитовой магмы (рибекит-эгриновый кварцевый сиенит Ястребецкого месторождения и полевошпат-амфиболовый пегматит Азовского месторождения), а также в породах, претерпевших в той или иной степени постмагматическое флюидное изменение (щелочные и субщелочные гранитоиды Пержанского месторождения).

Значительное содержание воды и фтора, имеющих положительную корреляцию с содержанием легких редкоземельных и других несовместимых элементов, может свидетельствовать о воздействии флюида (Trail et al., 2011; Hoshino et al., 2012; Hoskin, 2005), который в том числе несет редкометалльно-редкоземельную нагрузку. Экспериментально доказано (Caruba et al. 1985), что в цирконе, кристаллизовавшемся за счет флюида, обогащенного фтором, вода может занимать более половины структурной позиции кремния. Таким образом, высокое содержание воды, легких, летучих, а также редкоземельных элементов в цирконе из Ястребецкого и Азовского месторождения можно объяснить эволюцией расплава – на заключительном этапе формирования месторождения возросла роль флюидов (Левашова и др., 2016). Пержанское месторождения, генетически связанное с Ястребецким месторождением, имеет наибольшее количество воды (до 9 %) и содержание легких и летучих элементов, что также может быть связано с воздействием флюида. Стоит заметить, что для магматического (корового) циркона значительное превышение содержания воды в 0.02 % может возникать и за счет компенсации зарядов элементов-примесей, таких как REE, Y (Trail et al., 2011). Высокая степень метамиктности циркона, подтвержденная рамановской спектроскопией, также могла послужить значительной вместимости воды в структуру минерала.

Благодарности. Автор выражает благодарность С.Г. Кривдику, Т.Н. Лупашко и Е.А. Ильченко (ИГМР НАН Украины) за предоставление образцов циркона и сотрудничество при исследовании, С.Г. Симакина (ЯФ ФТИАН РАН) за проведение аналитических работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00125).

Список литературы

- Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Редкометалльные оболочки циркона в литий-фтористых гранитах Дальнего Востока // Доклады АН, 2013, Т. 451, № 3, С. 314–317.
- Галецкий Л.С., Романюк Л.С. Відкриття Пержанського родовища берилію за допомогою комплексних геохімічних методів пошуків // Київський національний університет імені Тараса Шевченка. 2011. № 52. С. 39-41
- Кривдик С.Г. Редкометалльные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002. № 7. С. 707-716.
- Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., С.-Х. Ли, Возняк Д.К, Кульчицкая А.А. Геохимия и U-Pb возраст (SHRIMP-II) циркона из редкоземельных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т.58, № 3, С.267-291.
- Портнягин М.В., Симакин С.Г., Соболев А.В. Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты // Геохимия. 2002. № 7. С. 691-699.
- Скублов С.Г., Золотарева Г.С. Геохимия циркона из коры выветривания гранитов Павловского выступа, Воронежский кристаллический щит // Записки РМО. 2012. № 1. С. 115-121.
- Caruba, R., Baumer, A., Ganteaume, M., Iacconi, P. An experimental study of hydroxyl groups and water in synthetic and natural zircons: a model of metamict state // American Mineralogist. 1985. V. 70. P.1224-1231.
- Hoskin, P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637-648.
- Hoshino M., Watanabe Y., Murakami H., Kon Y., Tsunematsu M. Formation process of zircon associated with REE-fluorocarbonate and niobium minerals in the Nechalacho REE Deposit, Thor Lake, Canada // Resource Geology. 2012. V. 63. № 1. P. 1-26.
- Ponomarenko A.N., Krivdik S.G., Grinchenko A.V., 2013. Alkaline rocks of the Ukrainian Shield: some mineralogical, petrological and geochemical features // Mineralogia. 2013. 44. № 3-4. P. 115-124.
- Sjorrensen H., 1992. Agpaitic nepheline syenites: a potential source of rare elements // Applied Geochemistry. V.7, Issue 5, 1992, P. 417-427
- Trail D., Thomas J.B., Watson E.B. The incorporation of hydroxyl into zircon // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 60-67.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ПОРОД МАЛОГО КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

В. И. Малов¹, И.А. Вишневецкая^{1,2}, Н.Г. Солошенко³
tillitomer@gmail.com

¹Новосибирский государственный университет,
630090, Новосибирская область, г.Новосибирск, ул. Пирогова, 2

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирская область, г.Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

³Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620016 Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Введение. Каратауский фосфоритоносный бассейн – одно из крупнейших скоплений месторождений фосфоритов в мире. Он расположен на юге Казахстана, северо-восточнее г. Шымкента в Джамбулской области в пределах хребта Малого Каратау. Каратауский фосфоритоносный бассейн вытянут с северо-востока на юго-восток на 120 км, при ширине от 15 до 25-30 км. Площадь 2,5 тысячи км².

Проявление фосфоритов было впервые описано в 1936 г. (Машкара, 1938). В дальнейшем, в течении трех-пяти лет после этого были выявлены почти все месторождения, и установлено, что вся их совокупность образует единый фосфоритоносный бассейн (Безруков, 1948).

Основная фосфоритовая (продуктивная) пачка Каратау залегает среди карбонатных слоев. Эти отложения первоначально были выделены в тамдинскую свиту, но после того, как были обнаружены сами фосфориты, ее перевели в ранг серии и разделили на кыршабактинскую, чулактаускую и шабактинскую свиты. Отложения тамдинской серии накапливались в период с венда по ордовик. Основное проявление фосфоритов связано с чулактауской свиты. Она состоит из пяти горизонтов различного облика и состава. Начинается разрез с горизонта «нижних доломитов», далее идет кремневый горизонт. Он постепенно переходит в фосфоритовый. Этот горизонт сложен в различной мере кремнистыми неяснозернистыми и зернистыми фосфоритами, часто с прослоями доломитов. Этот горизонт делится на 3 пачки: нижняя фосфоритовая, фосфато-сланцевая и верхняя фосфоритовая пачка. Практически повсеместно на фосфоритовый горизонт налегает маломощный горизонт строматолитовых и онколитовых доломитов. Разрез этой свиты закачивается горизонтом «бурых» доломитов. Вся эта серия налегает на подфосфоритовый каройский комплекс. В разных местах бассейна выходят различные подразделения этого комплекса: на юго-западной полосе отложения большекаройской серии, представленные слабометаморфизованными грауваками и алевропелитовыми пелагитами. В северо-западной части бассейна - отложения жанатасской серии, представленные фитогенными известняками, чередующимися с микритовыми и обломочными известнякам. К северо-востоку от выходов отложений большекаройской и жанатасской серий - породы коксуйской серии, представленные красноцветными пачками морских глинисто-алевролитовых пород чередующимися с известняками, которые залегают с угловым несогласием на породах большекаройской серии. А также на распространенных на больших пространствах в северо-восточной части бассейна отложениях малокаройской серии, представленными кварцевыми и аркозовыми косослоистыми гравелитами и песчаниками, зеленовато-серыми алевралитами с глауканитом в отдельных горизонтах и окремненными биогенными строматолитовыми доломитами (Еганов и др., 1984).

Объекты исследования. Нами были отобраны пробы из горизонта нижних доломитов, а также из нижней и верхней фосфоритовых пачек фосфоритового горизонта. Изучению подверглись карбонатная и карбонат-фосфатная составляющая пород.

зонта находится в интервале от 0,70891 до 0,70934. Очевидно, что максимальное значение является результатом преобразования Rb-Sr изотопной системы в ходе постдиагенетических изменений. Следовательно, при дальнейших построениях мы будем рассматривать только наименьшее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70891 с учетом, что при дальнейшем изучении оно может измениться в меньшую сторону. Более наглядно все результаты изотопных исследований представлены на рисунке (Рис.1).

Заключение. Сопоставление кривых вариаций изотопного состава стронция и углерода, полученных для наименее измененных карбонатных пород чулактауской свиты Малого Каратау с обобщенной кривой вариаций в кембрийском океане (Babcock et al., 2015) показало, что они могли формироваться начиная с начала и до конца кембрия (520 - 485 млн лет назад). Эти кривые были построены на основе компиляции литературных данных по изотопному составу стронция и углерода по всему миру и представлены в сборнике статей в поддержку Международной стратиграфической шкалы. Учитывая, что наименьшее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,70839, а значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьирует от +0,6 до -3,1‰, можно сузить этот интервал до раннего кембрия, а именно вероятнее всего чулактауские фосфориты накапливались сразу после 520 млн лет.

Благодарности. Авторы благодарны за помощь в пробоподготовке и аналитических исследованиях Г.А. Докукиной, В.Ю. Киселевой, О.А. Спичак. Полевые и петрографические исследования выполнены при поддержке проекта РФФИ 15-05-04344, изотопно-геохимическое изучение проведено при финансовой поддержке гранта РНФ 16-17-10076.

Список литературы

- Безруков, П.Л., 1948. Геологическое строение фосфаритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ.- В кн.:Фосфариты Каратау. Алма-Аты: Изд-во Ан КазССР, с. 3-66.
- Вишневская, И.А., Летникова, Е.Ф., 2013. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Геология и геофизика 54, №6, 741-763
- Еганов, Э.А., Ергалиев, Г.Х., Ильин, А.В., Краснов, А.А., Казахстан. Каратауский фосфоритоносный бассейн. Путеводитель экскурсии 045.// 27-й международный геологический конгресс, 1984, Изд-во "НАУКА" -68с.
- Машкара, И.И., 1938. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви Каратау (Южный казахстан). Проблемы советской геологии 1, 49-60
- Babcock, L.E., Peng, S.-C., Brett, C.E., Zhu, M.-Y., Ahlberg, P., Bevis, M., Robison, R.A., 2015. Global climate, sea level cycles, and biotic events in the Cambrian Period Palaeoworld 24, Is.1-2, 5-15

СРАСТАНИЯ ШПИНЕЛИ И КОРУНДА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОКА (МЬЯНМА)

А.В. Муромцева¹, В.Н. Бочаров², Н.С. Власенко², Л.Ю.Крючкова², Н.И. Пономарева¹,

П.Б. Соколов³, С.Ю. Янсон⁴

n_ponomareva@mail.ru

¹Институт Наук о Земле СПбГУ,

199178, 10-я Линия В. О., 33-35, Санкт-Петербург

²РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ,

198504, Ботаническая ул., 17, Петергоф, Санкт-Петербург

³ООО "Соколов", 197136, город Санкт-Петербург, Гатчинская улица, 11 лит. а, пом. 7 н

⁴РЦ Микроскопии и микроанализа, Научный Парк СПбГУ,

199034, Университетская наб 7/9

Введение. Настоящее сообщение посвящено результатам изучения редких агрегатов, представляющие собой сростания корунда и шпинели из месторождения Турейн-Таунг (Могок, Мьянма) и не описанных в литературе.

Первые геологические описания месторождений драгоценных камней в Могоке, их происхождения и местных способов добычи принадлежат британским геологам (Themelis, 2008). Однако долгое время на территории Могока практически отсутствовала какая-либо геологическая деятельность со стороны «западных геологов», поскольку после военного государственного переворота в 1962 году новое правительство Бирмы запретило иностранным лицам доступ к Могоку. В начале 90-ых годов Бирманское правительство позволило иностранным геологам посещать Могок, но в конце 2016 года доступ иностранцев к ним вновь запрещён.

Объекты исследования. Изученные агрегаты корунда и шпинели, представляющие собой сростания этих минералов, установлены только на месторождении Турейн-Таунг в Могоке. Они приурочены к дайке йоилит-уртитов, рассекающей диопсидовые мрамора (Themelis, 2008). Эти сростания (Рис. 1, а и б), вернее, обрастания округлых кристаллов корунда шестоватым агрегатом шпинели являются псевдоморфозами шпинели по корунду или периморфозами по терминологии Н.И. Красновой и Т.Г. Петрова (Краснова, Петров, 1997). Протокристалл корунда, как правило, окрашен в светло-серый или голубой цвета. Шпинель, нарастающая на корунд, имеет голубоватый оттенок либо светло-коричневый.

Методы исследования. Изучение характера границы сростания шпинели и корунда, а также включений в этих минералах проведено с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Кроме того, детальные исследования характера границ сростания минералов и микроанализ присутствующих фаз проводились на электронном микроскопе HitachiTM 3000 в РЦ Микроскопии и микроанализа.

Химический состав минералов определен на растровом оптическом микроскопическом анализаторе SEM-501 в ресурсном центре «Геомодель».

Исследования состава включений проводились на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50-кратном увеличении объектива.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см⁻¹. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1-50мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520,7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

Изучение объемного распределения минеральных примесей и дефектностей в корунде и шпинели были изучены на качественном уровне методом рентгеновской микромографии в РЦ Геомодель на микротомографе SkyScan 1172 (BrukerMicroCT, Belgium).



а



б

Рисунок 1. Обрастание корунда (1) шпинелью (2): голубой (а), размер образца 6 см.; светло-коричневой (б), размер образца 2 см.

Изучение объемного распределения минеральных примесей и дефектностей в корунде и шпинели были изучены на качественном уровне методом рентгеновской микротомографии в РЦ Геомодель на микротомографе SkyScan 1172 (BrukerMicroCT, Belgium). Режимы микротомографической съемки: Си излучение, ускоряющее напряжение 100 кВ, медный и алюминиевый фильтры, разрешение 2,48 мкм, угол поворота кристалла 0,2 град., количество сканирований в одном положении 3, экспозиция 0,8 сек. Проведено несколько сканирований. Для реконструкции массива теневых изображений использовалась программа NRecon (BrukerMicroCT), позволяющая нивелировать приборные артефакты и задавать диапазон градаций серого цвета, отвечающих величине рентгеновского поглощения и, соответственно, химическому составу. Для анализа полученных микротомографических сечений использовалась программа: DataViewer, CTVoхи CTAn (BrukerMicroCT).

Результаты исследований. Детальное исследование границы между шпинелью и корундом позволило установить, что корунд подвергся резорбции прежде, чем на его поверхности начала формироваться шпинель. Поэтому граница между минералами неровная, извилистая, она практически всегда маркируется графитом: вдоль неё наблюдаются мельчайшие его пластинки (Рис. 2).

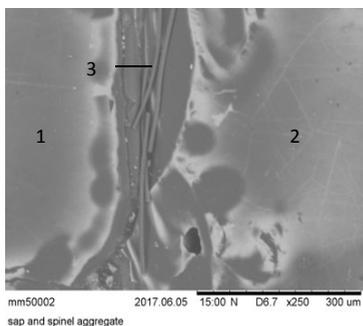


Рисунок 2. Граница между шпинелью (1) и корундом (2) маркируется пластинками графита (3).



Рисунок 3. Многочисленные флюидные(1) и минеральные (2) включения в корунде.

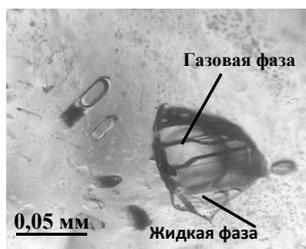


Рисунок 4. Флюидные включения в корунде. Газовая - смесь CO_2 и H_2S



Рисунок 5. Включения магнетита (1) и кальцита (2) в корунде.

Микрозондовое исследование шпинели показало, что её состав практически не изменяется. При этом отмечено, что вблизи границы шпинели с корундом в её составе фиксируется незначительное количество кремнезёма, уменьшающееся по мере удаления от линии контакта минералов. Кроме того, установлено также повышенное содержание FeO (до 1,5 мас. %) в голубой шпинели в отличие от светло-коричневой, которая содержит 0,6-0,9 мас. % FeO.

Состав корунда отличается постоянством и отсутствием микроэлементов.

Микроскопическое исследование шпинели и корунда позволило выявить большое количество флюидных включений (Рис. 3), как первичных (Рис. 4), так и вторичных. Первичные включения представляют собой крупные изолированные вакуоли, а мельчайшие вторичные расположены в виде скоплений по трещинам. Флюидные включения в корунде, как правило, двухфазные, и газовая фаза состоит из смеси CO_2 и H_2S (Frezzottietal., 2012).

В корунде присутствуют и минеральные включения (Рис. 5), среди которых наиболее часто наблюдаются: циркон, рутил, графит, магнетит, кальцит, диаспор.

В шпинели наблюдаются многочисленные графитовые пластинки и значительно реже кристаллы кальцита.

Обсуждение результатов. Детальное изучение границы между корундом и шпинелью на электронном микроскопе HitachiTM 3000 позволило установить, что корунд подвергся резорбции прежде, чем на его поверхности начала формироваться шпинель.

По форме агрегаты шпинели могут быть отнесены к IV типу шестоватых агрегатов (Краснова, Петров, 1997), когда рост индивидов шпинели происходил в стесненных условиях за счёт замещения субстрата – корунда, и при химическом взаимодействии его компонентов с раствором. Судя по составу флюидных включений, растворы, воздействующие на кристалл корунда, были углекислотными с небольшим количеством сероводорода и ионами магния и кальция. Присутствие многочисленных пластинок графита в шпинели, с одной стороны, обусловило окрашивание её в светло-коричневый цвет, поскольку практически никаких элементов-примесей в ней не установлено, а с другой стороны, свидетельствует, по-видимому, о восстановительной среде минералообразования.

Благодарность. Авторы выражают искреннюю благодарность М.В. Никитиной за качественное изготовление препаратов для микрозондовых и термобарогеохимических исследований.

Список литературы

- Frezzotti, M. L., Tecce F., Casagli A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. In Journal of Geochemical Exploration 112, 1–20.
- Themelis, T., 2008. Gems and mines of Mogok.
- Краснова, Н.И., Петров, Т.Г., 1997. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. Невский курьер, Санкт-Петербург.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК (МОНГОЛИЯ)

А.М. Николенко¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}

nikolenkoam@igm.nsc.ru

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3

² Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а

Введение. Мушугай-Худук – это щелочной комплекс вулканических, плутонических и пирокластических пород, варьирующих по составу от меланефелинитов до трахириодацитов в вулканической фации и от шонкинитов до кварцевых сиенитов в плутонической фации (Самойлов, Коваленко, 1983; Владыкин, 2013). Также в строении массива немаловажную роль играют карбонатиты, магнетит - апатитовые, апатитовые и флюоритовые породы. Возраст пород массива определен К-Ar методом и составляет 150-120 млн.лет (Самойлов, Коваленко, 1983). Вмещающие породы представлены палеозойскими известняками и основными вулканитами.

В настоящей работе представлены результаты изучения состава минералов апатитовых и апатит-магнетитовых пород комплекса, включая продукты гидротермального изменения этих пород.

Объекты исследования. Объектом исследования были выбраны апатитовые и апатит-магнетитовые породы, обнажающиеся в восточной части комплекса Мушугай-Худук (Апатитовая горка) (Рис. 1). Породы выходят на поверхность в виде двух штока размером 30*70 м, сложенного в центральной части практически мономинеральными гигантозернистыми маг-

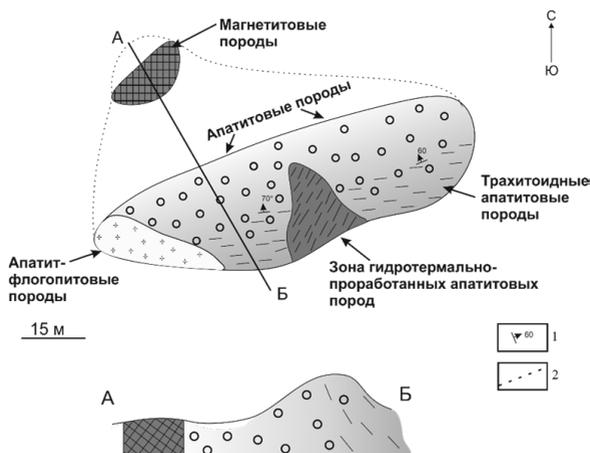


Рисунок 1. Схема геологического строения тела Апатитового (по Самойлов, Коваленко, 1983) с дополнениями авторов.

1 - ориентировка трахитоидности апатитовых пород;

2 - предполагаемые границы тела Апатитового

нетитовыми породами, которые постепенно сменяются магнетит-апатитовыми (в интерстициях появляется апатит), затем апатит-флогопитовыми и апатитовыми породами. Контакты пород штока с вмещающими толщами не обнажены. Вблизи контакта апатит становится мелкозернистым и приобретает трахитоидную текстуру.

В южной части штока прослеживается зона гидротермально проработанных апатитовых пород. Апатитолиты приобретают мучнистый облик белесоватого и зеленоватого оттенков.

Характерными минералами гидротермальной ассоциации являются фосфосидерит, монацит-Се, гетит, гематит, целестин, кварц, крандаилит, флюеллит, флюорит, барит, гипс, пирит.

Ниже рассматриваются наиболее характерные особенности состава минералов апатитовых и апатит-магнетитовых пород.

Магнетит содержит TiO_2 от 0.4 до 4 мас.%, MnO до 2.9 мас.%, Al_2O_3 до 2.5 мас.%. В минерале отмечены тонкие пластинки ильменита, располагающиеся по плоскостям (111). Особенностью состава ильменита является присутствие MnO (0.4-4 мас.%), V_2O_5 (до 0.8 мас.%) и Al_2O_3 (до 1.5 мас.%). По ильмениту изредка развивается рутил (анатаз ?) (рис.4), в котором содержатся примеси Nb_2O_5 (до 1 мас.%), Al_2O_3 (до 1.7 мас.%). Иногда магнетит по краю зерен и по трещинам гематитизирован. В составе гематита отмечена примесь цинка (ZnO до 1 мас.%).

В участках наиболее интенсивной гидротермальной проработки магнетит практически полностью замещен гетитом. Гетит содержит P_2O_5 (до 4 мас.%), SiO_2 (до 3 мас.%) и CaO (до 1 мас.%).

Флолопит встречается только в апатит-флолопитовых породах штока Апатитового, где слагает крупнопластинчатые кристаллы (размером до 20 см) в ассоциации с апатитом. Флолопит по среднему составу соответствует $(K_{1.69}Na_{0.17})(Mg_{4.42}Fe_{1.104}Ti_{0.316}Mn_{0.028})(Si_{5.92}Al_{2.03}O_{20}(F_{1.945}OH_{2.055}))$.

Апатит относится к фторапатиту (F от 3.3 до 4.1 мас.%). Особенностью минерала является присутствие в составе SiO_2 (до 2.2 мас.%), SO_3 (до 1.9 мас.%), SrO (до 1.7 мас.%), Na_2O (до 0.6 мас.%). Содержание РЗЭ в апатите варьирует от 2 до 4.8 мас.%.

Слабо измененный апатит в обратно-рассеянных электронах имеет внутреннее пятнисто-зональное строение, обусловленное вариациями состава примесных компонентов, где темные зоны по сравнению со светлыми содержат, например, меньшее количество SO_3 (0.9 мас.% против 1.9 мас.%) и Ce_2O_3 (1.3 мас.% против 2.1 мас.%). Эти же данные согласуются с экспериментами Харлова (Harlov et al., 2002b; Harlov and Förster, 2003), где отчетливо показано, как под воздействием растворов светлый апатит, обогащенный РЗЭ, преобразуется в темный апатит, обедненный РЗЭ, с включениями монацита.

При дальнейшем гидротермальном изменении в апатите отмечаются более высокие содержания РЗЭ и кремнезема по сравнению с минералом из неизмененных пород. Содержание SiO_2 повышается до 6,9 мас.%, сумма LREE достигает 15 мас.%. Также по апатиту развивается монацит и фосфосидерит, формируя частичные или полные псевдоморфозы (Рис. 2а). В рамановском спектре фосфосидерита присутствуют типичные пики на 285, 480 и 985 cm^{-1} .

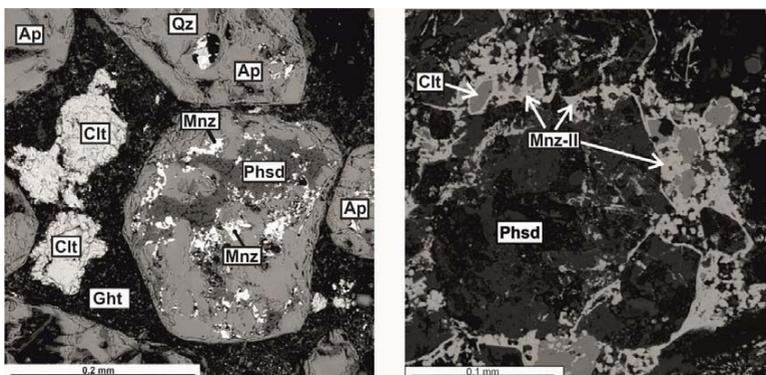


Рисунок 2. Изображение в обратно-рассеянных электронах: а – замещение апатита (Ap) фосфосидеритом (Phsd) и монацитом (Mnz); б – монацит-II образует сеть микропрожилков по краю зерен апатита. Clt - целестин, Ght - гетит, Qz - кварц.

(Ce)-Монацит в слабо измененных породах представлен в виде редких включений (монацит-I). В участках интенсивной гидротермальной проработки минерал формирует сеть тончайших микропрожилков (монацит-II) по трещинам и в межзерновом пространстве апатита, как бы обволакивая последний (Рис. 2б). Монацит-I характеризуется пониженным содержанием SrO (2.1 мас.%) и LREE до 40% мас.% по сравнению с монацитом-II (SrO 3.6-8 мас.%), LREE до 54 мас.%. Содержание SO₃ в монаците-II достигает 10 мас.%.

Обсуждение результатов. Для пород комплекса Мушугай-Худук, также как для карбонатов Западного Забайкалья, характерно присутствие целестина, ангидрита, барита. Эти минералы встречаются в дочерних фазах в силикатно-солевых и солевых расплавах включениях в минералах из пород вышеперечисленных комплексов (Andreeva et al., 1994, 1998; Doroshkevich and Ripp, 2004). Значительная роль сульфат-иона также прослеживается и на гидротермальной стадии, с образованием сульфатов (гипс, барит), сульфидов (пирит) и монацита II, обогащенного SO₃.

Полученные данные свидетельствуют о том, что изначально расплав был насыщен сульфат-ионом, что фиксируется высокими концентрациями его в апатите, монаците I. Экспериментальные данные (Katsura and Nagashima, 1974; Luhr, 1984) подтверждают зависимость уровня концентрации сульфатной серы в породах и минералах от количества SO₃ в расплавах. К числу природных примеров можно отнести обогащенные SO₃ фосфаты из пород карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (Doroshkevich et al., 2003), карбонатитов Кандагуба и Вуориярви (Bulakh et al., 2000).

При изучении апатитов нами были выявлены два этапа замещения:

1-й этап замещения характеризуется разложением апатита с образованием разноориентированных пластинок гипса в ассоциации с монацитом (Рис. 3а). Реакция выглядит следующим образом:

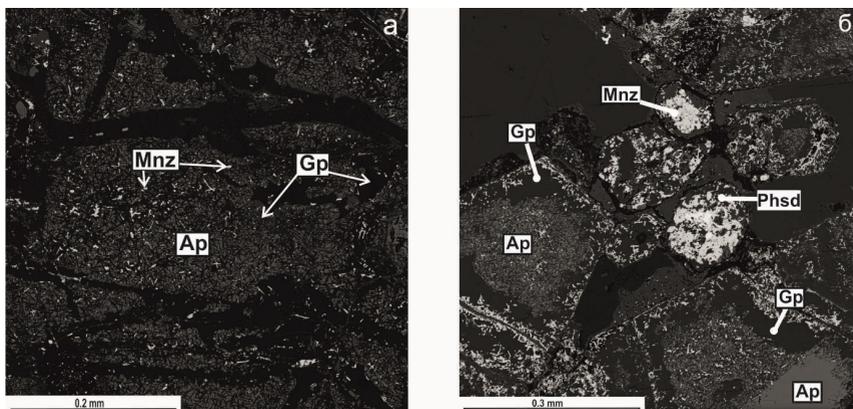
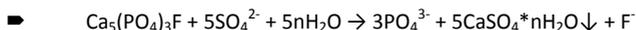
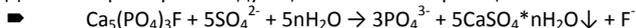


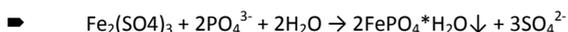
Рисунок 3. Изображение в обратно-рассеянных электронах: а – разложение апатита (Ap) с образованием разноориентированных пластинок гипса (Gp) в ассоциации с монацитом (Mnz); б – образование по апатиту (Ap) монацита (Mnz) и фосфосидерита (Phsd).



2-й этап замещения характерен для сильноизмененных участков. Для данного типа наблюдается образование по апатиту монацита и фосфосидерита, которые формируют частичные или полные псевдоморфозы (Рис. 3б).

Для них характерны следующие химические реакции:





Высокая химическая активность серы в гидротермальном растворе, на наш взгляд, приводила к тому, что апатит начинал разлагаться с высвобождением фосфат-иона и иона фтора. Последний, при взаимодействии с водой, мог связываться с кальцием с образованием флюорита. Магнетит же при окислительном процессе преобразовывается в гематит, часть которого при взаимодействии с агрессивным сульфат-ионом образовывала неустойчивую растворимую соль, которая затем с фосфат-ионом образовала фосфосидерит. И если образование монацита за счет компонентов, извлекаемых из апатита подтверждено экспериментально (Harlov et al., 2002b), то примеры псевдоморфоз фосфосидерита по апатиту не были нами встречены в литературе.

Таким образом, мы можем сделать вывод, что сера в щелочной высокотемпературной гидротермальной среде оказывается практически единственным и очень мощным окислителем для перемещаемых флюидным потоком катионов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Н.С. Карманову и М.В. Хлестову за помощь в выполнении электронно-микроскопических исследований минералов. Изучение объекта было выполнено за счет средств и по теме проекта НИР ИГМ СО РАН № 0330-2016-0002, а также с помощью средств РНФ (грант № 15-17-20036).

Список литературы

- Andreeva I., Naumov V., Kovalenko V., Listratova E., & Kononkova N. (1994). Magmatic Celestine in melt inclusions in apatites of alkaline igneous complex Mushugai-Khuduk (Southern Mongolia). *Doklady Akademii Nauk.* 337 (4), 499-502
- Andreeva, I. A., Naumov, V. B., Kovalenko, V. I., & Kononkova, N. N. (1998). Fluoride–Sulfate and Chloride–Sulfate Salt Melts of the Carbonatite-Bearing Complex Mushugai-Khuduk, Southern Mongolia. *Petrology*, 6(3), 307-315.
- Bulakh, A. G., Nesterov, A. R., Zaitsev, A. N., Pilipluk, A. N., Wall, F., & Kirillov, A. S. (2000). Sulfur-containing monazite-(Ce) from late-stage mineral assemblages at the Kandaguba and Vuoriyarvi carbonatite complexes, Kola peninsula, Russia. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie Monatshefte*, (5), 217-233.
- Doroshkevich, A. G., Kobylkina, O. V., & Ripp, G. S. (2003). Role of sulfates in the formation of carbonatites in the Western Transbaikal Region. *Doklady earth sciences*. Vol. 388, pp. 131-134.
- Doroshkevich, A. G., & Ripp, G. S. (2004). Estimation of the conditions of formation of REE-carbonatites in Western Transbaikalia. *Russ Geol Geophys*, 45(4), 492-500.
- Harlov DE, Andersson UB, Förster H-J, Nyström JO, Dulski P, Broman C (2002b) Apatite-monzite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden *Chem Geol* 191:47–72.
- Harlov DE, Förster H-J (2003) Fluid-induced nucleation of REE-phosphate minerals in apatite: nature and experiment. Part II. Fluorapatite *Am Mineral* 88:1209–1229
- Katsura, T., & Nagashima, S. (1974). Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38(4), 517-531.
- Luhr, J. F., Carmichael, I. S., & Varekamp, J. C. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- Владыкин Н.В. Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // *Геология и геофизика*. - 2013. - Т. 54. - № 4. - С.545-568.
- Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М: Наука, 1983.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ И СТРОНЦИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ КОНДЕРСКОГО МАССИВА

А.С. Осипов, А. А. Антонов

osipov.anst@yandex.ru; anthonov@yandex.ru

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Каф. Минералогии;
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д. 7-9.

Введение. При исследовании пегматоидных щелочных пород массива Кондер был обнаружен ряд аксессуарных минералов, содержащих в своем составе значительное количество редкоземельных элементов и стронция. Нами был проанализирован их химический состав и изучены морфологические свойства.

Объект исследования. Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков - Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультрасосновый зональный интрузив диаметром 7,5 км, сложенный платиноносными дунитами, клинопироксенидами, косьвитами, которые секутся более поздними по отношению к вмещающим породам жильными телами щелочных пегматитов.

Рассматриваемые в работе минералы, хотя и встречаются во всех изученных агапитовых породах массива, наиболее распространены в эвдиалитсодержащих породах эгириналъбитового состава. Исследуемые фазы относятся к различным стадиям становления породы. Так, апатитоподобные фосфаты, вероятно, формировались на позднемагматическом этапе кристаллизации, в то время как силикаты и карбонаты образовывались при гидротермально-метасоматическом преобразовании жилы.

Результаты. В ходе работы обнаружено двенадцать таких минеральных видов. Они представлены силикатами, фосфатами и карбонатами.

Силикаты: Бобтрайллит, Силуэллит-(Ce), Кайнозит-(Y), Перклевеит-(Ce).

Фосфаты: Высокостронциевый фторапатит, Стронадельфит, Фторкафит, Ксенотим-(Y), Бритолит-(Ce), Монацит-(Ce), Монацит-(Nd).

Карбонаты: Гальгенбергит-(Ce).

Наиболее интересными из перечисленных фаз являются описанные далее минералы.

Стронадельфит – редкий минерал с теоретической формулой $Sr_5(PO_4)_3F$. Зерно имеет размеры порядка 300x100 микрон, распложено в полости альбит-эгириновой массы. Рассчитанная формула на три атома фосфора имеет вид - $(Sr_{4,11}Ca_{0,79})_{4,90}(P_{3,00}O_{12,00})F_{0,80}$.

Фторкафит - $SrCaCa_3(PO_4)_3F$ – высокоупорядоченный апатитоподобный минерал [Хомяков и др., 1997] из группы бевовита. Рассчитанная на 3 атома фосфора формула имеет вид $(Ca_{3,74}Sr_{1,19}Na_{0,06})_{4,99}(P_{1,00}O_{4,00})_3(F_{0,93}(OH)_{0,07})_{1,00}$. Интересен то факт, что в пределах одного зерна (размер порядка 60 микрон) (Рис. 1) выделяются центральные фторкафитовые зоны и краевые зоны, сложенные обогащенным стронцием (до 0,88 ф.к.) апатитом. Индивиды располагаются в массе кристаллов альбита.

Стилвеллит-(Ce). Теоретическая формула - $CeB(SiO_4)O$. Кроме Ce (25-28 масс.%), минерал в значительных количествах содержит La (12-16 масс.%) и Nd (8-13 масс.%). Рассчитанная формула имеет вид:

$(Ce_{0,4}Nd_{0,22}La_{0,19}Pr_{0,05}Sm_{0,05}Sr_{0,04}Gd_{0,02}Ca_{0,02})_{1,00}B_{1,06}((Si_{0,97}P_{0,03})_{1,00}O_{4,00})O_{1,08}$. Стилвеллит встречен в виде включений в сильно гидратированном эвдиалите. Здесь же обнаружены микровростки еще двух боросодержащих минералов - датолита и бобтрайллита. Необходимо отметить, что используемый метод анализа позволяет зафиксировать только полуколичественные значения бора.

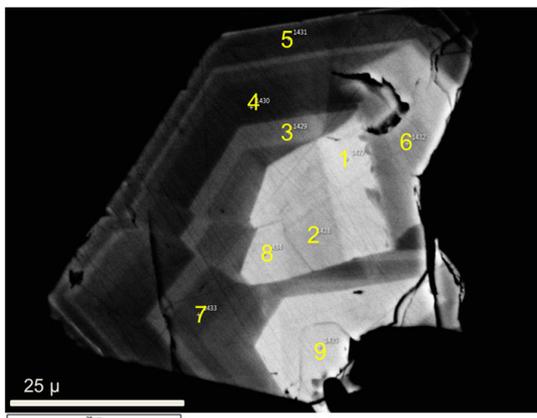


Рисунок 1. Зональный кристалл, центральные части которого (точки 1, 2, 8, 9) сложены фторка-
фитом, краевые части (точки 3, 4, 5, 6, 7) – обогащенным стронцием фторапатитом.

Кайнозит-(Y). Теоритическая формула - $\text{Ca}_2(\text{Y,Ce})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Имеет ярко выра-
женную блочную структуру. Размер индивидов до 400 микрон. Рассчитанная формула имеет
вид $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,36})_{2,12}(\text{Y}_{1,54}\text{Dy}_{0,17}\text{Gd}_{0,06}\text{Er}_{0,06})_{1,83}(\text{Si}_{4,00}\text{O}_{12,68})(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$, однако, наблюдаются, по
крайней мере, две области, где церий доминирует в составе над другими редкоземельными
элементами, что говорит о возможности присутствия не известного ранее Се-аналога кайнози-
та. Исследования в данном направлении продолжаются. Выделения кайнозита, как и в
случае с боросодержащими силикатами, приурочены к полостям и кавернам в крупных зо-
нальных зернах эвдиалита. Это указывает на более позднее время кристаллизации данных
минералов относительно описанных фосфатов и связь их образования с гидротермально-
метасоматическими процессами в породе.

Гальгенбергит - (Ce). Редкий карбонат кальция и церия - $\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Примеча-
тельно, что этот минерал образуется исключительно в виде псевдоморфоз по кристаллам
альбита (Рис. 2), замещающая краевую их часть. Иногда он встречается в ассоциации с кальци-
том, так же развивающимся по зернам альбита. В целом, этот минерал кристаллизуется на
конечных стадиях минералообразования, а рассчитанная формула имеет вид $(\text{Ca}_{0,97}\text{Sr}_{0,05})_{1,02}$
 $(\text{Ce}_{1,11}\text{Nd}_{0,47}\text{La}_{0,24}\text{Pr}_{0,11}\text{Sm}_{0,05})_{1,98}(\text{CO}_3)_{3,99} \cdot \text{H}_2\text{O}$.

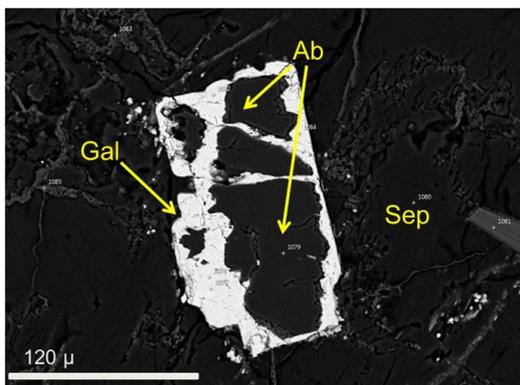


Рисунок 2. Развитие гальгенбергита-(Ce) (Gal) по альбиту (Ab) в массе сепиолита (Sep).

Обсуждение результатов и выводы. По нашим наблюдениям, описанная акцессорная минерализация приурочена к порам и трещинам непосредственно в породе, а также к участкам выщелачивания и кавернам в зернах эвдиалита. Это указывает на ее разновозрастное происхождение. Мы можем наблюдать минералы, как позднемагматических этапов становления породы, так и фазы, кристаллизующиеся на гидротермально-метасоматических и гидротермальных стадиях преобразования исходного вещества. Их индивиды, как правило, имеют микроскопические размеры, редко превышающие 150 микрон.

В целом, нами было обнаружено двенадцать редкоземельных и стронциевых минералов. Выявлено несколько боросодержащих фаз. Отметим некоторые особенности минерализации:

- изученный минерал группы эвдиалита сильно гидратирован, он постоянно содержит экзотичную для собственно эвдиалита примесь свинца, при этом дефицитен в отношении типичных для него натрия и хлора. Наличие чётко выраженных признаков изменения минерала указывает на многостадийность процесса эволюции цирконосиликата;
- главным минералом вишневитовых щелочных пород является *сульфатный* вид группы канкринита – вишневит. В макроскопических количествах здесь отмечены сульфиды меди;
- поздние фосфато-силикаты в щелочных пегматитах содержат до 7 мас.% V₂O₅.

Таким образом, в гидротермально преобразованных щелочных породах присутствуют элементы, характерные для «рудных» козьвитов, а контакты этих пород сопровождаются собирательной перекристаллизацией козьвитов.

Вышесказанное указывает на возможную связь поздних процессов минералообразования щелочных пегматитов Кондэра с обнаруженным благороднометалльным оруденением в измененных козьвитах массива.

Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ и в ресурсных центрах «Геомодель», «Рентгенодифракционные методы исследования», «Центр микроскопии и микроанализа» на аппаратном комплексе, включающем электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD - AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX - AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS - INCA 500 (Инженер-аналитик Власенко Н.С., Шиловских В.В.).

Благодарности. Авторы выражают благодарность проф. каф. Минералогии СПбГУ А.Н. Зайцеву, профессору РАН И.В. Пекову, сотрудникам кафедры Минералогии и кафедры Геологии месторождений полезных ископаемых за оказанное содействие в проведении работы, полезные консультации и обсуждения.

Список литературы

- Schlüter J., Malcherek T., Husdal T. A. The new mineral stetindite, CeSiO₄, a cerium end-member of the zircon group // Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, 2009. Т. 186. № 2. С. 195-200.
- Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов//М.: Недра, 1967. 142 с.
- Гурович В.Г., Емельяненко Е.П., Землянхун В.Н., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива//М.: Наука, 1994. 176 с.
- Кривовичев В.Г. Минералогический словарь// СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2009. 556 с.
- Хомяков А.П., Куликова И.М., Расцветаева Р.К. Фторкафит Ca(Sr,Na,Ca)(Ca,Sr,Ce)₃(PO₄)₃F – новый минерал со структурным мотивом апатита // Записки Всероссийского Минералогического Общества, 1997. Т. 126. № 3. С. 87-97.

ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕЗОАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, Ц. КАРЕЛИЯ)

З.П. Рыбникова, С.А. Светов

zoia_rybnikova@mail.ru, ssvetov@krc.karelia.ru

Институт геологии КарНЦ РАН, 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

Введение. Петролого-геохимическое изучение архейских высокомагнезиальных вулканитов зеленокаменных поясов древних кратонов мира имеет важное значение для реконструкции процессов становления и эволюции ранней литосферы (Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000; Вревский, 2003; Светов, 2005; Слабунов и др., 2006; Щипанский, 2008; Puchtel et al., 1998; Arndt et al., 2008), при этом ключевой проблемой является геохимическая типизация серий, реконструкция условий формирования первичных высокомагнезиальных расплавов. Данная работа посвящена новому этапу геохимического изучения вулканитов мезоархейской коматиитовой серии Койкарской структуры.

Объекты исследования. Койкарская структура расположена в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (ВСЗП), находящемся в центральной части Карельского кратона в области северо-западном обрамления Ведлозерского блока (Светова, 1988; Стратиграфия..., 1992). Наиболее древние породы структуры представлены разрезом мезоархейских лав коматиитов в переслаивании с туфами того же состава (мощность разреза 400-450 м). Выше на них залегают лавы базальтов мощностью около 700 м. Коматиит-базальтовая ассоциация перекрывается средне-кислыми вулканитами и осадочными парагенезами мезоархейского (~2.85 млрд лет) возраста. Мафитовую ассоциацию прорывают интрузивные тела представленные перидотитами, высоко-Mg габброидами и субвулканическими дацитами.

Временной интервал образования коматиитового комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса оценивается в 2.97-2.90 млрд лет (Светов, 2015). Возраст, секущих коматииты, даек дацитов в Койкарской структуре по данным цирконометрии (SHRIMP-II) равен 2927 ± 9.1 млн лет, что коррелирует с полученными ранее значениями 2935 ± 15 млн лет (Бибикова, Крылов, 1983).

Метаморфические преобразования пород коматиит-базальтовой ассоциации ВСЗП происходили на уровне от зеленосланцевой до эпидот амфиболитовой фации (Рыбаков, 1980; Лобач-Жученко и др., 2000; Володичев и др., 2002).

Методы исследования. В данной работе проанализирован валовый состав проб коматиитов, базальтов, и высоко-Mg габброидов. С целью детального изучения маломощных дифференцированных лавовых потоков коматиитов было в выполнено сплошное бороздовое опробование тела мощностью 2.4 м (пробы для химического анализа отбирались через каждые 10 см).

Анализ проб проводился в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск): определение петрогенных элементов выполнен методом химического разложения (Пономарев, 1961); содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS (Thermo Scientific X Series 2) по методике открытого кислотного разложения для ультраосновных, основных пород (Светов и др., 2015).

Результаты и обсуждение. По содержания MgO совокупность всех пород коматиитовой части разрез Койкарской структуры разделяется на: коматииты ($MgO > 18$ мас.%, $TiO_2 = 0.3-0.8$ мас.%, $SiO_2 = 39-51$ мас.%) и коматиитовые базальты ($MgO = 8-18$ мас.%, $TiO_2 = 0.4-0.8$ мас.%, $SiO_2 = 47-59$ мас.%).

По характеристическим петрогенетическим отношениям $CaO/Al_2O_3 = 0.2-1.2$, $Al_2O_3/TiO_2 = 15-30$ коматииты могут быть отнесены к Al-недеплементированному типу (Arndt et al., 2008). В

системе Th/Yb-Nb/Yb для них незначительно проявлен тренд коровой контаминации.

По распределению петрогенных и РЗЭ в коматиитах может быть выделено два типа:

Тип I: (в мас.%) $\text{SiO}_2 = 43.22-50.89$, $\text{TiO}_2 = 0.31-0.60$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.52-12.27$, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 9.29-13.53$, $\text{MgO} = 22.45-26.07$, $\text{CaO} = 4.90-8.96$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 0.05-0.32$, характеризуются нефракционированным спектром распределения РЗЭ с положительной аномалией по Pb, и отрицательными по Sr и Zr, уровень содержания РЗЭ близок к верхнемантийному (~1.5).

Тип II: (в мас.%) $\text{SiO}_2 = 39.26-44.35$, $\text{TiO}_2 = 0.57-0.73$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.19-15.95$, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 14.39-16.40$, $\text{MgO} = 21.18-25.18$, $\text{CaO} = 3.74-6.01$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 0.03-0.24$, имеют подобный спектр распределения РЗЭ с коматиитами I типа, но с более высоким уровнем содержания РЗЭ (2-3 мантийных уровня).

Проведенный в COMAGMAT-5.0 (Ariskin et al., 2013) анализ расчетной зависимости состава модельного оливина от температуры кристаллизации коматиитовых расплавов Койкарской структуры отражают выделенные ранее геохимические типы коматиитов: более магнезиальный, имеющий более высокий номер равновесного оливина (Fo_{91-94} , I тип), и более железистый (Fo_{90-92} , II тип).

Анализ геохимической характеристики коматиитовых базальтов показывает, что все имеющиеся пробы характеризуются близкими содержаниями (в мас.%) $\text{SiO}_2 = 47.59-59.07$, $\text{TiO}_2 = 0.41-0.74$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.64-14.90$, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 9.12-12.54$, $\text{MgO} = 10.50-18.02$, но различаются по концентрации CaO: 5-11 и <3 мас.% и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 0.3-4.74 и <0.11 мас.%, разделяясь на 2 группы, одна из которых отражает более высокий уровень вторичных изменений пород. По распределению РЗЭ коматиитовые базальты подобны высоко-Fe коматиитам (II типа), за исключением более высоких значений Pb в коматиитовых базальтах. Данные наблюдения позволяют предполагать генетическую связь коматиитовых (тип II) и коматиит-базальтовых магм.

Разрез базальтов, широко представленный в Койкарской структуре, характеризуются содержаниями (в мас.%) $\text{SiO}_2 = 48.63-64.48$, $\text{TiO}_2 = 0.44-1.00$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.84-15.81$, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 5.26-14.55$, $\text{MgO} = 2.74-13.39$, $\text{CaO} = 5.41-13.36$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 1.12-4.81$, что позволяет выявить ряд пород от базальтовых до андезибазальтовых разностей. Для собственно базальтов характерен нефракционированный спектр распределения РЗЭ, со значительными вариациями Cs, Rb, Ba. Андезибазальты (находящиеся непосредственно в разрезе) характеризуются фракционированным спектром распределения РЗЭ и обогащением в области ЛРЗЭ.

Габброиды Койкарской структуры (массивы оз. Яниш, оз. Питкилампи и на 3 км дороги на д. Койкары) характеризуются содержаниями (в мас.%) $\text{SiO}_2 = 53.43-59.80$, $\text{TiO}_2 = 0.56-2.05$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.90-16.41$, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 5.54-6.06$, $\text{MgO} = 6.11-11.02$, $\text{CaO} = 5.99-13.21$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2.36-6.34$. Спектр распределения РЭ и РЗЭ в габброидах оз. Яниш и оз. Питкилампи нефракционирован в области ТРЗЭ и ЛРЗЭ. Первые имеют отрицательную аномалию по Nb и положительную аномалию по Sr, вторые – отрицательные аномалии по Sr и по Ta. Содержания РЗЭ в габбро оз. Питкилампи выше, чем оз. Яниш.

РЗЭ в габбро на 3 км дороги на д. Койкары имеют фракционированное распределение, обеднены тяжелыми элементами и обогащены легким. Имеют отрицательную аномалию по Ta. В итоге, на основе геохимических данных, выделено три геохимических типа высокомагнезиального габбро, комагматичные I-типу коматиитов (габброиды массива оз. Питкилампи), комагматичные базальтам (массив оз. Яниш) и связанные с эволюцией андезитового мезоархейского комплекса с возрастом формирования ~2.93 млрд лет (массив 3 км на д. Койкары).

Выводы. Новый этап проведенных геохимических исследований показ, существенную химическую гетерогенность коматиит-базальтовой ассоциации. Установлены эволюционные ряды формирования в пределах ассоциации отдельных серий, таких как: 1) коматииты (I-

типа) – высокомагнезиальные габброиды; 2) коматииты (II-типа) – коматиитовые базальты – базальты – габброиды; 3) андезитобазальты – габброиды (не связанные с коматиитами, а приуроченные к более позднему кислому магматизму).

Полученные выводы существенно дополняют имеющиеся данные по типизации высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и могут использоваться для реконструкции условий формирования и эволюции первичных расплавов (как коматиитового, так и базальтового и андезитового ряда) и уточнения геодинамических обстановок архейского вулканизма.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ №№ 16-35-00268, 16-05-00486 и 17-55-45005.

Список литературы

- Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т.268, №5. С. 1231-1235.
- Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6, С. 587-617.
- Кожеников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены: Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2000. 223 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. №6. С.26-42.
- Пonomarev A. I. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М: Издательство АН СССР. 1961. 414 с.
- Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд. Карелия, 1980. 136 с.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 1-29.
- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
- Светов С. А. Мезоархейские коматиит-базальтовые комплексы: литогеохимические типы и их роль в архитектуре ранней континентальной коры // материалы XII Всероссийское петрографическое совещания, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2015. С.26-29.
- Светов С. А., Степанова А. В., Чаженигина С. Ю., Светова Е. Н., Михайлова А. И., Рыбникова З. П., Парамонов А. С., Утицина В. Л., Колодей В. С., Эхова М. В. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. № 7. 2015. С. 54-73.
- Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск,:КНЦ РАН. 1988. 148 с.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КНЦ РАН. 1992. 190 с.
- Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 544 с.
- Ariskin A. A., Dayushevsky L. V., Bychkov K. A., McNeill A. W., Barmina G. S., Nikolaev G. S Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Economic Geology, 2013, V.108, № 8, P. 1983-2003.
- Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.
- Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 57-74.

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА И СРАВНЕНИЕ С КЛИНОПИРОКСЕНАМИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

А. М. Седова

a.sedova@spbu.ru

Институт Наук о Земле, СПбГУ, 199178, Санкт-Петербург, 10-я Линия В. О., 33-75

Ловозерский массив – самая крупная из известных щелочных расслоенных интрузий на нашей планете. Но до настоящего момента вопрос о его происхождении и становлении не считается до конца решенным, т.к. окончательно не ясен механизм формирования всех пород плутона.

Массив представляет собой многофазное интрузивное тело, имеющее сложное двухъярусное строение: верхняя часть – пластообразная залежь мощностью около 2 км, нижняя – округлый вертикальный шток (Arzamastsev A.A., et al., 2008). Пластовая интрузия является расслоенным комплексом агапитовых нефелиновых сиенитов. Незначительными считаются реакционные взаимодействия щелочной магмы с породами кровли (Буссен И.В., Сахаров А.С., 1972). Выделяются такие последовательно внедрявшиеся интрузивные фазы: фаза-I (комплекс Содалитовых сиенитов - КСС), фаза-II (Дифференцированный комплекс - ДК), фаза-III (комплекс Эвдиалитовых луювритов - КЭЛ) (Власов, 1959; Буссен И.В., 1972; Arzamastsev A.A., et al., 2008). Источником магматических расплавов палеозойских интрузий – Хибинского и Ловозерского плутонов - считается деплетированная мантия, испытывавшая редкометальное обогащение (Kogarko L.N. et al, 2009). Единый источник обуславливает необходимость рассмотрения эволюции клинопироксенов в обоих массивах вместе.

Нами были определены составов клинопироксенов КЭЛ и изучены в комплексе с другими ловозерскими пироксенами, а также с пироксенами пород Хибинского массива, с целью найти новые особенности поведения основных и примесных элементов.

Нами было изучено семь образцов различных пород из комплекса Эвдиалитовых луювритов (табл. 1) с помощью оптической и электронной микроскопии (511 анализов). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками EBSD - AzTec HKL Channel 5 Advanced и EDX - AzTec Energy 350 (ПЦ СПбГУ «Геомодель»), а также на электронном сканирующем микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350» (ЦКП МГУ).

Ранее было установлено, что состав пироксенов Ловозерского массива подчиняется единой закономерно изменяющейся в вертикальном разрезе диопсид – геденбергит – эгириновой серии, которая была сформирована в ходе фракционной кристаллизации в квазизакрытой системе (Герасимовский В.И. и др., 1966; Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko L.N. et al, 2006). Установлена скрытая расслоенность, выраженная в том, что с возрастанием стратиграфической высоты содержания Na, Fe³⁺ и Ti увеличивается, а Mg и Ca уменьшаются, при этом осуществляется соответствующая схема изоморфизма (Ca,Mg,Fe²⁺) - (Na,Fe³⁺,Ti). Накопление Ti в системе способствовало увеличению его содержания в пироксенах на поздних стадиях, но в некоторых образцах наблюдается резкое уменьшение его содержания. Л. Н. Когарко предполагает нахождение Ti как в виде NaTiSiAlO₆, так и в виде нептунита (Na₂FeTiSi₄O₁₂), который пропадает из системы на последних стадиях в связи с дефицитом закисного железа. Уменьшение содержания циркония обычно связывают с повышением щелочности пироксенов. Предполагается, что цирконий, возможно, структурно замещает закисное железо.

Таблица 1.

Список изученных образцов с привязкой

Название породы	обр.	Место отбора	абс выс, м
Эвдиалитовый луюврит-фойяит оци- лярный	10-1	р. Тулбануай	816
натролит-лаврофилитовый фойяит	5-1	р. Куфтуай у подножья г. Маннепах	880
эвдиалитовый луюврит содалитовый	13	р. Тулбньюнай	893
порфировидный луюврит-ювит	16	склон г. Ангвундасчорр	998
фойяит трахитоидный содалитовый	17	пер. Геологов	1000
фойяит трахитоидный содалитовый	15	г. Кедыкверпах	1004
эвдиалитовый луюврит (эвдиалитит)	16а	г. Ангвундасчорр	1120

Состав кинопироксенов из КЭЛ. Химизм пироксенов каждого из комплексов пород имеет свои **особенности**. Пироксены КЭЛ, наиболее близкие к стехиометрическому эгирину, характеризуются следующим образом. В стандартной формуле, имеющей вид $M_2M_1T_2O_6$, тетраэдрическая позиция занята только Si, Al. В позиции M_2 атомы Ca и Na, а в позиции M_1 : Fe^{3+} , Mg, Mn, Ti, Fe^{2+} , Al, Zr, Nb, V, Cr. Расчет кристаллохимических коэффициентов проводился по сумме катионов равной 4.

Сравнительная характеристика составов пироксенов. Для сравнительной характеристики мы использовали индекс фракционирования Стефенсона, который показывает степень эволюции для щелочных пироксенов. Наиболее примитивными по составу являются диопсид-авгиты из дайковой фазы Хибинского массива ($Na-Mg = -0,9$). Наиболее ранние пироксены Ловозерского и Хибинского массивов близки к этому составу ($Na-Mg = -0,75$). Почти с такого же состава начинается эволюция обширной диопсид-эгирин-авгитовой серии из ДК. Эгирин-авгиты третьей фазы начали свое формирование только лишь при $Na-Mg > 0,8$ (рис. 1).

Для пироксенов обоих массивов характерен перелом титанового тренда – он проявлен, как в породах обоих более поздних комплексов Ловозерского плутона, так и в породах Хибинского. Такое поведение объясняется условиями электронейтральности и связано с прекращением вхождения Al в тетраэдрическую позицию. С этим связано также появление минералов группы ломоносовит-мурманит и позднего лампрофиллита. Предполагается присутствие Ti в форме нептунитовой составляющей (Ferguson A.K., 1977; Korobeynikov A.N., Laaioki K., 2004; Kogarko L.N. et al, 2006). Таким образом, первый этап развития тренда Ti связан с нептунитом, а после изменения направления в составе $NaTiSiAlO_6$ компоненты не требующего для себя Fe^{2+} . Возможно этот переход маркирует поступление окисляющего флюида.

В Ловозере, в отличие от Хибинского массива и массива Илимауссак, наблюдается повышенное значение йохансенитовой составляющей, что, по всей видимости, связано с более окислительными условиями (Korobeynikov A.N., Laaioki K., 2004). Это заметно и по наиболее низкому, содержанию Fe^{2+} . Его содержание сильно отличается в каждой интрузивной фазе Ловозерского массива (рис. 1).

Для ловозерских пироксенов характерны высокие содержания Zr во всех комплексах пород массива, но наиболее высокие значения, по данным Л.Н. Когарко (2015), в породах ДК (2,38%), а в КЭЛ наблюдается пониженное содержание Zr, что связано с последней стадией фракционирования и появлением отдельной циркониевой фазы - эвдиалита. Результаты наших анализов вместе с данными других авторов показали другую картину. На рис. 1 видно, что пироксены КЭЛ более богаты Zr, чем пироксены из ДК и КСС. Так максимальное содержание ZrO_2 в них 3,09 % (по нашим данным) против 2,38 % в ДК (Когарко, 2015). Интересно

заметить, что такое повышенное содержание Zr характерно для эвдиалитовых люавритов – пород с наибольшим содержанием эвдиалита, как собственной фазы Zr. Таким образом, эти данные опровергает версию Л.Н. Когарко о связи уменьшения содержания Zr с появлением эвдиалита в качестве собственной циркониевой фазы. Но в то же время подтверждается факт значительного уменьшения содержания Zr в краевых зонах кристаллов. Это также объясняется увеличением щелочности и уменьшением растворимости Zr.

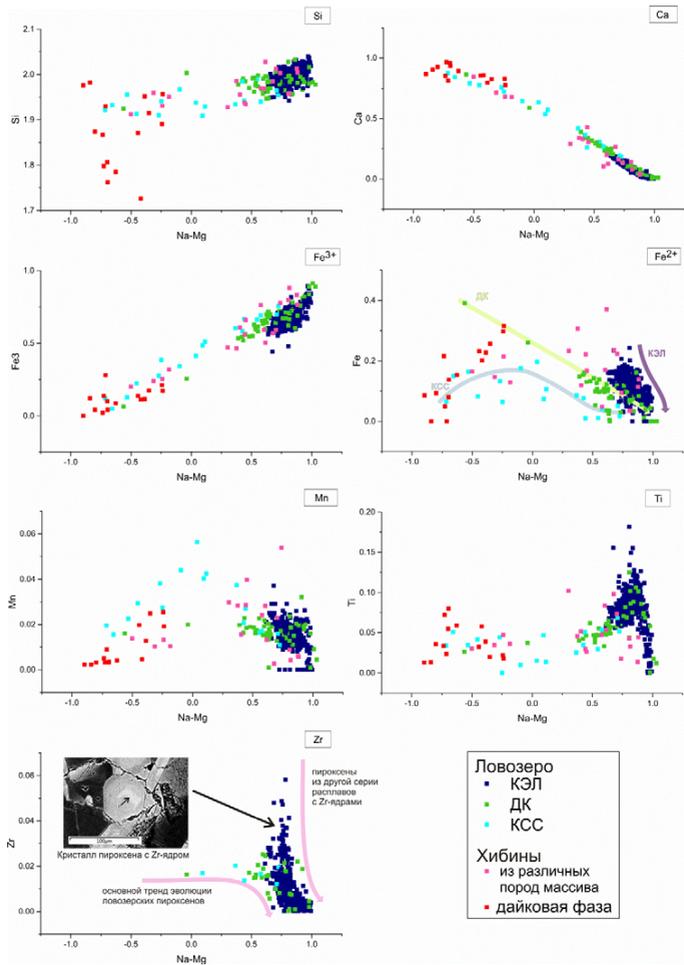


Рис. 1. Тренды эволюции пироксенов в зависимости от индекса фракционирования по Stephenson (1972), в ф.е. Пироксены КЭЛ по нашим данным, ДК и КСС по Korobeynikov A.N., Laaioki K. (2004), Femenias O. et al. (2005), Kogarko L.N. et al. (2006, 2015), Suk N.I. et al. (2009), состав пироксенов Хибинского массива по данным Костылевой-Лабунцовой (1978), пироксены из даек Хибинского массива по данным Arzamastsev A. A. et al. (2005).

В целом же, очевидно, что такое сильное циркониевое обогащение пород КЭЛ не связано с продуктами дифференциации расплава, продуцировавшего породы массива. Таким

образом, мы выделяем низкоциркониевую и высокоциркониевую ветви эволюции клинопироксенов в Ловозерском массиве. Первая, является продуктом фракционной кристаллизации расплава, продуцировавшего основной тренд эволюции ловозерских пироксенов, второй связан с каким-то другим процессом, проявившемся только во время третьей фазы внедрения. Скорее, можно говорить о дополнительном флюидном/расплавном обогащении пород Zr, что также подтверждается довольно крупными и сильно обогащенными циркониевыми ядрами эгирин-авгитов КЭЛ (рис. 1)).

Выводы. 1. Составы наиболее ранних клинопироксенов Ловозера и Хибин весьма похожи (отличие в содержании Zr и Mn), однако в дайках Хибинского массива наблюдаются еще более примитивные по составу пироксены. 2. На промежуточном этапе становления КЭЛ произошло резкое окисление пород, что, по всей видимости, связано с внедрением флюида/расплава обогащенного Zr и летучими компонентами. Это также послужило причиной некоторого изменения составов пироксенов в породах других комплексов. 3. Впервые выявлены низкоциркониевая и высокоциркониевая ветви эволюции составов клинопироксенов.

Список литературы

- Andersen T., Elburg M., Erambert M., 2016. The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilaesberg Complex, South Africa. *Chemical Geology*. Available online xxxx.
- Arzamastsev, A., 2014. Dykes in the northeastern Fennoscandian Shield: a key for Paleozoic magmas emplacement and estimation of primary mantle melts composition. *Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism*.
- Arzamastsev, A., et al., 2008. The Khibina and Lovozero Alkaline Massifs: Geology and Unique Mineralization. 33 *IGC Excursion No. 47, Apatity, 22 July-2 August 2008*, 1-58.
- Féménias, O., Coussaert, N., Brassinnes, S., and Demaiffe, D., 2005a, Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia): *Lithos*, v. 83, no. 3-4, p. 371-393.
- Ferguson A.K., 1977. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60, 247-253.
- Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R., 2006. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, Vol. 70(4), pp. 347-359.
- Korobeynikov A.N. and Laaioki K. (1994) Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. *Geochemistry International*, 31, 69-76.
- Mann U., Marks M., Markl G., 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos* 91, 262-285.
- Nielsen T.F.D., 1979. *Contribs Mineral and Petrol.* V.69. № 9/10, p. 1123.
- Stephenson, D., 1972. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, South Greenland. *Lithos*, 5, 187-201 pp.
- Suk N.I., Kotelnikov A.R., Kovalsky A.M., 2009. Iron-magnesium minerals from differentiated rocks of Lovozersky alkaline massif. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*. Sofia, V. 47, pp. 97-107.
- Wu B, Wang RC, Yang JH, et al., 2016. Zr and REE mineralization in sodic lujavrite from the Saima alkaline complex, northeastern China: A mineralogical study and comparison with potassic rocks. *Lithos* 262, 232-246.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука. 1972.
- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М., 1959. Ловозерский щелочной массив (породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). Академия наук СССР, Москва, 623 с.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А., 1966. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Наука, 381 с.
- Когарко Л.Н., 2015. Фракционирование циркония в пироксенах щелочных магм. *Геохимия*, №1, 3-11.
- Костылёва-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В. Минералогия Хибинского массива. Т. 2, Наука, 1978.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В БАССЕЙНЕ Р.БЕЛАЯ (БАШКИРИЯ)

Е.В. Шатрова¹, А.Б. Кузнецов², Г.А.Данукалова³

shatliza@yandex.ru

¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

³Институт геологии УНЦ РАН, 450077, Уфа ул. К.Маркса, 16/2

Поступление растворенного Sr в Мировой океан происходит разными путями. Однако один из важнейших – это континентальный сток, годовой объем которого на сегодня оценивается в пределах от 2.21×10^{12} г до 2.73×10^{12} г (Кузнецов и др., 2012). Современный континентальный сток является крупнейшим источником стронция в океане. Множество рек участвуют в переносе Sr, попадающего в них из дренируемых пород. Изотопный состав Sr в реках строго зависит от петрографического и минералогического состава пород, которые размываются реками. Изучение изотопного состава Sr в речном стоке позволяет нам оценивать не только вклад континентального стока в Мировой океан в настоящее время, но и изменчивость этой величины под влиянием геологических факторов. Анализируя изотопный состав рек можно восстанавливать характеристики среды осадконакопления для докембрийских и фанерозойских палеобассейнов, как открыто-морских, так и озерных. Целью данной работы является отработка методики анализа изотопного состава Sr в бассейне р. Белая, протекающей по территории Башкирии. Это самый крупный приток реки Камы, важнейшей реки нижнего Поволжья и, соответственно, вносящей вклад в изотопные характеристики изолированного Каспийского бассейна.

Русло реки Белая (Агидель) проходит по республике Башкортостан. Исток реки находится у подножия одной из высоких гор Южного Урала - Ирмель, а впадает река в Нижнекамское водохранилище. Протяженность реки превышает 1400 км. Исходя из географической обстановки, можно выделить два типа речной долины: горный – расположенный в пределах Уральского хребта, и равнинный – охватывающий платформенную часть Предуралья.

Что касается геологии района, вдоль течения р. Белая происходит смена крупных геологических структур и изменение состава дренируемых пород. Начало река берёт на протерозойских кристаллических породах Башкирского мегантиклинория, затем спускается на метаморфизованные породы Уралтауского антиклинория, проходит по восточной окраине позднепротерозойского Белорецкого метаморфического комплекса. Далее река дренирует палеозойские породы Зилаирского синклинория, сложенного как вулканическими породами (андезитами, базальтами, туфами), так и осадочными (песчаниками, аргиллитами, известняками и доломитами). Затем, в широтном течении, она пересекает позднепалеозойские породы Предуральского краевого прогиба преимущественно песчано-карбонатного состава. Потом русло реки делает разворот на север и выходит на равнину, где течет по пермским карбонатам и эвапоритовым породам Шихан-Ишимбайской и Бельской впадин. Наконец, после слияния с реками Уфа и Дема, течение р.Белая имеет северо-западное направление, в котором она выходит на пермские песчано-эвапоритовые отложения чехла Восточно-Европейской платформы.

Вдоль течения реки было отобрано 8 образцов карбонатных раковин современных двустворчатых моллюсков *Unio*. Пять образцов представляют горный суббассейн реки и три – равнинный. Предварительная пробоподготовка и химическая обработка образцов проведены по методике (Кузнецов и др., 2012). Изотопный состав стронция измерен на твердофазном масс-спектрометре. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах контролировалось измерением стандартного образца SRM-987.

Полученные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах были проанализированы в соответствии с дренируемыми рекой породами. В образцах, отобранных на участках реки, протекающей по протерозойским и метаморфическим породам Уральской складчатой зоны, наблюдаются самые высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – на уровне 0.7122-0.7125. При выходе реки на палеозойские породы Зилаирского синклинория, изотопное отношение в образцах незначительно уменьшается до 0.7116-0.7117. И, наконец, в образцах с платформенного суббассейна, происходит значительное понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.7079-0.7081.

Наблюдаемая картина хорошо коррелирует с петрографическим составом дренируемых пород. В горной Башкирии размываются преимущественно древние кристаллические породы, для которых характерно повышенное содержание радиогенного ^{87}Sr . На равнине, где преобладают известняки, доломиты, гипсы и соли, содержащие изначально большое количество низкорadiогенного стронция, закономерно существенное понижение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в речном стоке.

Полученные данные показывают, что в бассейне р.Белая происходит значительное изменение изотопной характеристики стронция, растворенного в речной воде. Это изменение контролируется прежде всего геологическим основанием, но вероятно, влияет и географический фактор.

Список литературы

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3-19.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕГАКРИСТОВ ПИРОКСЕНА И ГРАНАТА, ПОЛЕВОГО ШПАТА В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ МОНГОЛИИ

Л.В. Шпакович

lydia.shpakovich@gmail.com

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Введение. Изучение неоднородностей в распределении вещества мантии Земли является одной из актуальных проблем современной геологии. Непосредственным материалом для изучения являются ксенолиты, среди которых встречаются в том числе мономинеральные образования, именуемые мегакристами. Их природа в настоящее время остаётся неясной; существуют две главенствующие точки зрения на их происхождение: мегакристы являются продуктами кристаллизации расплавов либо продуктами метасоматических изменений глубинных пород под действием флюидов. Целью настоящей работы являлось определение источников вещества мегакристов и оценка физико-химических условий их кристаллизации. Для достижения поставленных целей были решены следующие задачи: изучен химический состав мегакристов; получены изотопно-геохимические характеристики Sm-Nd и Rb-Sr; проведена реконструкция условий кристаллизации исследуемых минералов; охарактеризован источник вещества.

Объекты исследования. Были изучены мегакристы пироксена и граната, ассоциирующие с внутриплитными щелочными базальтами на территории Монголии. Причиной внутриплитного магматизма в кайнозойское время здесь является действие мантийного плюма (Саватенков и др., 2009). Вулканы, из лав которых отбирались образцы для исследования, расположены в пределах раннедокембрийского Дзабханского микроконтинента в Центральной Монголии (Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО): в Тэвш-Ула, Шаварын-Царам, Хорго, безымянный вулкан в долине р. Тацын-Гол) и среди, предположительно, средне- и позднемезозойских пород герцинид на востоке страны (плато Дариганга). Все эти структуры входят в состав Монголо-Охотского складчатого пояса.

Химический состав. Мегакристы клинопироксена однородны, по составу отвечают диоксид – авгиту (рис. 1), причём в мегакристах Долины Озёр больше диоксидовой составляющей. #Mg варьирует в пределах 0.507 – 0.911, в среднем колеблется около 0.650 – 0.700. Содержание Na₂O варьирует в интервале 0.60 - 3.29 вес.%, TiO₂ 0.73 - 2.02 вес.%; содержание MnO не превышает 0.30 вес.%; один образец не содержит TiO₂, но при этом содержит Cr₂O₃ (1.18 вес.%).

Ортопироксен в мегакристах встречается редко и по составу разнообразен: охватывает практически всё поле клиноэнстатита. Мегакристы однородны по составу, содержание Na₂O варьирует достигает 0.38 вес.%, MnO - 0.60 вес.%. Один из образцов содержит значительное количество Cr₂O₃ и TiO₂ за счёт отсутствия FeO. #Mg варьирует в широких пределах: от 0.514 вплоть до 1.000.

Для граната Тарянского грабена характерно значительное содержание пироповой составляющей (рис. 2). #Mg постоянно: 0.627 – 0.676. Содержание TiO₂ варьирует в интервале 0.48 - 0.67 вес.%, MnO 0.23 - 0.35 вес.%.

Редкоземельные элементы. Мегакристы клинопироксена характеризуются сходным составом PЗЭ с относительным обогащением в области средних PЗЭ (рис. 3). Мегакристы граната обогащены тяжёлыми PЗЭ и сходны между собой (рис. 4). При нормировании содержаний PЗЭ использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Изотопные характеристики. Мегакристы клинопироксена из различных вулканических комплексов имеют сходный изотопный состав Sr и Nd и существенно отклоняются от поля составов деплетированной мантии и попадают в поле базальтов ЮХВО (рис. 6). Однако для мегакриста из вулканического комплекса Тэвш-Ула (Долина Озёр) отмечается заметное раз-

личие изотопных характеристик Sr и Nd от изотопных характеристик вмещающих их базальтов. В то же время изотопный состав Sr и Nd в мегакристе пироксена из вулканического комплекса Шаварын-Царам близок к составу вмещающих базальтов. Изотопные характеристики Sr и Nd в клинопироксенах из шпинелевых лерцолитов, ассоциирующих с мегакристами, отвечают параметрам деплетированной мантии. Изотопные характеристики Sr и Nd в клинопироксенах из пироксенитов, ассоциирующих с мегакристами из вулканического комплекса Тэвш-Ула отвечают параметрам обогащённого источника EMII.

Обсуждение результатов. На рис. 1 вынесены экспериментальные данные для недосыщенных кремнезёмом пироксенитов (Kogiso et al., 2003), кремнезёмонасыщенных пироксенитов, кристаллизовавшихся из расплавов, по составу близким к эклогитам (Pertermann et al., 2002) и лерцолитов (Walter, 1998). Изучаемые мегакристы попадают в поле пироксенов из кремнезёмонасыщенных пироксенитов, что даёт основания полагать, что субстратом для формирования мегакристов послужил расплав, образовавшийся при плавлении эклогитов. Условия кристаллизации экспериментальных расплавов не находят отражения в составе пироксенов.

На рис. 2 вынесены поля составов граната, кристаллизовавшегося из расплавов, образовавшихся при плавлении недосыщенных кремнезёмом пироксенитов (Kogiso et al., 2003), кремнезёмонасыщенных пироксенитов (Pertermann et al., 2002) и лерцолитов (Walter, 1998). Поле состава изучаемых мегакристов граната лежит между полями составов граната, равновесного с расплавами, образовавшимися при плавлении пироксенитов, и больше тяготеет к составам граната из кремнезёмонасыщенных пироксенитов, близких к эклогитам.

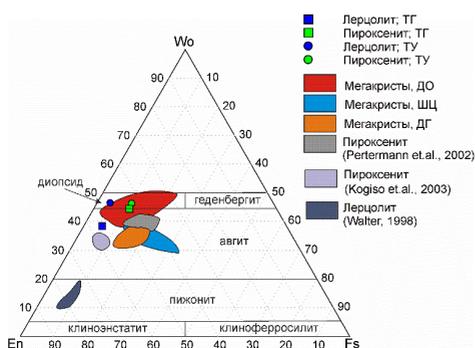


Рисунок 1. Химический состав мегакристов клинопироксена на диаграмме Wo-En-Fs в сравнении с экспериментальными данными. Обозначения: ДО – Долина Озёр, включает образцы в Тэвш-Ула (ТУ) и вулкана в долине реки Тацын-Гол (ТГ), ШЦ - в. Шаварын-Царам.

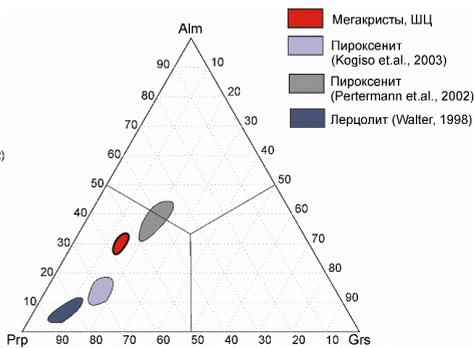


Рисунок 2. Химический состав мегакристов граната на диаграмме Alm-Prp-Grs в сравнении с экспериментальными данными. Обозначения: ШЦ - в. Шаварын-Царам.

На рис. 3 вынесены спектры РЗЭ в клинопироксенах из гранатовых и шпинелевых перидотитов (Ionov et al., 2005). Форма спектра исследуемых мегакристов клинопироксена оказывается близкой к форме спектра РЗЭ в клинопироксенах из гранатовых перидотитов. При этом форма спектра РЗЭ в клинопироксенах из шпинелевых лерцолитов заметно отличается более высоким содержанием тяжёлых РЗЭ. Выше отмеченное сходство даёт основание полагать, что клинопироксены кристаллизовались из расплава, равновесного с гранатом.

Так как мегакристы клинопироксена наилучшим образом отвечают по составу клинопироксену, кристаллизующемуся при экспериментах из расплава эклогитового состава, расчёт состава модельного расплава сделан на основе коэффициентов распределения РЗЭ в

клинопироксен именно в эклогите (по Klemmen et.al., 2002). Заметно в целом совпадение спектров РЗЭ модельных расплавов для мегакристов клинопироксена и граната (рис. 5), что свидетельствует о том, что мегакристы кристаллизовались из расплавов, имеющих общий источник. Родоначальные модельные расплавы обогащены лёгкими РЗЭ. Относительно вмещающих базальтов модельные расплавы более обогащены РЗЭ, что позволяет исключить кристаллизацию мегакристов непосредственно из базальтового расплава, источник вещества мегакристов не связан с источником базальтов.

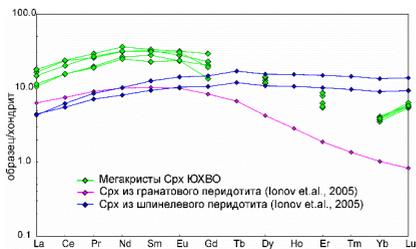


Рисунок 3. Распределение РЗЭ в мегакристах клинопироксена в сравнении с клинопироксеном из ассоциирующих гранатовых и шпинелевых перидотитов.

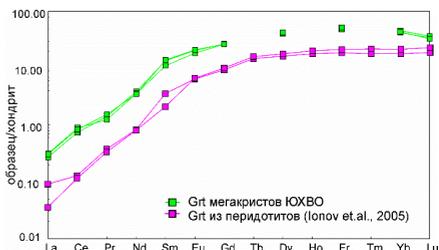


Рисунок 4. Распределение РЗЭ в мегакристах граната в сравнении с гранатом из ассоциирующих перидотитов.

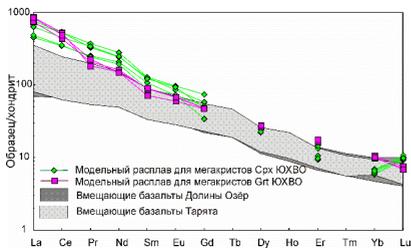


Рисунок 5. Распределение РЗЭ в модельном расплаве для мегакристов граната и клинопироксена ЮХВО и соответствующих вмещающих базальтов.

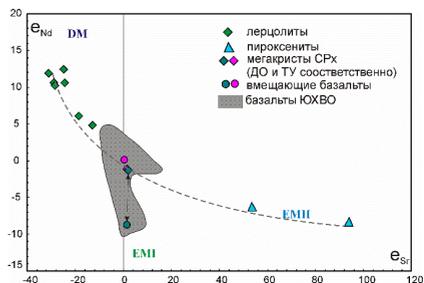


Рисунок 6. Диаграмма в координатах $\epsilon Nd - \epsilon Sr$. При расчёте значений ϵNd и ϵSr использованы изотопные стандарты CHUR (McDonough, Sun, 1995) и UR (Hoffman, 1988).

На рис. 6 вынесены фигуративные точки, соответствующие: лерцолитам и пироксенитам ЮХВО, ассоциирующим с мегакристами; базальтам ЮХВО, вмещающим ксенолиты. Мегакристы имеют очень близкие характеристики, причём мегакристалл Долины Озёр значительно отличается от вмещающих его базальтов.

Изотопные характеристики Nd и Sr в исследуемых мегакристах клинопироксена из различных вулканических комплексов Монголии указывают на то, что они формировались из одного и тех же источников. При этом точки составов находятся на линии смешения, соединяющей составы деплетированной мантии (лерцолиты) и обогащённого источника (пироксениты). Согласно ряду исследователей (Barry, 2003), пироксениты, встречающиеся в ви-

де ксенолитов в базальтах Монголии, представляют собой коровое вещество, которое могло быть фрагментами субдуцированной океанической коры. Следовательно, наблюдаемый изотопный состав в мегакристах пироксенов мог сформироваться при смешении перидотитового расплава и расплава, образованного при плавлении преобразованной океанической коры (эклогита). С этим предположением согласуются особенности химического состава исследуемых мегакристов.

Заключение. В ходе проведённых исследований были получены новые данные о химическом составе мантийных мегакристов, присутствующих в базальтах ЮХВО, а также их изотопно-геохимических характеристиках. Результаты проведённых исследований позволили сформулировать следующие выводы.

- ✓ Химические особенности мегакристов пироксена и граната указывают на то, что они кристаллизовались при участии расплавов, образовавшихся при плавлении экологитов и отчасти перидотитовой мантии.
- ✓ Модельный расчёт состава исходного расплава на основании состава РЗЭ в мегакристах пироксена и граната указывает на то, что мегакристы кристаллизовались из одного расплава, характеризующегося высокой степенью обогащения лёгкими РЗЭ.
- ✓ Изотопные характеристики мегакристов пироксена также указывают на участие двух компонентов при их формировании: с одной стороны – деплетированной мантии, с другой – обогащённого компонента, представляющего собой древнюю рециклированную кору.

Благодарности. Автор выражает благодарность сотрудникам ресурсных центров СПбГУ, коллективу сотрудников ИГГД РАН, в том числе Ганкиной О.Л., Скублову С.Г., Азимову П.Я., сотрудникам кафедры геохимии СПбГУ за помощь в выполнении аналитических исследований, интерпретации полученных данных и ценные замечания, а также особую благодарность сотрудникам ИГЕМ РАН (академику Ярмолюку В.В., к.г.-м.н. Козловскому А.М.) и научному руководителю Саватенкову В.М. (ИГГД РАН, СПбГУ) за возможность непосредственного наблюдения изучаемых геологических обстановок.

Список литературы

- Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.: Источники и геодинамика формирования позднекайнозойского вулканизма центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований, 2009
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D, Saandar S.: Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, V.44, N.1, 2003, p. 55-91
- Ionov D.A., Aschchepkov I., Jagoutz E.: The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia. *Chemical Geology*, V.217, 2005, p. 41-75
- Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J.: Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.66, No.17, 2002, pp. 3109-3123
- Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J.: High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science letters*, V.216, 2003, p. 603-617
- McDonough W.F., Sun S.-S.: Composition of the Earth. *Chemical Geology*, V.120, 1995, p. 223-253
- Pertermann M., Hirschmann M.M.: Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2-3 GPa. *Journal of Petrology*, V.44, N.12, 2003, p. 2173-2201
- Walter M.J.: Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, V.39, N.1, 1998, p. 29-60

РЬ-РЬ ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АРАОШЕЙСКОЙ СВИТЫ, ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ

Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова, Т.Л. Турченко
dariasitkina@gmail.com

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, 199034, наб. Макарова, 2

Карбонатные породы араошейской свиты картируются в юго-восточной части Тункинских гольцов, примыкающих к восточной оконечности Восточных Саян. Тектонически этот регион входит в состав Алтае-Саянской складчатой области в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы. Геологическое строение региона характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, которая представлена преимущественно позднедокембрийскими и палеозойскими терригенными, вулканогенными и карбонатными породами (Беличенко и др., 2003). Тектоническая структура этого региона сформировалась в ордовике в результате аккреции составных частей Тункинского блока к Сибирской платформе (Беличенко и др., 2002; Кузьмичев 2004).

Араошейская свита в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения впервые выделена Р.Г. Боосом (Боос, 1991) в бассейне рек Ара-Ошей и Жалга. Стратотипический разрез свиты имеет мощность около 2000 м и условно делится на две части. Нижняя часть представлена светло-серыми доломитами и темно-серыми доломитизированными кальцитами, иногда интенсивно окремненными. Эта часть разреза осложнена серией кулисообразных складок, на которых в долине р. Ара-Ошей в виде опрокинутой синклинали складки несогласно залегает пачка углеродистых известняков темно-серого или черного цвета. Верхняя часть разреза сложена известняками светло- и темно-серой окраски, иногда пятнистыми или полосчатыми. Время накопления карбонатных отложений араошейской свиты принято достаточно условно, поскольку для них отсутствуют геохронологические и достоверные палеонтологические данные. Единственная находка хитинозои *Lagenochitina ex gr. Sphaerica Collinson et Schwab* (Боос, 1991), характерной для отложений силура и девона, обнаружена в верхней части разреза свиты.

Для определения возраста карбонатных пород араошейской свиты был использован РЬ-РЬ метод изотопного датирования (Овчинникова и др., 2001; Каурова и др., 2010). Отбор образцов пригодных для изотопно-геохронологического исследования обычно включает: 1) петрографическое изучение для определения соотношения первичных и вторичных карбонатных фаз; 2) рентгенофазовый анализ для уточнения минерального состава пород и 3) геохимическое исследование карбонатов (определение концентрации малых элементов – Mn, Fe, Sr) для оценки степени диагенеза пород.

В изученном разрезе араошейской свиты карбонатные породы представлены преимущественно средне- и крупнозернистыми известняками и доломитом с незначительной примесью тонко рассеянного углеродистого вещества и силикатного материала, представленного слюдой и кварцем. В нескольких образцах присутствует нехарактерный для осадочных карбонатов минерал – амфибол, который свидетельствует о метаморфическом преобразовании пород.

Для уточнения минерального состава образцы пород были проанализированы рентгеновским методом. В результате было выявлено, что карбонатные породы представлены либо кальцитами, либо доломитами, и лишь один образец имеет смешанный состав, включая 5% кальцита. Небольшая терригенная составляющая (менее 1%) включает слюду, кварц, тальк, амфибол.

Геохимическое исследование карбонатных пород проводилось методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Известняки и доломиты араошейской свиты содержат не-

большое количество Mn (13-290 и 14-100 мкг/г) и Fe (127-1588 и 260-1370 мкг/г). Количество Sr в известняках и доломитах высокое, 60-2650 и 65-174 мкг/г соответственно. Большинство образцов удовлетворяют геохимическим критериям сохранности карбонатов, отношение Mn/Sr и Fe/Sr в них ниже 0.2 и 5.0, соответственно, что позволяет использовать их для дальнейших изотопных исследований.

Для изотопно-геохронологического изучения были выбраны как известняки, так и доломиты из нижней части араошейской свиты. Химическая обработка образцов проводилась при комнатной температуре, предварительно образцы растворялись в 0.03 N HCl, что позволило удалить от 1 до 5% поверхностных загрязнений и вторичных карбонатных фаз. Далее растворение продолжалось в 1N HCl до полного перехода в раствор карбонатной составляющей навески. Доля нерастворимого силикатного остатка составила от 1 до 6%.

Измеренное отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатной составляющей образцов изменяется в широких пределах от 19.238 до 27.959 в известняках и от 22.015 до 92.675 в доломитах. Возраст, вычисленный по всем образцам в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ равен 438 ± 20 млн. лет, СКВО = 2.8.

Полученный Pb-Pb изотопный возраст араошейской свиты соответствует раннему силуру и совпадает с главной фазой раннекаледонского орогенеза (Кузьмичев, 2004), в ходе которого составные части Тункинского блока и сопредельные тектонические структуры присоединились к Сибирской платформе. Таким образом, время отложения араошейских карбонатов, по-видимому, существенно древнее раннего силура, а вычисленный Pb-Pb возраст отражает время метаморфического события, на что также указывает сильная тектоническая деформированность свиты и наличие характерных метаморфических минералов (амфибол, тальк) в исследуемых породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01090).

Список литературы

- Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г. Тувино-Монгольский массив и его восточное обрамление // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (Матер. Всероссийской научной конф.). Иркутск, 2002. С.19-21.
- Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 554-565.
- Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. 1991. 144 с.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский Б.М. Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3-16.
- Каурова О. К., Овчинникова Г. В., Горохов И. М. U-Th-Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27-44.
- Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

МИНЕРАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛЬЦИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ АПАТИТ-КАРБОНАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОВДОРСКОГО МАССИВА

К.Д. Степанова, С.В. Петров

geologicalmind@yandex.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
199155, Санкт-Петербург, пер. Декабристов, 16

В настоящее время пределах Ковдорского массива разрабатываются два месторождения, связанные с карбонатитовым комплексом: месторождение комплексных редкометалльно-апатит-магнетитовых руд и месторождение апатит-штаффелитовых руд, ниже которого располагается крупное тело неизмененных кальцитовых карбонатитов с апатитовой вкрапленностью, которое в данный момент находится в резерве. В связи с чем, результаты исследований минерального состава апатит-карбонатных руд могут быть использованы при составлении перспектив использования кальцитовых карбонатитов, поскольку ранее изучение вещественного состава данного типа руд не проводилось.

Главными минералами кальцитовых карбонатитов апатит-карбонатного месторождения Ковдорского массива являются кальцит и апатит. Второстепенные - флогопит, форстерит и рудный минерал – магнетит. Аксессуарные минералы представлены бадделейтом и пиррохлором. Микроскоповыми исследованиями были определены составы вышеуказанных минералов и рассчитаны формульные коэффициенты (Булах, 2014) (табл.1).

Кальцит занимает от 74 до 99% изучаемых пород. Образует идиоморфные пластинчатые и лейстовые кристаллы, размером от 0,5 до 5 мм (рис.1). Повсеместно с кальцитом ассоциирует апатит, реже слюда, рудные минералы (магнетит и пирротин) (рис.2). Для минерала характерны примеси магнезия и стронция (табл.1).

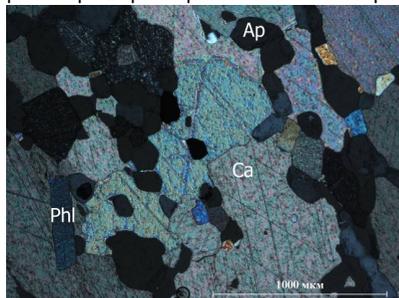


Рисунок. 1. Идиоморфные кристаллы кальцита содержат включения апатита и флогопита. Шлиф, с анализатором. Здесь и далее: Ca-кальцит, Ap-апатит, Phi-флогопит.

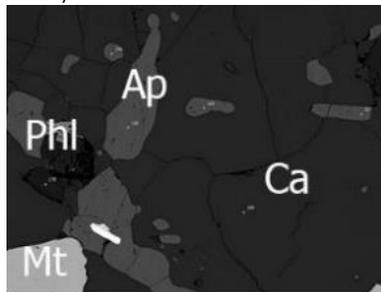


Рисунок. 2. Включения в кристалле кальцита. Изображение BSE. Здесь и далее: Mt-магнетит.

Содержание **апатита** в породах колеблется от 1 до 15%. Как правило, образует зернистые трещиноватые агрегаты размером от 0,01 до 1,5 мм, развиваясь по границам зерен кальцита (рис.4). Реже отмечаются игольчатые выделения, включенные в зерна кальцита или располагающиеся между ними (рис.3). Встречается в ассоциации с флогопитом, форстеритом, реже магнетитом. Апатиты из кальцитовых карбонатитов являются гидроксилapatитами (табл. 1). Характерной особенностью является обогащенность стронцием.

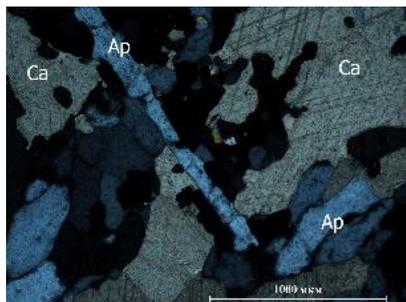


Рисунок. 3. Игольчатые индивиды апатита, включенные в кальцит в ассоциации с магнетитом. Шлиф, с анализатором.

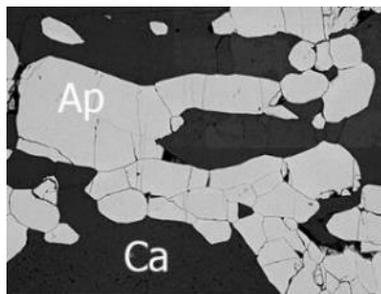


Рисунок. 4. Зернистый агрегат апатита. Изображение BSE.

Флогопит является второстепенным минералом кальцитовых карбонатов и занимает от 1 до 5% объема пород. Образует таблитчатые кристаллы, чешуйки и их скопления неправильной формы в породах в ассоциации с апатитом (рис.5, 6). Для минерала характерна зональность: зеленый цвет сменяется буроватым к периферии кристаллов, что указывает на переход в другой минерал – тетраферрифлогопит. Флогопит является магниезиальным, малотитанистым и маложелезистым (табл.1).

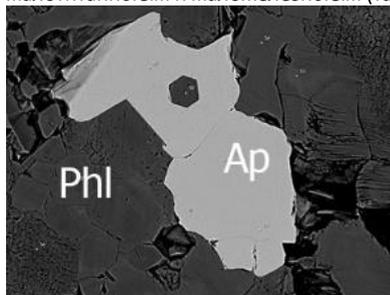


Рисунок. 5. Зерно апатита в флогопитовом агрегате. Апатит содержит идиоморфную пластинку флогопита. Изображение BSE.

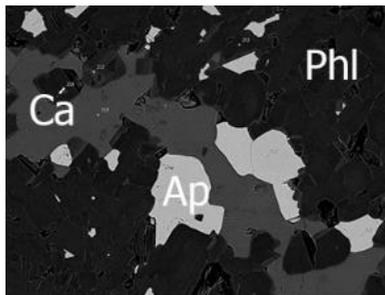


Рисунок.6. Включения во флогопитовом агрегате. Изображение BSE.

Содержание **магнетита** не превышает 5% от общего объема пород. Размер выделений минерала колеблется от 0,01 до 1 мм, иногда достигают 3 мм. Чаще всего, образует ксеноморфные зерна, реже сохраняются его идиоморфные кристаллы (рис.7). Магнетит может содержать пойкилитовые включения апатита и кальцита и тончайшие включения ульвошпинели (рис.7). Содержит незначительные примеси ванадия, марганца и алюминия, что обусловлено микропримесями шпинели. Включения ульвошпинели являются источником примеси титана, содержания которого варьируют в узких пределах (1,26-2,35 %).

Пирротин встречается в виде пластинчатых кристаллов и зерен неправильной формы (рис.8). Совместно с магнетитом формирует рудную минерализацию. Соответствует моноклинной ассоциации (табл.1).

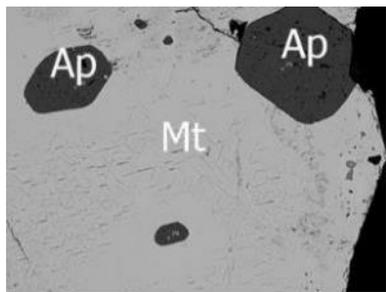


Рисунок. 7. Тонкие пластинчатые включения ульвошпинели и идиоморфные зерна апатита в магнетите. Изображение BSE.

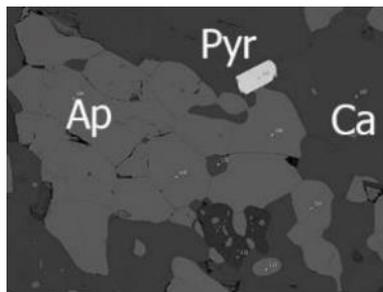


Рисунок. 8. Таблитчатый кристалл пирротина. Изображение BSE. Здесь и далее:Pyр-пирротин.

Бадделейт является наиболее обычным аксессуарным минералом кальцитовых карбонатитов. Потенциально он также представляет промышленный интерес (Иванюк, 1997; Petrov S.V.). Образует призматические кристаллы (рис.9) и ассоциирует, как правило, с апатитом, флогопитом, реже магнетитом. В состав бадделейта в качестве примеси входит гафний, в качестве микропримеси – стронций (табл.1).

В ассоциации с бадделейтом отмечается **пиррохлор**, который также является аксессуарным минералом исследуемых пород. Образует редкие октаэдрические кристаллы (рис. 10). Является уранпиррохлором и содержит примеси UO_2 (< 12,4%), Ta_2O_5 (< 5,2%), ZrO_2 (< 5,1%) (табл.1). Кроме того, в небольших количествах присутствуют Fe_2O_3 , TiO_2 , Ce_2O_3 и SrO .

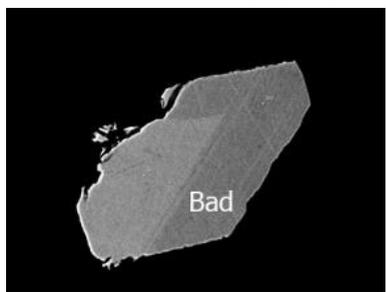


Рисунок. 9. Призматический кристалл бадделейта. Изображение BSE. Здесь и далее:Bad-бадделейт.

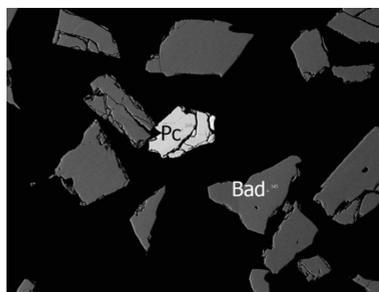


Рисунок. 10. Октаэдрический кристалл пиррохлора. Изображение BSE. Здесь и далее:Pc-пиррохлор.

Таблица 1

Формулы минералов с усредненными коэффициентам.

Кальцит - $(Ca_{0,97} Mg_{0,025} Sr_{0,005}) CO_3$
Апатит - $(Ca_{4,96} Sr_{0,02})_4 (P_{3,12} O_{12}) (F_{0,4}, OH_{0,6})_1$
Флогопит - $(K_{0,94} Na_{0,05})_{0,99} (Mg_{2,86} Fe^{2+}_{0,20} Fe^{3+}_{0,15})_{3,21} ((Si_{3,11} Al_{0,62} Ti_{0,01})_{3,74} O_{10}) (OH)_2$
Магнетит - $Fe^{2+} O Fe^{3+}_2 O_3$
Пирротин - $Fe_{1-x} S$
Бадделейт - $(Zr_{0,99} Hf_{0,01}) O_2$
Пиррохлор - $(Ca_{1,07}, Na_{0,62}, Sr_{0,02}, Ce_{0,03}, U_{0,19})_{1,92} (Nb_{1,62}, Ta_{0,09}, Ti_{0,04}, Zr_{0,17}, Fe_{0,09})_2 O_6 (OH_{0,8}, F_{0,2})_1$

Породообразующие минералы апатитсодержащих кальцитовых карбонатитов характеризуются постоянством химического состава, который варьирует в узких пределах. Формы образования, текстурно-структурные особенности и ассоциации минералов являются типичными для месторождения.

Благодарности. Автор выражает благодарность доценту кафедры геологии месторождений полезных ископаемых, кандидату геолого-минералогических наук Сергею Викторовичу Петрову и сотрудникам кафедры геологии месторождений полезных ископаемых за ценные советы и консультации. А также сотрудникам ресурсного центра Санкт-Петербургского государственного университета за помощь в подготовке фактического материала.

Список литературы

- Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2014, 133 с.
- Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н. Минералы Ковдора. Ковдор-Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1997, 116 с.
- Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Edited by F. Wall and A.N. Zaitsev. Published by the Mineralogical Society of Society of Great Britain and Ireland, London, 2004.

u-pb изотопная систематика гранатов из скарнов месторождения дашкесан (азербайджан)

М.В. Стифеева, Е.Б. Сальникова

stifeeva.maria@yandex.ru

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова 2

Дашкесанское железорудное месторождение расположено на северо-восточном склоне Малого Кавказа в Дашкесанском районе Республики Азербайджан, в 40 км на юго-запад от г. Гянджа. Железорудные залежи Дашкесана относятся к контактово-метасоматическому скарново-магнетитовому типу (Кашкай М.А., 1965) Согласно классификации Жарикова (Смирнов В.И. и др., 1968), скарны Дашкесана относятся к группе известковых скарнов.

В мировой практике известно два способа определения возраста процессов скарнообразования. К непрямому способу определения возраста можно отнести датирование инициировавшего образование скарнов интрузива или секущих скарны интрузивных тел (Meinert, 1992; Chiaradia et al., 2013; Yao et al., 2014). Прямой способ определения возраста скарнов изотопными методами (U-Pb, Sm-Nd, Re-Os, Rb-Sr, Ar-Ar) ограничен малым числом пригодных для датирования акцессорных минералов и их более поздними изменениями.

В то же время типоморфными минералами скарнов известкового типа наряду с пироксенами ряда диопсид-геденбергит являются гранаты ряда андрадит-гроссуляр, которые могут быть использованы для U-Pb геохронологических исследований (Сальникова и др., 2018; Seman et al., 2017).

Нами были изучены (U-Pb, TIMS) гранаты из скарнов с Северо-Восточного участка Дашкесанского месторождения. Гранаты присутствуют в виде мелкозернистых (0,03 - 0,05 мм) агрегатов, крупных кристаллов до 3 - 5 см в поперечнике и мелких щёток (2 - 3 мм).

Для исследования были отобраны кристаллы граната размером около 1 см с ярко выраженными гранями тетрагонтриоктаэдра. Состав граната соответствует ряду андрадит-гроссуляр с примесью спессартинового минерала (рис. 1).

Для U-Pb изотопных исследований использованы наиболее однородные по окраске фрагменты (50-200 мкм) измельченных кристаллов гранатов, которые были проанализированы в соответствии с модифицированными методиками Т. Кроу (Krogh et al., 1973) и Е.Хорвитца с соавторами (Horwitz et al., 1992) и С.ДеВольфа с соавторами (DeWolf et al., 1996). Содержание U в изученном гранате составляет 7-11мкг/г. Величина конкордантного возраста гранатов составляет 146.6 ± 1.6 млн. лет (СКВО=0.87, вероятность конкордантности=0.35).

Полученная оценка возраста согласуется с возрастом внедрения гранодиоритов массива Дашкесан (J3-K1), с которым связано образование известковистых скарнов и оруд-

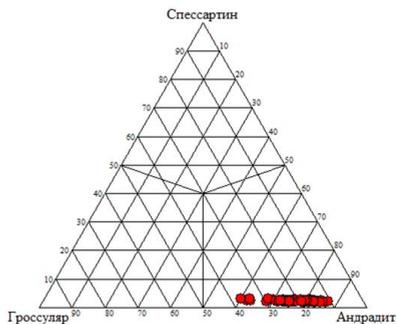


Рис. 1 Треугольная диаграмма состава граната в координатах гроссуляр-спессартин-андрадит из скарнов месторождения Дашкесан (СВ участок);

нения (Савко и др., 2010). Таким образом, гранаты ряда андрадит-гроссуляр являются перспективными минералами-геохронометрами для реперного изотопного датирования процессов скарнообразования и связанной минерализации.

Авторы выражают благодарность за предоставленную коллекцию образцов член-корр. РАН А.В. Самсонову (ИГЕМ РАН) и Ю. Д. Гриценко (музей им. Ферсмана).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00912).

Список литературы

- Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. //М: "Недра", 1965г., 889с.
- Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д., Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М., Жариков В.А., Беус А.А., Щерба Г.Н., Овчинников Л.Н., Котляр В.Н., Федорчу В.П., Белевцев Я.Н. Генезис эндогенных рудных месторождений //М.: "Недра", 1968г., 723с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минерагенический анализ геологического прошлого континентов. Статья 5. Киммерийский этап. //ВЕСТНИК ВОРОНЕЖСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА, номер 2, 2010, с. 6-31
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Шахмурадян А.Р., Глебовицкий В.А., Регир Е.П. U-Pb систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда (Кольский полуостров). //ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2018 (в печати)
- Chiaradia, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Wotzlaw, J.-F., Ovtcharova, M., 2013. How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems? — an invited paper. *Econ. Geol.* 108, 565–584
- DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N., Mezger K., Essene E.J. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission tracks analysis // *Geochim Cosmochim Acta.* 1996. Vol. 60. P. 121-134.
- Horwitz E.P., Dietz M.L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A.M., Graczyk D. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // *Analytica Chimica Acta.* 1992. V.266. P.25-37.
- Meinert, L.D., Nicolessus, S., Mortensen, J., Cornell, D.H., 1992. U-Pb dating of hydrothermal garnets from skarn deposits: implication for petrogenesis and ore deposits. In: General Meeting
- Seman S., Stockli D.F., McLean N.M. U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet. // *Chemical Geology* 460(2017) 106-116
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim et Cosmochimica Acta.* 1973. V.37. P.485-494
- Yao, Y., Chen, J., Lu, J., Wang, R., Zhang, R., 2014. Geology and genesis of the Hehuaping magnesian skarn-type cassiterite-sulfide deposit, Hunan Province, Southern China. *Ore Geol. Rev.* 58, 163–184.

ИССЛЕДОВАНИЕ ШУНГИТА МЕТОДАМИ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И ЭЛЕКТРОННОЙ ДИФРАКЦИИ

Т.Ю. Товпенец

t.tovpenets@yandex.ru

Институт геологии КарНЦ РАН, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11

Введение. Шунгитовые породы (ШП) представляют собой природные углерод-минеральные композиционные материалы с нано- и микродисперсным распределением и характерной морфологией компонент. В состав ШП входит от 1 до 99% углеродистого вещества (шунгита), а также, кварц, сложные алюмосиликаты и карбонаты с незначительным содержанием сульфидов и других аксессуарных минералов. Шунгит является специфичной формой углерода, представляющей собой неграфитируемый фуллереноподобный углерод, отличающийся от графитового на уровне надмолекулярной, атомной и зонной (электронной) структуры.

На территории республики Карелия расположены месторождения углеродсодержащих шунгитовых пород, которые являются одним из ценных и перспективных полезных ископаемых не только этого региона, но и России. Уникальное сочетание физико-химических свойств ШП определяет перспективы их практического применения во многих направлениях: в экологических целях, в металлургии, в химической промышленности и других. Однако в практическом использовании ШП возникает ряд проблем, основная из которых — неоднородность сырья в пределах месторождения, как по химическому составу, так и по структурным параметрам углерода и пород в целом (структурные особенности определяют основные свойства ШП) (Ковалевский и др., 2016).

Задача и объекты исследования. Задачей исследования является изучение структурного состояния шунгита без минеральных компонент (шунгитовых пород I типа с содержанием углерода > 96%) в пределах одного месторождения. На неоднородность структурного состояния могут влиять такие факторы, как выветривание, температурные колебания, колебания по давлению, а также наличие различных минеральных компонент. Для исследования были отобраны шунгиты из жил и прожилков в шунгитовых породах из разрабатываемых месторождений Загогино и Максово. Для того чтобы исключить влияние выветривания и минеральных компонент на данном этапе исследования.

Методы исследования. Для решения поставленной задачи использовались методы рамановской спектроскопии и электронной дифракции. Рамановская спектроскопия широко применяется для определения степени упорядоченности углеродистого вещества (УВ), для оценки которой используются различные параметры рамановских спектров УВ. Спектры комбинационного рассеяния УВ были получены на сколах на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR с возбуждением аргоновым лазером с длиной волны 532 нм. Количественные характеристики рамановских спектров УВ (положение, интенсивность и ширина на половине высоты пиков) были получены разложением спектров по функции Гаусса-Лоренца при обработке в программе «OMNIC». Усреднение параметров спектра для каждого образца проводилось по 15 – 20 точкам анализа.

Электронно-дифракционные картины были получены на электронном просвечивающем микроскопе ЭМ-125 при ускоряющем напряжении 100 кВ на ультратонких сколах образца (порядка 10 нм). Микродифракционные картины обрабатывались с помощью программ «ProcessDiffraction» и «Профиль». Данный комплекс программ позволяет определить дифракционные максимумы вблизи графитового пика 002 и 110, а также значения полуширин на половине высот (FWHM) этих максимумов.

Результаты. Полученные спектры комбинационного рассеяния исследованных шунгитов, соответствуют спектрам углеродных неупорядоченных структур (Worpenka et al., 1993), которые в области рассеяния первого порядка представлены наиболее интенсивными пиками: D1 (~1350 см⁻¹), появляющимся в аморфных и (или) дефектных фазах углерода, и графитовым пиком G (~1580 см⁻¹). В области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах УВ присутствуют пики S1 (~2690 см⁻¹) и S2 (~2940 см⁻¹). На рис. 1 представлены рамановские спектры УВ шунгитов. Для количественной оценки степени упорядоченности УВ традиционно используют параметр соотношения интенсивностей (R1=D1/G) полос D1 и G, причем уменьшение значения этого параметра свидетельствует об увеличении степени упорядоченности УВ.

Для всех исследуемых образцов УВ интенсивность и полуширина линии D1 выше, чем линии G. Также в области рассеяния второго порядка в рамановских спектрах УВ присутствуют линии S1 и S2, которые характеризуются относительно низкой интенсивностью пиков и их соотношением (S1/S~1).

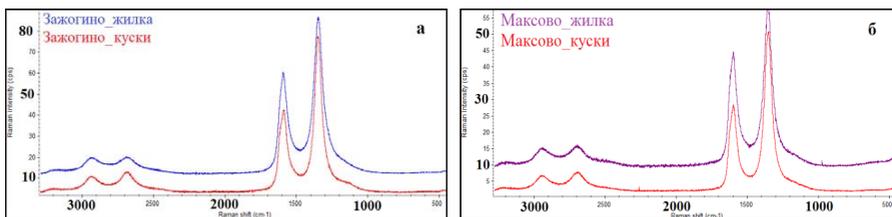


Рисунок 1. Типичные рамановские спектры УВ шунгитов месторождений а) Загогино, б) Максово.

Ранее было показано (Товпенец, 2016), что шунгиты месторождений Загогино и Максово являются неоднородными даже в пределах одной залежи, однако шунгиты месторождения Загогино более упорядоченные, чем шунгиты месторождения Максово. Для шунгитов месторождения Загогино усредненное значение R1 больше, чем значение этого параметра для шунгитов месторождения Максово. При этом усредненное значение FWHM D1 для шунгитов месторождения Максово больше, чем значение этого параметра у шунгитов месторождения Загогино.

Для оценки степени упорядоченности шунгитов были определены области когерентного рассеяния La, которые рассчитывались по параметрам спектров комбинационного рассеяния по формуле (Ferrari et al., 2000):

$$\frac{I(D)}{I(G)} = \frac{C(\lambda)}{La}, \text{ где коэффициент } C(\lambda) \sim 44 \text{ \AA}$$

Полученные параметры La (табл. 1) отличаются от ранее опубликованных данных по рентгеновской и электронной дифракции. Различие может быть связано с дефектностью углеродных слоев, которая существенно уменьшает размер La определенный по Рамановской спектроскопии.

Таблица 1

Средние значения областей когерентного рассеяния с учетом стандартных отклонений для всех исследуемых образцов

Название образца	La, Å	La, нм
Загогино_жилка_1	26.47 ± 2.21	2.65 ± 0.22
Загогино_куски_2	19.89 ± 1.8	1.99 ± 0.18
Максово_жилка_3	25.32 ± 2.31	2.53 ± 0.23
Максово_куски_4	20.12 ± 0.64	2.01 ± 0.06

Для одного образца стандартное отклонение свидетельствует о разбросе вычисленных значений, который определяется ошибкой эксперимента и структурной неоднородностью шунгита в пределах одного образца. Следует обратить внимание, что для шунгита Зажогоно и Максово отобранного из жилки, и имеющего большую упорядоченность, разброс значений существенно выше, чем для шунгита, находящегося в виде отдельных включений в породе, что свидетельствует о большей неоднородности шунгита из жилкок. Это может быть связано с условиями образования шунгита при миграции исходного вещества. Для шунгита Максово из породы разброс значений существенно меньше, что свидетельствует о его меньшей неоднородности.

Для дальнейших исследований использовался метод электронной дифракции. На рисунке 2 приведены типичные микродифракционные картины для образцов месторождений Зажогоно и Максово.

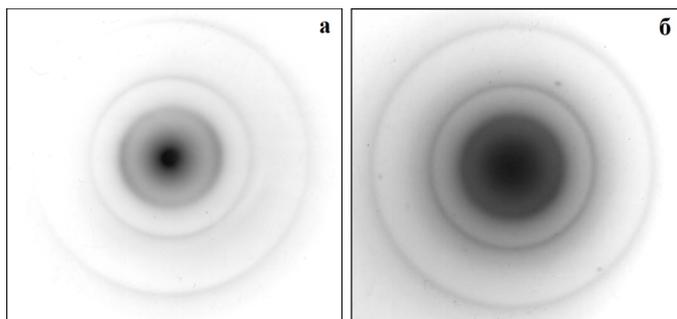


Рисунок 2. Микродифракционные картины (электронограммы)
а) Зажогоно_куски, б) Максово_куски.

При электроно-дифракционном исследовании для всех образцов была проведена оценка размеров областей когерентного рассеяния L_c и L_a . Выявлено, что L_a для всех исследуемых образцов одинаковые (в пределах ошибки), а вот L_c для шунгитов месторождения Максово больше, чем L_c для шунгитов месторождения Зажогоно. Что дополнительно свидетельствует о структурной неоднородности шунгитов в пределах одного месторождения.

Выводы. Параметры областей когерентного рассеяния L_a , определенные по Рамановской спектроскопии и электронной дифракции, отличны, что может быть связано с дефектностью углеродных слоев, которая существенно уменьшает размер L_a определенный по Рамановской спектроскопии.

Для шунгита Зажогоно и Максово отобранного из жилки, и имеющего большую упорядоченность, разброс значений существенно выше, чем для шунгита, находящегося в виде отдельных включений в породе, что свидетельствует о большей неоднородности шунгита из жилкок. Для шунгита Максово из породы разброс значений существенно меньше, что свидетельствует о его меньшей неоднородности.

Шунгит в пределах одной залежи характеризуется наличием структурной неоднородности, которая отличается для разных месторождений.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН «Геология и минералогия шунгитовых пород, технология их использования» (номер госрегистрации АААА-А16-116020410112-1) при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-45-100632\16 и гранта 17-05-01160.

Список литературы

- Ковалевский, В.В., Шишков, А.Ю., Щипцов, В.В., 2016. Шунгит, как одна из составляющих инновационного потенциала Карелии. Промышленный вестник Карелии №114, 12-13.
- Товпенец, Т.Ю., 2016. Исследование миграционного шунгита методом Рамановской спектроскопии. Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России, 48-50.
- Ferrari, A.C., Robertson, J., 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Phys. Rev.*, B 61, 14095–14107.
- Wopenka, B., Pasteris, J.D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulitefacies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *Am. Mineral.*, 78, 533–557.

Геоэкология и природопользование

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОЧВО-ГРУНТАХ И СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ (НА ПРИМЕРЕ ВАСИЛЕОСТРОВСКОГО РАЙОНА САНКТ-ПЕТЕРБУРГА)

Е.К. Агафонова¹, С.В. Лебедев²

agafonova.ecogeol@gmail.com

¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», 199178, Санкт-Петербург, Средний проспект В.О. 74

²СПбГУ, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

Введение. Наибольшее внимание при эколого-геохимических съемках как правило уделяется тяжелым металлам. Это обусловлено широким распространением и индикационным значением данного вида загрязнения, а также наличием хорошо отработанных и достаточно дешёвых аналитических методов их определения (преимущественно спектральных). В данной работе была рассмотрена методика оценки пространственной неоднородности распределения тяжёлых металлов в городских почвах в пределах площади отбора проб по методу «конверта» (25 м²). Такая оценка позволила выявить погрешность пробоотбора городских почво-грунтов и внести поправки в величины нормативных границ категорий опасности загрязнения в сторону их снижения. Кроме того, были рассмотрены статистические особенности распределений цинка, свинца, меди, никеля, хрома в почво-грунтах и снежном покрове. Проведённое сравнение характера загрязнения двух депонирующих сред, позволило установить стабильность и вариативность поступления исследуемых поллютантов в окружающую среду.

Объект исследования. В качестве объекта исследования нами были выбраны почво-грунты и снежный покров Василеостровского района. Данные среды являются депонирующими. Почво-грунты характеризуют загрязнение городской территории за весь период антропогенного воздействия, в то время как снежный покров удобно использовать для определения сезонного загрязнения территорий северных городов, которым является Санкт-Петербург. В таком случае данные мониторинга можно дифференцировать по годам и оценивать динамику поступления поллютантов в окружающую среду.

Методы исследования. В 2015–2016 гг. авторами были отобраны пробы почво-грунтов в пределах Василеостровского района Санкт-Петербурга. Опробование проводилось в соответствии с масштабом съёмки 1:70 000 по сети 1 проба на 0,5 кв. км.

Пробоотбор на тяжёлые металлы осуществлялся с площадок размером 25 м² по методу «конверта» – на территории квадратной площадки со стороной 5 м каждая проба должна была состоять из пяти единичных проб, взятых по углам и в центре. Опробованию подлежал верхний десятисантиметровый слой.

В соответствии с ГОСТом 17.4.4.02-84 из взятых проб путем перемешивания и квартования необходимо составлять сборную пробу весом не менее 500 г, которая затем помещается в полиэтиленовый пакет и маркируется. Нами была изменена техника пробоотбора в целях оценки неоднородности распределения исследуемых элементов в пределах площади «конверта». Для этого единичные пробы весом не менее 500 г в каждой точке «конверта» не смешивали при отборе, а упаковывали и маркировали отдельно. Таким образом, каждая точка опробования была представлена пятью пробами «конверта». Всего отобрано 115 единичных проб в 23 точках наблюдения. Определение содержания тяжёлых металлов производилось рентгенофлуоресцентным методом на анализаторе AP-104. Измерялись содержание свинца, цинка, меди, хрома и никеля.

В 2017 году был проведен отбор проб снежного покрова на территории Василеостровского района в тех же точках наблюдений, в которых ранее в 2015, 2016 гг. проводили опробование почво-грунтов. Опробование осуществляли в соответствии с ГОСТом 17.1.5.05-85 по

сети 1 проба на 0,5 км². Пробы были отобраны в марте 2016 года по методу «конверта» со стороны 5 м на всю глубину снежного покрова.

Множество исследований доказывают, что основными источниками поступления тяжёлых металлов в окружающую среду являются предприятия теплоэнергетики, металлургической промышленности, мусоросжигательные заводы, а также автомобильный транспорт (Снежко, Шевченко 2011). В Василеостровском районе Санкт-Петербурга к наиболее вероятным источникам поступления исследуемых тяжёлых металлов относятся Василеостровская ТЭЦ, автомобильный транспорт и дорожное покрытие.

Анализ содержания тяжёлых металлов в пробах снежного покрова проводился на ИСП-ОЭС спектрометре Shimadzu ICPE-9000. В результате были получены концентрации тяжелых металлов Zn, Pb, Cr, Cu, Ni в 23 точках наблюдений на территории Василеостровского района.

Результаты и их обсуждение. По результатам проведённых измерений были рассчитаны коэффициенты концентрации исследуемых элементов и суммарный показатель загрязнения почво-грунтов Z_{св} единичных пробах по формулам, приведённым Санитарно-эпидемиологическим требованиям к качеству почвы СанПиН 2.1.7.1287-03. В качестве нормативных принимались значения фоновой выборки по почвам Санкт-Петербурга, соответствующие Правилам охраны почв в Санкт-Петербурге.

В ходе анализа результатов опробования мы для каждой точки наблюдения использовали усредненные по 5 единичным пробам «конверта» значения исследуемых параметров. Анализ статистических показателей (сравнение среднего и медианы, асимметрия, эксцесс) показал, что ни одно из распределений не является нормальным или логнормальным. Распределения всех исследуемых элементов имеют положительную асимметрию и правый «хвост». Максимальный вклад в загрязнение почво-грунтов вносит цинк, коэффициент концентрации которого в отдельных точках наблюдения достигал 32,5. Средний коэффициент концентрации исследуемых элементов в почво-грунтах снижается в ряду Zn>Cu>Pb>Cr>Ni (7,4>6,5>5,7>3,5>1,7).

После расчёта суммарного показателя загрязнения полученные значения были разделены на 3 класса со следующими границами Z_с: <16, 16,0–32,0 и >32 в соответствии с СанПиНом 2.1.7.1287-03. В пределах исследуемой территории максимальное значение суммарного показателя загрязнения достигает 73,6 (Уральская ул.), что соответствует опасной категории загрязнения, минимальное значение Z_с равно 7,1 (Новосмоленская набережная). Наиболее загрязнёнными являются северная, северо-восточная и центральная части Васильевского острова, однако, почвы, относящиеся к опасной категории загрязнения, были обнаружены лишь в четырёх точках из исследованных (ул. Нахимова, ул. Одоевского, две точки на Уральской ул.), в то время как большая часть почв Василеостровского района относится к умеренно-опасной категории.

Для оценки погрешности пробоотбора по методу «конверта» были рассчитаны коэффициенты вариации (% отн.) измеряемых параметров по 5 значениям в единичных пробах «конверта» для каждой точки опробования. Было выявлено, что средняя величина относительной погрешности пробоотбора для исследуемых элементов находится в границах 25 – 35 % без какой-либо значимой корреляции между погрешностью для разных элементов. Это указывает на тот факт, что мы имеем дело с естественной (природной или техногенной) неравномерностью распределения содержания тяжелых металлов в почвах городских территорий. В общем случае величину такой вариации в пределах стандартной площади «конверта» 25 м² можно принять равной 30%.

Исходя из принципа «минимизация возможных вредных последствий» химического загрязнения почв, мы предложили изменения в нормативные границы категорий опасности в сторону уменьшения их значений. Смысл новых границ состоит в том, чтобы измеряемый параметр (в данном случае Z_с) с учетом установленной нами экспериментально погрешности

пробоотбора по методу «конверта» с доверительной вероятностью 95% не смог бы превзойти установленные нормативными значения. В табл. 1. показаны нормативные и рассчитанные нами границы интервалов, определяющих категорию опасности химического загрязнения почв по Zc.

Таблица 1: Границы категорий опасности с учётом и без учета погрешности пробоотбора.

Категория опасности	Граница Zc нормативная	Граница Zc с учетом погрешности
Допустимая	16	12,3
Умеренно-опасная	32	24,6
Опасная	128	98,5
Чрезвычайноопасная	Более 128	Более 98,5

По результатам измерения содержаний тяжёлых металлов в снеге были рассчитаны коэффициенты концентраций исследуемых элементов в каждой точке и суммарный показатель загрязнения Zc. В качестве фоновых были взяты следующие значения металлов: Pb=0,009, Zn=0,013, Cu=0,015, Ni=0,002, Cr=0,006 мг/кг (Zarina et al., 2011).

Анализ статистических показателей для снежного покрова (сравнение среднего и медианы, асимметрия, эксцесс) показал, что ни одно из распределений не является нормальным или логнормальным. Распределения каждого из исследуемых металлов имеют положительную асимметрию и правый хвост, как и в случае почво-грунтов.

Коэффициенты концентрации исследуемых элементов в снеге снижается в ряду $Zn > Ni > Cu > Cr > Pb$ (12,3 > 2,9 > 2,3 > 0,6 > 0,3). Коэффициенты концентрации цинка являются максимальными, достигая 49,8 (ул. Уральская) в среднем по выборке составляющие 12,3. Следующими по степени влияния на загрязнение снежного покрова идут никель (2,9) и медь (2,3). Коэффициенты концентрации хрома и свинца являются минимальными, их средние значения не превышают фон. Таким образом, вклад в суммарный показатель загрязнения снега вносят Zn, Ni, Cu.

Полученные значения суммарного показателя загрязнения были разделены на 2 класса со следующими границами Zc: ≤ 32 и > 32 . Выбор интервалов был сделан исходя из Методических рекомендаций по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве (Ревич и др., 1990).

Максимальное значение суммарного показателя загрязнения достигает 55,8 (ул. Уральская), минимальное значение Zc равно 2,8 (угол Тучкова и Волховского переулка). Наиболее загрязненными являются северная, северо-восточная и центральная Васильевского острова, однако, значения показателя Zc для снежного покрова превысили допустимые ($Zc=32$) лишь в трёх точках наблюдения (ул. Уральская, ул. Одоевского, ул. Нахимова).

Мы также провели сравнение результатов определения содержания тяжёлых металлов и суммарного показателя загрязнения Zc в снежном покрове и почво-грунтах. Сравнение выявило как сходство, так и различие в «поведении» разных элементов в разных средах. Основным загрязнителем как почв, так и снега является цинк. Кроме максимума его среднего значения по выборке проб отмечается также сходный характер распределения значений концентрации цинка и суммарного показателя загрязнения Zc. Была выявлена высокая положительная корреляция (больше 0,7) между коэффициентами концентрации цинка в снежном покрове и почво-грунтах, что может указывать на постоянство поступления цинка в компоненты природной среды. Такая же закономерность характерна для суммарного показателя загрязнения Zc. Это может быть связано с тем, что цинк является элементом, определяющим величину показателя Zc, и в почво-грунтах, и в снеге.

Сравнение показало, что в случае почв средний коэффициент концентрации снижался в ряду $Zn > Cu > Pb > Cr > Ni$, в то время как для снежного покрова ряд снижений коэффициентов концентрации был совершенно иным: $Zn > Ni > Cu > Cr > Pb$.

Наиболее заметная разница отмечается в характере загрязнения почвенного и снежного покрова свинцом. Для почв концентрация свинца в значительной степени определяет суммарный показатель загрязнения. В снеге содержание свинца находится на уровне фоновом. Это может свидетельствовать о том, что в настоящее время поступление свинца в атмосферу заметно снижается.

Заключение. Проведенная оценка пространственной неоднородности распределения тяжёлых металлов в городских почвах показала, что в общем случае величина вариации содержания Zn, Pb, Cu, Ni, Cr в пределах стандартной площади «конверта» равна 30%. Исходя из принципа «минимизации возможных вредных последствий» химического загрязнения почв, предложено вносить коррективы в нормативные границы категорий опасности в сторону уменьшения их значений. Распределения содержания тяжелых металлов Zn, Pb, Cu, Ni, Cr в пробах почво-грунтов и снежного покрова асимметричны и имеют правый хвост. Вероятно, такой характер не являющихся нормальными распределений металлов закономерен для городских территорий, где в результате техногенной нагрузки возникают локальные участки с аномально высокими значениями концентраций поллютантов. В случае почв средний коэффициент концентрации снижался в ряду $Pb > Zn > Cu > Cr > Ni$, в то время как для снежного покрова ряд снижений коэффициентов концентрации был совершенно иным: $Zn > Ni > Cu > Cr > Pb$. Выявленная высокая положительная корреляция (больше 0,7) между коэффициентами концентрации цинка в снежном покрове и почво-грунтах, может говорить о постоянстве поступления этого поллютанта в окружающую среду. Аналогичная закономерность характерна для суммарного показателя загрязнения Zc. Наиболее заметная разница отмечается в характере загрязнения почвенного и снежного покрова свинцом. Для почв концентрация свинца в значительной степени определяет суммарный показатель загрязнения. В снеге содержание свинца находится на уровне фоновом. Это может свидетельствовать о том, что в настоящее время поступление свинца в атмосферу снижается и подчёркивает тот факт, что снег, являясь депонирующей средой, отражает лишь сезонное загрязнение, в то время как почвенный покров накапливает поллютанты за всё время своего существования.

Список литературы

- Zarinal., LebedevS., NesterovE. Ecological Geochemical Investigations of the Contents of Heavy Metals in the Snow Cover in the Saint-Petersburg Region with Application of GIS Technologies. International Journal of Chemical Engineering and Applications (IJCEA). – Vol. 2 Number 2. – April 2011. – Pp. 117–120.
- Снежко С.И., Шевченко О.Г. Источники поступления тяжёлых металлов в атмосферу // Учёные записки РГГМУ. 2011. №18. С. 35-37.
- ГОСТ 17.4.4.02-84. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа.
- ГОСТ 17.1.5.05-85. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков.
- СанПиН 2.1.7.1287-03. Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы. – М., 2003 (с изм. от 2010 г.)
- Правила охраны почв в Санкт-Петербурге (Вторая редакция), СПб, 2006. Разработаны: Российским геоэкологическим центром – филиалом ФГУП «Урангео» (Горький А.В., Потифоров А.И.).
- Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве / Ревич Б.А., Сает Ю.Е., Смирнова Р.С. (Утв.15 мая 1990 г. № 5174-90) – М.: ИМГРЭ, 1990.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕР БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

Э.М. Батуева

erzhenamunkuevna@gmail.com

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, пр. Ленина 30

Введение. На Байкальской природной территории (БПТ) имеется большое количество водоемов разных размеров, разного происхождения, с разнообразными природными функциями, обеспечивающими чистоту байкальских вод. Самой большой по объему водной массы и одной из важнейших по интенсивности водохозяйственного использования в Байкальском регионе является Гусино-Убукунская группа озер, которая включает в себя более 20 озер.

Все озера расположены в пределах одной морфологической и тектонической единицы – в Гусиноозерской межгорной тектонической впадине мезозойского возраста. Основой проведения экологического мониторинга на водоемах служит определение степени нарушения их природного баланса. Одним из наиболее ценных информационных источников при его проведении могут служить гидрохимические и микробиологические исследования.

Цель работы: изучение химического и микробиологического состава вод озер в условиях антропогенного воздействия.

Сохранение сложившегося гидрохимического баланса озер является важнейшей экологической проблемой на Байкальской природной территории. Это определяет актуальность исследований изменения химического состава и степени загрязнения вод озер с учетом развития агропромышленного комплекса, промышленности и социально-демографических факторов.

При выполнении данной работы использовались полевые и камеральные методы изучения химического и микробиологического состава воды озер. В основу легли данные по исследованию двух озер: Гусиное и Щучье. Экологическое состояние озера Гусиное и Щучье определяли в соответствии с многолетними наблюдениями автором компонентов химического и микробиологического состава воды в условиях различной антропогенной нагрузки. На озере Гусиное отбирались сезонные пробы по времени - зимой и летом.

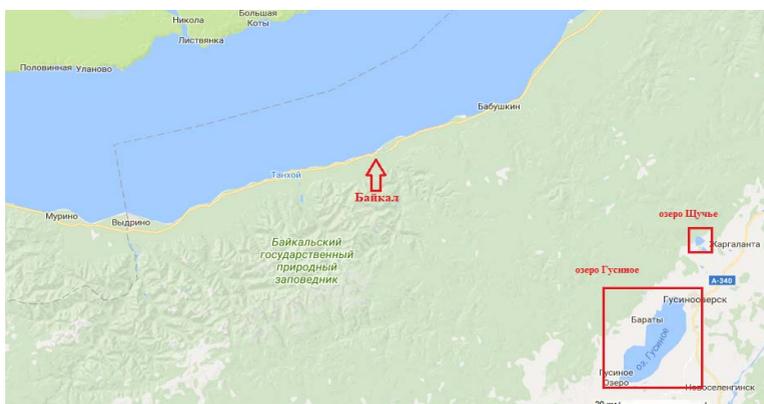


Рисунок 1. Расположение озер Гусиное и Щучье

Методы исследования. Химический анализ воды был выполнен в полевых и лабораторных условиях по общепринятым методикам. Микробиологические исследования проводили в лабораторных условиях с использованием принятых в микробиологии классических методик.

Исследования. Вода озера Гусиное по химическому составу является пресной, мягкой, гидрокарбонатной натриево-кальциевой, с величиной pH близкой к щелочной. Наблюдения показали, что техногенное воздействие на озеро Гусиное таких крупных промышленных объектов, как Гусиноозерская ГРЭС и Хольбоджинский угольный разрез, приводит к снижению качества воды вследствие появления специфических загрязнителей: нефтепродуктов, фенолов, хлорорганических соединений, полиароматических углеводородов, СПАВ, тяжелых металлов, азотосодержащих соединений и др., а также теплового загрязнения и ухудшения кислородного режима (Борисенко, 1994, Обожин, 1984).

Повышение концентрации катионов, а также гидрокарбонатов и хлоридов нельзя объяснить лишь уменьшением прочности озера или климатическими факторами. Заметный рост концентраций фенолов и нефтепродуктов непосредственно связано с интенсивным промышленным развитием на берегу озера. Существенно увеличилось общее количество труднорастворимых в воде веществ. Средние значения ХПК в 3-4 раза превышают норму для вод питьевого назначения, что является показателем нарастающего процесса загрязнения воды. Максимальные концентрации были характерны для трудноокисляемых органических веществ (бихроматная окисляемость составляла 2,1 ПДК). Превышения ПДК наблюдалось так же для легкоокисляемых органических веществ (величина БПК₅ - 1,5 ПДК). Превышения были отмечены для железа общего – 1,6 и микрокомпонентов: меди – 4,0 ПДК, цинка – 1,3 ПДК.

В воде озера Гусиное было обнаружено большое разнообразие физиологических групп микроорганизмов (табл).

Таблица. Микробиологический состав озера в летнюю межень 2016 г.

Физиологические группы	Участок опробования			
	Точка №1	Точка 2	Точка 3	Точка №4
Мезофильные сапрофиты, кл/мл	4220	протей	125000	14450
Психрофильные сапрофиты, кл/мл	1570	1980	29610	9410
Олиготрофы, кл/мл	17400	26300	25100	15120
Индекс олиготрофности	11.09	13.3	0.8	1.6
Аммонифицирующие, кл/мл	8130	12200	23700	14100
Денитрифицирующие, кл/мл	100	100	10000	1000
Нитрифицирующие, кл/мл	0	0	0	0
Нефтеокисляющие, кл/мл	9050	14130	18520	11200
Бензолкисляющие, условные единицы	0	0	0	0
Толуолокисляющие, условные единицы	0	0	0	0
Пентанокисляющие, условные единицы/кл/мл	320 100	200 10	200 100	420 100
Нафталинокисляющие, условные единицы	340 10000	280 1000	400 10000	450 100
Сульфатвосстанавливающие, кл/мл/балл	0	0	1000/12	0
Тионовые автотрофные, кл/мл	0	0	0	0

В период опробования температура воды в различных местах акватории различалась незначительно и составляла около 22°C. На всех участках отбора в летний период содержала очень большое количество мезофильных сапрофитов. Этому способствовала и благоприятная температура воды озера, и наличие сточных вод, содержащих большое лабильное органическое вещество, количество которого было установлено по величине перманганатной окисляемости.

Количество психрофильных сапрофитов в точках отбора 1, 2 и 4 было одинаково между собой, но значительно ниже, чем мезофильных сапрофитов. Точка 3 отличается особенно большим, на порядок превышающим в точках 1,2 и 4 количеством и мезофильных и психрофильных сапрофитов. В то же время микробные процессы самоочищения в этой части акватории, судя по величине индекса олиготрофности, практически отсутствуют. Здесь наблюдалась наиболее высокая численность аммонифицирующих, денитрифицирующих и нефтеокисляющих бактерий. Только в этой части акватории обнаружены сульфатвосстанавливающие бактерии с высокой активностью. Часть озера в точке 3 находится под преимущественным влиянием продуктов жизнедеятельности и сточных вод г. Гусиноозерска. Здесь обнаружено более высокое, чем в других частях акватории, количество хлоридов и сульфатов; в значительном количестве присутствует сероводород. Величины показателей перманганатной и бихроматной окисляемости здесь в несколько раз превышают соответствующие ПДК и эти показатели в других частях акватории.

В воде озера в летнее время были обнаружены в небольшом количестве, но активные пентаноокисляющие бактерии. Максимальная активность этих бактерий, позволяющая говорить о сравнительно недавнем загрязнении дериватами нефти, наблюдалась на участке у поселка Гусино, немного ниже активности их была в окрестностях ГРЭС.

Особенностью микробных сообществ озера в летнее опробование было наличие большого количества активных форм нафталиноокисляющих бактерий и отсутствие бензол и толуолокисляющих бактерий (Романенко, 1974).

Озеро Щучье находится в десяти км к востоку от озера Гусино в одинаковых природно-климатических условиях. По берегам озера расположены песчаные пляжи и лесопарковые зоны. Озеро летом интенсивно используется в качестве объекта рекреации: по берегам в лесопарковой зоне расположено большое количество туристических пансионатов.

По химическому составу вода озера Щучьего так же как и озера Гусино является пресной, мягкой, гидрокарбонатной натриево-кальциевой, с величиной pH близкой к щелочной. Использование озера в рекреационных целях также отражается на качестве его воды. По некоторым гидрохимическим характеристикам максимальное содержание загрязняющих веществ приходится на летний период. В воде озера Щучьего более высокое, чем в воде озера Гусино содержание биогенных и органических веществ, поскольку оно меньших размеров. В последние годы наблюдается небольшой рост минерализации воды при увеличении концентраций сульфатов и щелочных металлов. Произошло увеличение влияния техногенных загрязняющих компонентов: сульфатов, нитритов, нитратов. Курсирование по акватории озера маломерных прогулочных судов привело к появлению в воде нефтепродуктов и фенолов.

Интенсивность рекреационной нагрузки обуславливает также высокое содержание сапрофитов: превышение предельно-допустимых концентраций по числу сапрофитных микроорганизмов достигает от 2 до 9 раз. В прибрежных осадках озера в большом количестве (10^3 кл/мл) были обнаружены сульфатвосстанавливающие бактерии, деятельность которых может привести к появлению такого токсичного соединения в воде как сероводород.

Таким образом, проведенных исследований показали, что вода озер подвергаются существенному антропогенному прессингу, связанному с использованием их как промышленными объектами, так и в целях рекреации. Особенно неблагоприятное экологическое состояние озера Гусино, связанное с химическим и бактериальным загрязнением делает невозможным использование его как источника питьевого водоснабжения, если не принять соответствующие природоохранные мероприятия.

Результаты. Проведенные исследования эколого-геохимического состояния выявили существенные проблемы в качестве воды и водоснабжении.

Решающим фактором формирования химического состава воды являются промышленные предприятия, расположенные по берегам озера. Каждый из этих предприятий ответственны за поступление в озеро соответствующего характеру предприятия загрязняющего вещества. Присутствие в озере нефтепродуктов обусловлено деятельностью ГРЭС и Холбожджинского разреза. Городское коммунальное хозяйство ответственно за присутствие в воде трудно и легкоокисляемых органических веществ. Присутствие микроэлементов и железа связана с функционированием золоотвал ГРЭС. В результате этих процессов вода в озере является загрязненной и ее нельзя использовать для водоснабжения без водоподготовки.

Результаты исследований микрофлоры показали, что ее состав в большинстве случаев соответствует характеру техногенного загрязнения. В зависимости от характера загрязняющих вод в различных частях акватории формируются соответствующие микробные сообщества, различающиеся составом физиологических групп и их численностью.

Изменение величины индекса олиготрофности по территории акватории характеризует различную степень способности акватории к процессам самоочищения.

Основным источником бактериального загрязнения озера являются поверхностный сток и недостаточно очищенные сточные воды промышленных и коммунальных предприятий. При спуске сточных вод в озеро происходят физические, химические и биологические процессы, обуславливающие восстановление естественных качеств воды – естественное самоочищение водоема. В соответствии с микробиологическими результатами в процессе самоочищения в озере происходит последовательная смена зон сапробности и соответственно смена населяющих их организмов, в том числе и бактерий. Кроме того, наблюдается изменение соотношения между различными физиологическими группами микроорганизмов. Микробиологические показатели позволяют судить, с одной стороны, об интенсивности и эффективности самоочищения водоемов, поскольку главная роль в удалении из водоема растворимых веществ принадлежит микроорганизмам, с другой – о микробиальном загрязнении водоемов, особенно патогенными бактериями.

Благодаря процессам самоочищения в целом снижается число микроорганизмов не только аллохтонных (мезофильных сапрофитов), но и всех групп автохтонной микрофлоры. патогенных, но и от сапрофитных микроорганизмов.

Список литературы

- Борисенко И.М. Экология озера Гусиное : монография / И.М. Борисенко, Н.М. Пронин, Б.Б. Шайбонов. - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1994. – 199 с.
- Обожин В.Н., Гидрохимия рек и изер Бурятии. / Обожин В.Н., Богданов В.Т., Кликунова О.Ф., Новосибирск: Наука, 1984. – 129-140 с.
- Романенко В. И. Экология микроорганизмов пресных водоемов / Романенко В.И., Кузнецов С.И. – 1974

ДИКТИОНЕМОВЫЕ СЛАНЦЫ КАК ПРИРОДНЫЙ ИСТОЧНИК РАДИАЦИОННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

У.С. Ефремов¹, С.В. Лебедев

ylefre_95@rambler.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

Введение. Диктионемовые сланцы копорской свиты нижнего ордовика обнажаются узкой полосой к югу от Финского залива. На территории северо-запада Русской платформы они распространены от р. Сясь на востоке до северной Эстонии на западе. Мощность этих пород в разных частях разреза изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров, местами породы выклиниваются.

Характерной особенностью диктионемовых сланцев считается их повышенная радиоактивность за счет высокого содержания естественных радионуклидов (ЕРН) – ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K . В основном эти породы перекрыты более поздними отложениями, однако, на территории Ленинградской области есть места, где диктионемовые сланцы подходят близко к дневной поверхности и вскрываются реками или техногенными выработками. За счет возвышенностей и понижений в рельефе диктионемовые сланцы могут напрямую контактировать с почвой. В таких местах ореолы рассеивания естественных радионуклидов образуются естественным путем за счет механического или химического обогащения почв радиоактивными элементами (Ефремова, 2017).

Целью настоящей работы является характеристика диктионемовых сланцев как природного источника ионизирующего излучения и оценка их воздействия на радиоэкологическую обстановку близлежащих территорий.

Материалы для проведения настоящего исследования были получены в ходе полевых и лабораторных исследований в 2015 – 2017 гг. Работы проводились на территории Ленинградской области. Было исследовано 5 обнажений диктионемовых сланцев, находящихся в п. Ульяновка, п. Перекуля, г. Павловске, п. Войсковоро и в с. Копорье.

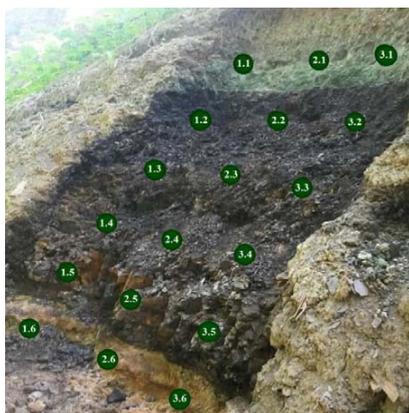


Рисунок 1. Схема сетки пробоотбора на мере обнажения на р. Тызьява. Кругами обозначены точки отбора проб

Методы исследования. Все обнажения, на которых производился пробоотбор, представляют собой выходы диктионемовых сланцев на дневную поверхность в бортах оврагов и берегах рек. Поскольку обнажения представляли собой участки с некрутым склоном, появлялась возможность отобрать пробы почв, непосредственно развитых на диктионемовых сланцах, чтобы количественно оценить миграцию радиоактивных элементов из сланцев копорской свиты в почву.

На каждом обнажении отбирались пробы диктионемовых сланцев и контактирующих с ними почв. Пробоотбор производили по сетке (рис. 1). Точки отбора располагались равномерно, однако расстояния между точками изменялись в зависимости от мощности пласта диктионемовых сланцев.

Также на обнажениях производили замеры уровня радиации (мкР/ч) с помощью цифрового широкодиапазонного дозиметра ДРГ-01Т1 в режиме работы «Измерение» при относительной погрешности $\pm 15\%$. Измерения

осуществляли в воздухе над каждой точкой опробования на расстоянии 15-20 см от пласта породы.

Отобранные пробы высушивались, дробились до фракции < 3 мм и расфасовывались в пластмассовые цилиндрические сосуды объемом 250 мл.

Анализ проб на активность (А) естественных радионуклидов проводили в исследовательской лаборатории отдела радиационной гигиены ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в городе Санкт-Петербург» на гамма-спектрометре «РАДЭК».

По данным анализа вычислялась эффективная удельная активность ($A_{эфф}$) ЕРН в образцах – суммарная удельная активность ЕРН в материале, определяемая с учетом их биологического воздействия на живой организм (Бк/кг) по формуле (НРБ-99/2009, 2009):

$$A_{эфф} = A_{Ra} + 1.31 \cdot A_{Th} + 0.085 \cdot A_K,$$

где A_{Ra} , A_{Th} , A_K – удельные активности радия, тория, калия соответственно, Бк/кг.

Зная удельную активность ЕРН можно пересчитать эти величины (при условии соблюдения радиоактивного равновесия) на массовые доли содержания урана, тория и калия по формуле (Беляев и др., 2003):

$$Q_U = A_{Ra}/12,04 \text{ppm}; \quad Q_{Th} = A_{Th}/4,06 \text{ppm}; \quad Q_K = A_K/313 \text{ \%}.$$

Результаты исследования. Как видно из табл.1, в которой приведены результаты анализа проб диктионемовых сланцев в исследованных обнажениях, наиболее высокие значения эффективной удельной активности отмечены в п. Перекуля и в с. Копорье. При этом основной вклад (~90 %) в радиоактивность диктионемовых сланцев вносит радий – продукт распада урана.

Таблица 1. Усредненные значения A_{Ra} , A_{Th} , A_K и $A_{эфф}$ для образцов диктионемовых сланцев с каждого из участков с указанием мощности толщи.

Место отбора проб	Мощность слоя, м	A_{Ra} , Бк/кг	A_{Th} , Бк/кг	A_K , Бк/кг	$A_{эфф}$, Бк/кг
УЛЬЯНОВКА	0,15	645	36	1030	760
ВОЙСКОРОВО	0,8	970	42	1330	1245
ПАВЛОВСК	1,4	1540	42	1410	1900
ПЕРЕКУЛЯ	2	2910	130	1425	3570
КОПОРЬЕ	6	2240	44	1190	2660

Для наглядного представления неравномерности распределения ЕРН по мощности пласта были построены диаграммы содержания радиоактивных элементов на каждом исследуемом участке по профилям (от подошвы к кровле) (рис. 2).

Анализ осредненных по каждому горизонтальному профилю данных позволяет выявить следующие закономерности в распределении ^{226}Ra и ^{40}K по мощности пласта. Максимальные содержания ^{226}Ra более характерны для ближайших к подошве слоев (Копорье, Павловск, Перекуля). Содержание ^{40}K , наоборот, увеличивается от подошвы к кровле пласта во всех исследованных обнажениях (кроме п. Перекуля). Закономерность в распределении тория не обсуждается ввиду его малых содержаний.

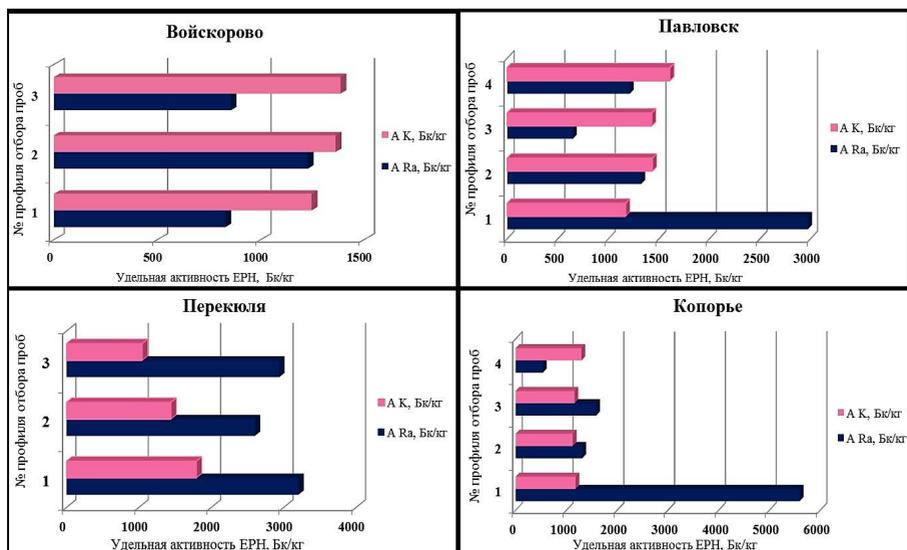


Рисунок 2. Диаграммы распределения ЕРН в толще диктионемовых сланцев

Чтобы оценить, какое количество ЕРН накапливают почвы, залегающие на диктионемовых сланцах, на каждом исследуемом участке отбирались сопряженные пробы порода–почва. Мощность почвенного покрова в местах отбора проб была небольшая и составляла в среднем 7–15 см. Результаты оценки представлены на рис.3 в виде диаграмм сравнения содержания урана в диктионемовых сланцах и в контактирующих почвах.

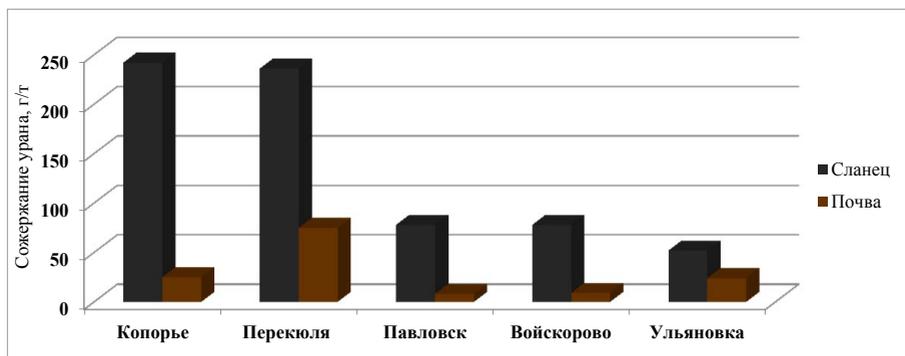


Рисунок 3. Сравнение содержаний урана в диктионемовых сланцах и в контактирующих почвах

Численно процент наследования почвой урана из диктионемовых сланцев для каждого участка составляет: Копорье – 10 %; Перекуля – 32 %; Павловск – 11 %; Войсковое – 12 %; Ульяновка – 46 %.

Если сравнивать содержания ЕРН в исследуемых образцах с кларками этих элементов в почвах, которые составляют: 2 г/т для урана; 6,2 г/т для тория и 1,2 % для калия (Беляев и

др., 2003), то мы видим, что концентрация урана в исследуемых образцах превышает кларковые значения от 4 до 38 раз. Для тория могут наблюдаться двукратные превышения над кларковыми значениями, а содержания калия в основном соответствуют кларку.

Таким образом, установленная нами миграция ЕРН из материнской породы в почву приводит к ее радиоактивному загрязнению. Если сравнивать полученные в данной работе содержания урана в почве с немецкими нормативами (5 мг/кг (Водяницкий, 2011)), то в образцах почв со всех исследуемых участков содержания урана превышает нормативный показатель от 1,5 до 15 раз.

Для того, чтобы оценить дозовую нагрузку, создаваемую диктионемовыми сланцами, на каждом обнажении производились замеры мощности экспозиционной дозы (мкР/ч). Максимальные значения для каждого из участков составили: п. Ульяновка – 80 мкР/ч; п. Войскорово – 110 мкР/ч; г. Павловск – 100 мкР/ч; д. Переколя – 350 мкР/ч; с. Копорье – 150 мкР/ч.

Согласно нормативному документу ОСПОРБ-99/2010, при выборе территорий под строительство зданий жилищного и общественного назначения выбираются участки с мощностью экспозиционной дозы гамма-излучения менее 30 мкР/ч. Таким образом, полученные величины мощности экспозиционной дозы превышают нормативные показатели от 1,5 до 11 раз на всех исследуемых участках.

На основании измеренной мощности экспозиционной дозы была рассчитана мощность эквивалентной дозы (мЗв/год) – как основного нормативного показателя – для того, чтобы оценить уровень потенциального облучения населения. Значения дозы составили в среднем: п. Ульяновка – 6 мЗв/год; п. Войскорово – 8 мЗв/год; г. Павловск – 7 мЗв/год; д. Переколя – 23 мЗв/год; с. Копорье – 9 мЗв/год.

При сравнении полученных результатов с нормативными данными можно сделать вывод, что степень облучения населения при нахождении в непосредственной близости от участков выходов диктионемовых сланцев на дневную поверхность можно отнести к повышенной (> 5 мЗв/год) и высокой (> 10 мЗв/год).

Благодарности. За помощь в проведении полевых работ и обработку собранных материалов выражаем признательность сотрудникам Санкт-Петербургского государственного университета – доцентам С.М. Снигиревскому, П.В. Фёдорову, А.Г. Гончарову, П.С. Зеленковскому, заведующему испытательной лабораторией отдела радиационной гигиены ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в городе Санкт-Петербург» - Н. В. Череватову.

Список литературы

- Беляев А.М., Иванюкович Г.А., Куриленко В.В., Хайкович И.М. Радиоэкология: Учеб.пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 2003. –324 с.
- Водяницкий Ю.Н. Химические аспекты поведения урана в почвах (обзор литературы). – Почвоведение: изд-во Наука (М.), № 8., 2011. – с. 940-952
- Ефремова У.С. Радиоэкологический мониторинг участков выходов диктионемовых сланцев на дневную поверхность на территории Ленинградской области // Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития: материалы всероссийской научной конференции, Москва, 20-22 марта, 2017 г.: Из-во ФГБУ «Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН», 2017. – с.629-631.
- СанПин 2.6.1.2523-09 Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009), 2009
- СП 2.6.1.2612-10 Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ – 99/2010), 2010

ПЛУТОНИЙ В КОМПОНЕНТАХ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Д.Н. Галушкина, Л.П. Рихванов

galushtyan@gmail.com

Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина,30

Введение. Повышенное содержание искусственных радионуклидов в почвах Байкальской природной территории было установлено ещё в 1974 г. при проведении аэрогаммасъёмки территории СССР (Медведев, Коршунов, Черняго, 2005) и подтверждены исследованиями местных научно-исследовательских и геологической организаций. В ходе этих исследований в компонентах природной среды был обнаружен ^{137}Cs . Было установлено, что наибольшими значениями удельной активности ^{137}Cs характеризуется практически вся прибрежная территория Байкала, включая особо охраняемые природные территории. Высокие значения удельной активности ^{137}Cs связаны с испытаниями на Семипалатинском полигоне и региональным переносом продуктов взрыва воздушными массами. Запас и плотность выпадения ^{137}Cs используется в оценке радиационной обстановки. Дополнительно при оценке радиационной обстановки используются данные о содержании других радионуклидов, таких как ^{90}Sr и Pu (Черняго, Медведев, Непомнящих, 2012).

Методы исследования. В почвах Баргузинского заповедника и Фролихинского заказника методом альфа-спектрометрии была проанализирована удельная активность изотопов ^{239}Pu и ^{240}Pu . Пробы почв отобраны методом конверта на глубину 0-10 см. Пробоподготовка на содержание ^{239}Pu и ^{240}Pu проводится по положениям утвержденных методик НСАМ № 406-ЯФ и НСАМ № 407-ЯФ с электролитическим осаждением $^{239+240}\text{Pu}$ прибором Gwinstek GPC-3060 D на стальную подложку с заранее измеренным фоном. Методики утверждены Федеральным научным центром лабораторных исследований и сертификации минерального сырья ВИМС от 31.03.1999 г., центром метрологии ионизирующих излучений ГНМЦ ВНИИФТРИ Госстандарта РФ от 19.08.1999 г. После электроосаждения высушенная подложка помещается камеру альфа-спектрометра фирмы ORTEC. Обработка результатов производится в программе AlphaVision 5.3.

Результаты. Значения активности $^{239+240}\text{Pu}$ на изученных территориях характеризуются уровнем, превышающим уровень глобальных выпадений в северных широтах (Атурова 2001, Рихванов 2009). Максимальное значение зафиксировано у подножия г. Медвежья – 6,7 Бк/кг, активность $^{239+240}\text{Pu}$ в почвах на устье р. Фролиха (кордон «Исток», основное место стоянки туристов и проживания сотрудников заказника) – 2,8 Бк/кг – в 7 раз выше уровня глобальных выпадений. Значения удельной активности $^{239+240}\text{Pu}$ ринаходятся приблизительно на том же уровне, что и в почвах Иркутской области (в т.ч. Прибайкалья) и Агинского Бурятского АО, в окрестностях которых были произведены подземные ядерные взрывы. Можно предположить, что вклад в загрязнение почв заказника внёс не только Семипалатинский полигон, но и испытания на архипелаге Новая Земля. По данным ОИГМ СО РАН и НТП «Сосновгеос», «Кузькину мать» показали и Байкалу; след испытаний от 30.10.1961 года прошел через северную часть озера, а затем направился в Забайкальский край (Черняго, 2004). Исследованиями сотрудников Института геохимии СО РАН был обнаружен Pu в верхних слоях донных отложений Северной котловины оз. Байкал, однако небольшие значения активности $^{239+240}\text{Pu}$ (0,4 Бк/кг) не позволяют однозначно отнести его к продуктам ядерных испытаний. Есть предположение, что наличие ^{239}Pu в донных осадках обусловлено глобальными выпадениями, либо следом аварии на Чернобыльской АЭС (Пампура, Сандимиров, 1993).

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.С. Торопову, сотруднику Национального ядерного центра Республики Казахстан, а также сотрудникам ФГБУ

«Заповедное Подлесье» А.А. Ананину, Г.А. Янкусу, В.М. Козулину, А.А. Комаревцеву, А.С. Ермакову за помощь в организации полевых работ.

Список литературы

- Атурова В.П. Плутоний в почвах Красноярского края: автореф. дис... канд. биол. наук. - Красноярск, 2001.
- Медведев В.И., Коршунов Л.Г., Черняго Б.П. Радиационное воздействие Семипалатинского ядерного полигона на Южную Сибирь (опыт многолетних исследований по Восточной и Средней Сибири и сопоставление результатов с материалами по Западной Сибири) // Сибирский экологический журнал. - 2005. - Т.12, N 6. - С. 1055-1071. - Библиогр.: с. 1070-1071
- Пампура В.Д., Сандимиров В.Д. Радиогеохимические исследования экосистемы оз. Байкал // Геология и геофизика. - 1993. - № 10 -11. - С.192 -199
- Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии: учебное пособие. - Томск: СТУ, 2009. - 430 с.
- Черняго Б.П., Медведев В.И., Непомнящих А.И. Современная радиационная обстановка в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории // Геология и геофизика. - Новосибирск, 2012. - Т. 53, № 9. - С. 1206-1218. - Библиогр.: 29 назв.
- Черняго Б.П. «Глобальный» цезий-137: от Байкала до Северного Ледовитого океана / Б.П. Черняго, В.Г. Бычинский, Г.И. Калиновский // Материалы II международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» – Томск: ИД «Тандем-Арт». – 2004. – С. 647-648

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА СТАРАЯ РУССА (НОВГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Я.А. Кириченко

jana.einfach.jana@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

Введение. Городская территория, будучи центром концентрации промышленных, транспортных, жилищных инфраструктур, представляет собой особую экосистему, сформировавшуюся под влиянием сложного взаимодействия природных и хозяйственных факторов. Городской биогеоценоз, таким образом, является системой, состоящей из сообщества живых организмов, их среды обитания и системы связей, осуществляющей обмен веществом и энергией между ними. В связи с этим для оценки состояния городской среды требуется комплексный подход исследования, включающий изучение как абиотической, так и биотической составляющей городской экосистемы.

В основе оценки экогеологического состояния окружающей среды лежит анализ содержания поллютантов в ее компонентах и их сравнение с регламентируемыми значениями. В данной работе в качестве изучаемых веществ выступают тяжелые металлы, как одни из самых распространенных ксенобиотиков в городской среде.

Объект исследования. Район проведения работ расположен в Новгородской области и представляет собой территорию населенного пункта Старая Русса, города областного значения. Главным достоянием города и местом привлечения многочисленных туристов является бальнеологический курорт, основанный здесь в IX веке на месте естественного очага разгрузки высокоминерализованных подземных вод. Кроме того, сохранившееся историческое наследие Старой Руссы также обуславливает туристический интерес к региону, важное культурное и экономическое значение города.

Методика исследования. Для эколого-геологического исследования территории был выполнен отбор и анализ образцов городских почв (61 проба), растительности (11 проб), поверхностных вод (8 проб) и донных отложений (6 проб).

Для обследования поверхностного слоя почв (0,0-0,2м) пробы были отобраны «методом конверта» (объединенная проба). При этом отбор фоновых проб производился согласно регламентируемым требованиям на удалении от поселения вне зоны локального антропогенного воздействия. Определено валовое содержание 9 тяжелых металлов (ТМ) I-III класса опасности (Pb, Zn, Co, Ni, Cu, Cr, V, Mn, Sr) рентгенофлуоресцентным методом с помощью прибора СПЕКТРОСКАН МАКС-G.

Состояние поверхностных вод оценивалось по результатам исследования реки Порусьи, пруда Безымянного, реки Полисти, а также ручьев Соляного и Войе, осуществляющих сток в р. Полисть. Определены методом титриметрии содержания следующих макрокомпонентов: хлориды, гидрокарбонаты, сульфаты, натрий, кальций, магний. Санитарно-гигиенические исследования проводились по следующим показателям: As, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Sr. Содержание токсичных элементов в пробах воды измерялось оптическим эмиссионным спектрометром ICPE-9000.

В качестве биоиндикатора для исследования состояния биотической компоненты экосистемы города был принят вид травянистой растительности пырей ползучий (*Elytrigia repens* (L.) Nevski.). Данный вид растения повсеместно распространен на всей территории города, широко используется исследователями в целях биоиндикации. Отбор образцов растительности производился в тех же местах, где осуществлялся отбор почвенных проб. При этом надземные органы растений и корневая система были изучены отдельно. Образцы подвергнуты кислотному разложению, а затем проанализированы с помощью прибора ICPE-9000 для определения содержания следующих элементов: Pb, Zn, Co, Ni, Cu, Cr, Mn, Sr.

Результаты исследования и их обсуждение. По результатам работы получены данные о содержании ТМ в почвенном покрове. Степень накопления элементов определяется по величине коэффициентов концентраций (Kc), равных отношению фактического содержания элемента в исследуемой почве к фоновому значению. В целом для обследованной территории города установлен следующий ряд накопления (в порядке убывания Kc, указанных цифрами): Pb5,9 – Cu2,7 – Sr1,5 – Mn1,4 – (Cr) 1,3 – (Zn, Co)1,2 – Ni1,1 – V0,6.



Рис. 1. Карта распределения суммарного показателя загрязнения Z_c

Химическое загрязнение почв комплексом металлов оценивалось по суммарном показателю химического загрязнения (Z_c), являющемуся индикатором неблагоприятного воздействия на здоровье населения. На основе данных о распределении суммарного показателя Z_c (рис. 1) выделены участки наиболее интенсивного локального воздействия, приуроченных к зоне отвода железнодорожных путей (рис. 2), а также территории, ранее включавшей обширный комплекс литейного производства (рис. 3) (Кириченко, 2017).



Рис. 2. Схема распределения Z_c в почвах участка отвода железной дороги

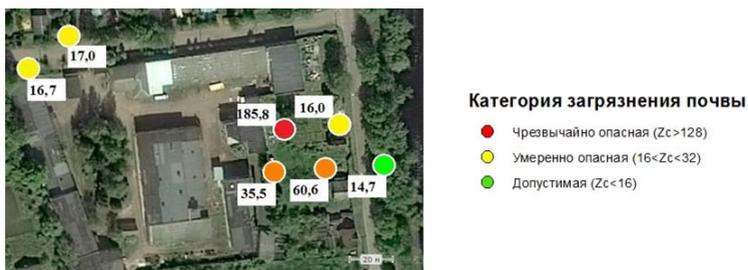


Рис. 3. Схема распределения Z_c в почвах участка старого литейного производства

Хотя содержание загрязнителей в донных отложениях официально не регламентируется, донные осадки могут быть средой для накопления загрязнителей и источником вторичного загрязнения водоемов, потому их изучение является важной частью экогеологических исследований. В качестве рекомендательной справки для характеристики обнаруженных содержаний загрязнителей в данной работе были приняты данные по «голландским листам» (Neue Niederlandische Liste. Altlasten Spektrum 3/95). Сравнение результатов анализа изученных проб с допустимыми концентрациями загрязнителей показало, что все анализируемые пробы превышают допустимые уровни по элементам Cu и Co .

В результате лабораторных исследований проб поверхностных вод превышений предельно допустимых концентраций ТМ не обнаружено. Кроме того, важным аспектом исследования данной территории является изучение макрокомпонентного состава вод в связи с наличием стока отработанных высокоминерализованных подземных вод хлоридного натриевого состава в реку Полисть. Полученные в результате лабораторных исследований данные о содержании основных макрокомпонентов подтверждают резкую смену химического состава вод реки после спуска в нее соляных ручьев. Во всех пробах р. Полисть

ниже спуска отмечается изменение первоначального гидрокарбонатного состава вод реки на хлоридный, однако, превышений предельно допустимых уровней по исследуемым макрокомпонентам не наблюдается (Кириченко, 2017).

Оценка токсичных концентраций и действия микроэлементов на растения сложна ввиду взаимодействия большого количества факторов. Поэтому в качестве ориентировочных значений оптимальных уровней концентраций поллютантов в растениях были приняты литературные данные (Kabata-Pendias, 2010; Melsted, 1973). Относительно приведенных в литературных источниках значений в исследованных образцах ярко выражены превышения концентраций элементов: Cr, Co, Ni. Данный факт может говорить об устойчивости изучаемого вида растения к загрязнению, однако свидетельствует о накапливаемом неблагоприятном воздействии на растения в условиях городской среды (Кириченко, 2017). Оценка степени накопления ТМ растениями проводилась на основе коэффициента биологического поглощения (КБП) как отношения содержания металла в надземной части растения к общему содержанию элемента в почве. Во всех случаях среднее значение КБП меньше единицы, что говорит о слабом накоплении ТМ исследуемыми растениями.

Кроме того, был определен транслокационный коэффициент (ТК) — соотношение содержания элемента в надземной части к содержанию в корнях. При этом относительно высокую транслокационную способность проявили элементы Cr и Ni. Таким образом, выявлена достаточная устойчивость растительности вида пырей ползучий к загрязнению почв тяжелыми металлами. Однако очевидно, что растения, у которых транслокационный коэффициент и, в особенности, коэффициент биологического поглощения меньше 1,0, не подходят для использования в целях фиторемедиации.

Заключение. К основным выводам работы относится следующее:

- Установлено значительное изменения химического состава вод р. Полисть в связи со стоком высокоминерализованных вод;
- Обнаружены области значительного локального антропогенного воздействия на территории города в зоне отвода железнодорожных путей и на территории ранее действующего литейного производства;
- Установлено неблагоприятное воздействие техногенного фактора на биотическую компоненту экосистем, выраженное в повышенном содержании тяжелых металлов в органах растений, произрастающих на изученных территориях.

Список литературы

- Кириченко Я.А. Оценка экогеологического состояния города и курорта Старая Русса // Материалы докладов семнадцатой международной молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования», 2017.
- Kabata-Pendias A. Trace Elements in Soils and Plants. 4th Edition. — Boca Raton, FL: Crc Press, 2010.
- Melsted S.W., Soil-plant relationships (some practical considerations in waste management), Champaign, Ill., 1973.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ОЗЕРА РОДНИКОВОГО (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

Л.Б. Кобик, К.Э. Себровский, Н.В. Терещенко, А.П. Навинкин, И.И. Подлипский
luba.kobik@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, 199178, Санкт-Петербург, 10-я Линия В. О., 33-35

Введение. Санкт-Петербург – быстро развивающийся промышленный центр, в котором водоёмы загрязняются сточными водами, используется атомная энергия и т.д. Именно поэтому экологическая оценка территорий города является важным аспектом прикладной науки экологии. Экологическая оценка ландшафта – направление современной физической географии, основной целью которого является изучение природных и природно-антропогенных ландшафтов как среды жизни и оценка степени их благоприятности/неблагоприятности. Рассматриваемые системы включают два взаимодействующих блока - «субъекта» экологической оценки (в общей формулировке – живое) и «объекта», в качестве которого выступают экологические факторы, природные комплексы или их компоненты, оказывающие влияние на живое (Авессаломова И.А., 1992).

Данное исследование является частью цикла работ «Экогеология Санкт-Петербурга и Ленинградской области», организованного кафедрой экологической геологии Санкт-Петербургского государственного университета. В рамках проекта в настоящее время осуществляется работа на 2 участках: в Муринском парке и на озере Родниковом.

Характеристика объекта исследования. Территория Санкт-Петербурга расположена в зоне сочленения Балтийского щита, сложенного породами кристаллического фундамента и Русской платформы, образованной древними осадочными породами. Это территория так называемой предглинтовой низменности. Она расположена к югу от центральной возвышенности Карельского перешейка и отграничена Балтийско-Ладожским (ордовикским) уступом от Ордовикского плато. Низменность представляет собой комплекс аккумулятивных террасовых поверхностей (с абсолютными высотами от нуля до 100 м), наклоненных в сторону Финского залива и Ладожского озера (Сидоренко А.В., 1971).

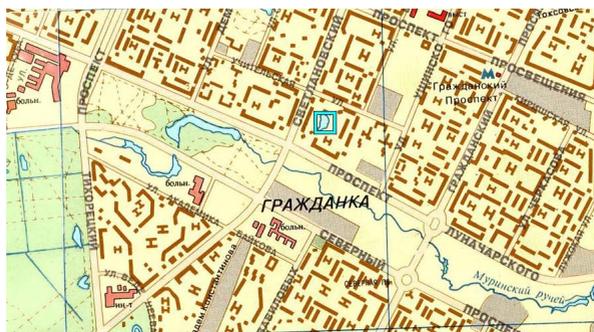


Рис. 1 Озеро Родниковое (карта Санкт-Петербурга 1992-1993 г. ВСЕГЕИ). Масштаб: 1:34000

Выбранный для данного исследования участок – оз. Родниковое – находится в Калининском районе г. Санкт-Петербурга на пересечении Светлановского проспекта и проспекта Луначарского (рис. 1). Площадь исследуемой территории составляет 3 га, непосредственно озеро занимает площадь 0,77 га. На выбранном участке работа осуществлялась по трём основным направлениям: 1) Литогеохимическое опробование поверхностных грунтов на со-

держание тяжелых металлов (22 пробы); 2) Гидролитогеохимическое опробование береговых и донных отложений (11 проб); 3) Радиометрическая съёмка (8 точек)

Методы радиометрических исследований (гамма-съёмка). Полевые радиометрические работы выполняются на основе измерения интенсивности излучения радиоактивных элементов, находящихся в горных породах. При проведении данного вида работ необходимо учитывать нормальный фон, создаваемый радиоактивными элементами.

В ходе радиометрических работ на исследуемом участке уровень радиации был измерен с помощью трёх приборов: дозиметр-радиометра МКС-01СА1М (относительная погрешность $\pm 25\%$), геологоразведочного сцинтилляционного радиометра СРП-97 (отн. погр. $\pm 20\%$) и цифрового широкодиапазонного дозиметра ДРГ-01Т1 (отн. погр. $\pm 15\%$). Радиометр - прибор для измерения числа актов радиоактивного распада за единицу времени (активности). Определяет плотность потока ионизирующих излучений и т.д. Дозиметр - устройство для измерения доз радиоактивного излучения или величин, связанных с дозами (мощность экспозиционной дозы, поглощенной дозы и др.) (Рихванов Л.П., 2009). Показания γ -излучения – мощность экспозиционной дозы (мкР/ч) – были замерены в 8 точках, на расстоянии 60-70 м друг от друга, по заранее определенной сетке. (рис. 2)

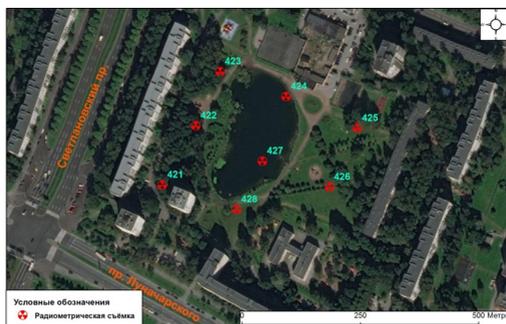


Рис. 2 Сеть точек радиометрической съёмки

Результаты радиометрических исследований. Зная погрешности приборов, значения, которые они дали на объекте, с помощью программы Microsoft Excel были определены средние значения (табл. 1). Было установлено, что значения фонового уровня колеблются в пределах от 5 до 14 мкР/ч. Наименьшие показания прибора (5 и 6 мкР/ч) отмечались в точках 424 и 427, которые приурочены к поверхности озера. В целом, анализ данных показал, что уровень радиоактивного излучения не превышает допустимую норму, которая для Калининского района составляет 14,8 мкР/ч.

Таблица 1. Результаты гамма-съёмки, мкР/ч

№ пробы	МКС-01СА1М	СРП-97	ДРГ-01Т1	Среднее значение
421	10-16	11-17	8-10	11
422	11-18	12-18	10-14	14
423	7-11	11-17	11-15	11
424	3-5	4-6	7-9	5
425	8-14	10-16	13-18	13
426	9-15	10-14	8-10	12
427	5-9	4-6	6-8	6
428	10-13	10-14	10-14	12

Методика отбора проб донных и береговых отложений. Для проведения мониторинга водных объектов и оценки качества водной компоненты необходимо исследование химического состава донных отложений. Необходимо установить фоновые и минимальные аномальные содержания тяжелых металлов в донных отложениях.

Отбор проб донных и аллохтонных береговых отложений озера производился в марте 2017 года. Пробоотбор первых проводился с помощью лопаты по равномерной сети, собственно донные отложения отбирались штанговым дночерпателем ГР-91 (рис. 3). Было отбрано 9 образцов береговых отложений и 2 образца донных отложений. Далее, после стандартной подготовки, они были проанализированы с использованием рентгенофлуоресцентного анализатора AP-104M на кафедре Экологической геологии Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета.

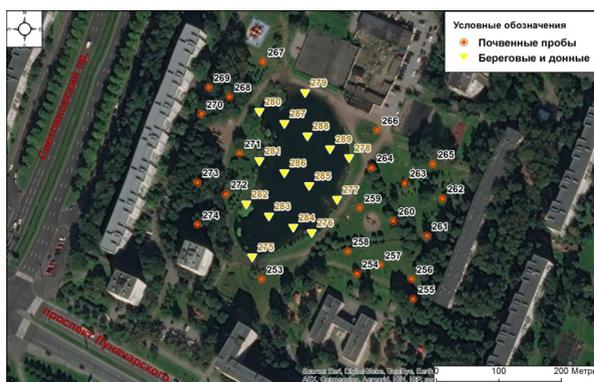


Рис. 3 Сеть точек пробоотбора

Результаты анализа проб донных и береговых отложений. По результатам расчета коэффициентов концентрации по отношению к ранее полученным фоновым содержаниям (Навинкин А.П., Подлипский И.И., 2017) установлена высокая полиэлементная степень техногенного воздействия, отражающаяся в номинально высоких их значениях (рис. 4).

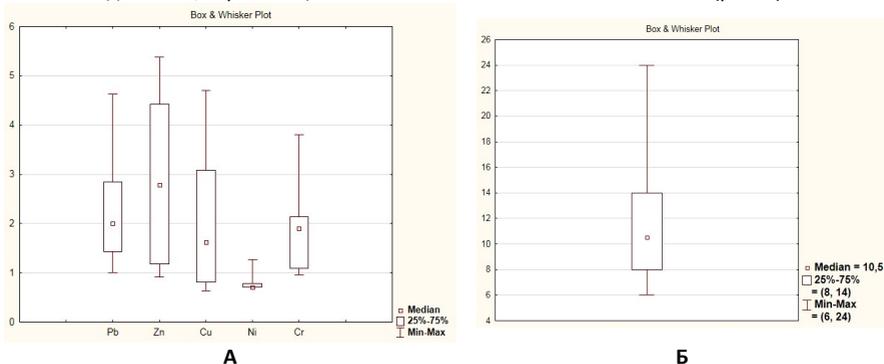


Рис. 4 Показатели положения значений Кк тяжелых металлов в донных отложениях (А) и Zс грунтов (Б)

Методика отбора почвенных проб. В почве накапливается основная часть поступающих на территорию веществ, поэтому состав почв является интегральной функцией экологического состояния окружающей среды и потенциальным вторичным загрязнителем воздуха и вод, а также может напрямую влиять на здоровье человека (Сорокин Н.Д., 2012). В особенности это касается тяжёлых металлов. Оценка степени загрязнённости территории наиболее важна в местах активного селитебного и рекреационного использования, каковым является озеро Родниковое и прилегающие к нему территории.

Отбор проб почвы проводился на территории, прилегающей к озеру Родниковому, методом «конверта», состоящего из пяти точечных проб массой до 0,2 кг с глубины до 15 см. Общее число проб на территории – 22 (рис. 2). Далее, после стандартной подготовки, они были проанализированы с использованием рентгенофлуоресцентного анализатора AP-104M на кафедре Экологической геологии Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета.

Результаты анализа почвенных проб. По результатам анализа и статистической обработки полученных данных, используя значения фона для элементов Pb, Zn, Cu, Ni, Cr в почве Ленинградской области (1993 г.) и из Выпускной квалификационной работы Ионкиной Д.С. (кафедра экологической геологии, 2017), были получены значения суммарного показателя загрязнения (Zc) для каждой пробы (табл. 2). По данным фона 1993 года большинство значений не выходит за пределы допустимой степени загрязнённости, за исключением проб под номерами 269, 272, 273, значения которых являются «умеренно опасными». По данным «фона» 2017 года все значения суммарного показателя загрязнения оказались существенно выше, однако по загрязнению территории Zn установлена одна проба с «допустимой» категорией загрязнения, что может быть связано с высокой автомобильной нагрузкой местных жителей.

Закключение. Результатом проведенного исследования стала эколого-геологическая оценка территории оз. Родникового Калининского района г. Санкт-Петербурга. Обработка данных, полученных в ходе гамма-съёмки, показала, отсутствие локальных аномалий. Согласно результатам анализа проб донных и аллохтонных береговых отложений основными поллютантами являются металлы медь и цинк. Анализ значений суммарного показателя загрязнения для грунтов позволяет сделать вывод о невысоком техногенном воздействии, отражающемся в хроническом виде на состав донных и аллохтонных отложений.

Список литературы

- Авессаломова, И.А., 1992. Экологическая оценка ландшафтов, с. 5-6
Рихванов, Л.П., 2009. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиозологии, с. 40-41
Сидоренко, А.В., 1971. Геология СССР. Том 1, с. 26-27
Навинкин А.П., Подлипский И.И. Новые данные эколого-геологической оценки Муринского парка (г. Санкт-Петербург). / Тезисы докладов Всероссийской научной конференции «Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития». Москва, 20-22 марта 2017 г. / Отв. сост. А.А. Трунов, П.Д. Полумиева, А.А. Романовская. [Электронный ресурс]. М.: ФГБУ «ИГЭ Росгидромета и РАН», 2017, с. 562-564;
Сорокин Н.Д., Королева Е.Б., Лосева Е.В., Осинцева Н.В., 2012. Пособие по вопросам изучения загрязнённых земель и их санации, с. 121

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА АКВАТОРИИ И ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ОЗЁР ГОРОДИЩЕ И ПОГАНОЕ (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ»)

Копылова В.И., Зеленковский П.С., Подлипский И.И.

kopylova.nika@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра экологической геологии

Введение. Среди веществ, негативно влияющих на биогеоценоз, особо выделяют загрязнители, имеющие неорганическую природу. Одним из видов таких поллютантов являются так называемые «тяжелые металлы и металлоиды», которые оказывают негативное влияние на состав грунтовых вод, растительный и животный мир. Они способны накапливаться в почвах, донных отложениях и биоте, что сказывается на общем состоянии водоема и может вызывать вторичные загрязнения. В результате хозяйственной деятельности значения концентраций тяжелых металлов в составе компонентов биогеоценоза зачастую оказываются выше естественных для них норм. Для контроля за изменениями содержаний производятся регулярные исследования – мониторинг среды. Для вычисления фоновых значений, характерных для конкретного региона, удобно исследовать компоненты природной среды особо охраняемых природных территорий (ООПТ), как наименее подверженных антропогенной нагрузке. Кроме того, в таких типах ООПТ как национальный парк удобно пролеживать влияние хозяйственной деятельности за счет наличия деления территории на зоны с различным режимом охраны. Экологический мониторинг в пределах охраняемых территорий является обязательной задачей (Федеральный закон РФ №33) и проводится научными сотрудниками ООПТ как самостоятельно, так и совместно с другими организациями.

В рамках сотрудничества Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) и ООПТ России с 2014 года на территории национального парка «Смоленское Поозерье» сотрудниками и студентами кафедры экологической геологии СПбГУ совместно с администрацией парка ежегодно проводится ряд работ, входящий в цикл мониторинговых исследований, с целью комплексной оценки экологического состояния компонентов природной среды, в том числе по определению содержания тяжелых металлов. Работы ведутся с 2014 года как в летний, так и в зимний периоды и охватывают в основном центральный кластер парка. Поставленные в ходе работ 2014-2016 годов задачи заключали в себе выявление геохимических аномалий, очагов загрязнения; определение закономерностей распространения тяжелых металлов; сравнение значений концентраций тяжелых металлов в почвах и донных отложениях с общими фоновыми показателями по району, определение фоновых значений для разных функциональных зон национального парка. (Терехова, 2016, Копылова, 2016).

Объекты исследования. Биосферный резерват национальный парк «Смоленское Поозерье» расположен в северо-западной части Смоленской области (Рис.1). Он включает как территории, которые никогда не были вовлечены в хозяйственную деятельность, так и земли государственного лесного фонда, сельскохозяйственного назначения и территории, на которых расположены организации и предприятия, осуществляющие хозяйственную деятельность. Это определяет необходимость ведения экологического мониторинга среды. Кроме того,

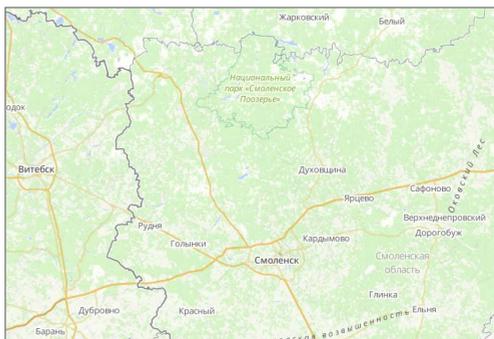
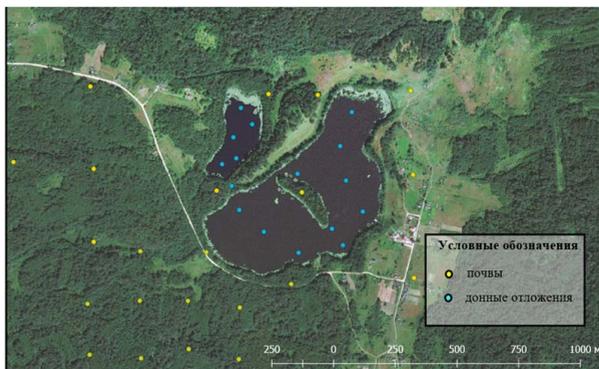


Рисунок 1. Географическое положение национального парка «Смоленское Поозерье»

парк является участником программы по восстановлению популяции зубра европейского (*Bison bonasus*), что также требует экологических исследований территории. В 2016 году к району работ был подключены новые площади, являющиеся объектом исследования данной работы – территория озер Городищенское и Поганое. Озёра ледникового происхождения, имеют протяженность около 1000 и 400 м соответственно, между собой соединены протокой, в центре озера Городище находится остров, вытянутый с С-В на Ю-З. Геологическое строение территории представлено девонскими отложениями, перекрытыми повсеместно породами четвертичного возраста, преимущественно экзарационного происхождения. Литологически это моренные пески, суглинки, супеси валунные и глины, пески с прослоями гравия. Мощность четвертичных отложений равна 100 – 200 метрам, следовательно, можно говорить об отсутствии геохимических аномалий, связанных с кристаллическим фундаментом.

Методы исследования.

На полевом этапе была проведена литогеохимическая съёмка – отобрана 21 проба почв с поверхности методом конверта по регулярной сетке со сгущениями в районе зубрового вольера (ГОСТ 17.4.4.02-83); пройдены шурфы и скважины с отбором проб по разрезу и определением типа почв; отобрано 15 проб донных отложений с разных глубин по регулярной сетке пробоотбора (Рис.2).



Рисунк 2. Карта фактического материала

Перед анализом полевой материал был подготовлен в соответствии с государственными стандартами (ГОСТ 17.4.4.02-84). Почвенные пробы и пробы донных отложений были доведены до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу и измельчены на шаровом истирателе до пудрообразного состояния. Подготовленные в лабораторных условиях пробы были проанализированы рентгенофлуоресцентным методом на волновом спектрометре «Спектроскан G». Были получены значения содержания элементов Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb. Результаты обрабатывались методами математической статистики: были рассчитаны дисперсия – как показатель отклонения от среднего, медиана – для характеристики распределения, найдены минимальные и максимальные значения.

Обсуждение результатов. В таблице 1 представлены результаты математической обработки. Медиана и средние значения близки, поэтому можно говорить о равномерном распределении содержаний элементов. По всем элементам медиана и среднее значения сходны, что говорит о достаточно равномерном распределении тяжелых металлов в донных отложениях и отсутствии аномальных значений. По критериям, зависящим от эксцесса и асимметрии, было выявлено, что выборка имеет нормальное распределение. Содержания Cr, Co, Ni, Pb не превышают фоновых значений (Рис.3), рассчитанных нами в прошлых исследованиях для центральной части национального парка (Терехова, 2016). Стоит отметить, что валовое содержание свинца значительно ниже аналогичных показателей в других районах парка, что может быть связано с удалённостью района от центральной части парка, в которой антропогенная нагрузка значительно выше. Показатели по меди превышают фоновые, причем только в донных отложениях. Скорее всего, это объясняется тем, что донные отложения озёр представляют собой органический детрит (Копылова, 2016), а в процессе сорбции меди в илистых донных отложениях большую роль играет органическое вещество (Каю-

гин, 2007). В то же время свинец связывается неорганической составляющей донных отложений, которой значительно меньше, чем органической. В целом можно говорить об отсутствии anomalно высоких значений тяжелых металлов, что свидетельствует о низкой антропогенной нагрузке.

Таблица 1 Статистическая характеристика результатов анализа

Донные отложения	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
среднее значение	7	5	4	27	14	3
медиана	7	5	4	28	14	3
минимум	6	3	2	9	5	1
максимум	10	8	6	41	16	5
Почвы	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
среднее значение	6	4	2	14	3	1
медиана	6	4	2	17	4	2
минимум	3	3	1	5	2	0
максимум	16	6	3	61	10	21

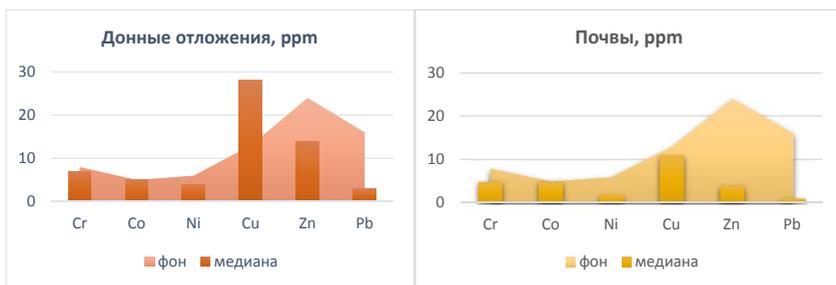


Рисунок 3. Сравнение медианных значений по южному кластеру с фоновыми по центральной части национального парка «Смоленское Поозерье»

Заключение. Проведена первичная эколого-геохимическая оценка территории южного кластера территории национального парка. В районе озёр Городище и Поганое не обнаружено anomalных значений содержания тяжелых металлов в почвах и донных отложениях, превышений ПДК и фоновых значений. Это связано с отсутствием значительных источников загрязнения и удаленным положением от административного центра парка – населённого пункта Пржевальское (17 км). Медианные значения содержания Ni, Zn, Pb, Co, Cr соответствуют фоновым значениям для центральной части парка. Содержание Cu в донных отложениях выше, чем в среднем по парку, что может быть связано со значительной долей органических соединений в составе донных отложений.

По результатам исследований не выявлено препятствий созданию полноценного вольерного комплекса с целью восстановления популяции зубра европейского (*Bison bonasus*). Вследствие организации зубровых вольеров и связанных с ними туристических маршрутов возрастёт посещаемость района. В качестве основы для контроля антропогенной нагрузки и организации постоянного мониторинга рекомендуется использовать полученные в 2016 – 2017 годах результаты.

Для дальнейших мониторинговых исследований необходимо включить территории населенных пунктов Городище и Корево, как потенциальных источников загрязнений. Сгущение сетки необязательно, так как распределение тяжелых металлов характеризуется однородностью. В виду низких значений содержаний тяжелых металлов в средах, экспресс-метод оценки с помощью портативного анализатора не подходит для мониторинга в данном районе, необходимо использовать методы с порогом определения не менее 2-3 ppm (Копылова, 2017). Закономерности распределения меди и свинца требуют проведения дополнительных исследований и особого внимания при мониторинге.

Благодарности. Выражаем благодарность руководству и сотрудникам национального парка «Смоленское Поозерье» (начальник отдела инвентаризации и мониторинга природных комплексов Владимир Рафаэльевич Хохряков, директор национального парка Александр Семёнович Кочергин) за помощь в организации полевых работ на территории парка. А также сотрудникам ресурсного центра «Геомодель» за помощь в проведении химических анализов.

Список литературы

- Каюгин А. А., Хритохин Н. А., 2007. Термодинамика сорбции ионов свинца, кадмия и меди донными отложениями водоёмов из модельных растворов// Известия высших учебных заведений. серия: химия и химическая технология, Ивановский государственный химико-технологический университет (Иваново), 63-65 с.
- Копылова В. И. и др., 2016. Комплексная эколого-геологическая оценка района озер Городище и Поганое национального парка «Смоленское Поозерье»// Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, г. Апатиты, 212 с.
- Копылова В. И. и др., 2017. Первичная эколого-геохимическая оценка состояния почв на территории водосборной площади озёра Ржавец (национальный парк «Смоленское Поозерье»)// Экологические проблемы недропользования. Материалы семнадцатой международной молодежной научной конференции, Санкт-Петербургский государственный университет, 108-109 с.
- Терехова А.В., 2016. Разработка сети пробоотбра для комплексного эколого-геологического мониторинга территории национального парка «Смоленское Поозерье»// Природа и общество: в поисках гармонии. СмолГУ, 150-155 с.
- ГОСТ 17.4.4.02-83 Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб
- ГОСТ 17.4.4.02-84 Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа.
- Положение о федеральном государственном учреждении национальный парк «Смоленское Поозерье» от 31.01.2001 года. Департамент охраны окружающей среды и экологической безопасности Министерства природных ресурсов РФ.
- Федеральный закон РФ от 15 марта 1995 «Об особо охраняемых природных территориях»

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКИХ УЩЕРБОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ МИГРАЦИИ ЛЕГКИХ НЕФТЕПРОДУКТОВ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ЗОЛОТИНКА» (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

П.Г. Лескова

oldpolip@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9.

Введение. В настоящее время загрязнение геологической среды легкими нефтепродуктами представляет собой серьезную экологическую проблему. Это связано с тем, что поступление нефтепродуктов в геологическую среду происходит повсеместно и постоянно в связи с широким использованием нефтепродуктов в хозяйственной деятельности человека. В первую очередь загрязнение нефтепродуктами сказывается на подземных водах, так как они являются наиболее подвижным компонентом геологической среды, что обуславливает широкое распространение загрязнения. Кроме того, в результате разгрузки загрязненных подземных вод в водоемы и водотоки, происходит загрязнение нефтепродуктами поверхностных вод, распространяясь в которых, загрязняющие вещества наносят ущерб объектам природной среды, приводят к повреждению и разрушению экосистем.

Для изучения данной проблемы в настоящей работе в качестве объекта исследования выбрана территория, в пределах которой расположен потенциальный источник загрязнения подземных вод нефтепродуктами – склад горюче-смазочных материалов (ГСМ). Изучаемая территория расположена в горнодобывающем районе месторождения «Золотинка» в Хабаровском крае.

Цель данной работы – оценка возможных экологических ущербов в результате миграции легких нефтепродуктов в районе месторождения «Золотинка».

Задачи работы:

1. Построение геофильтрационной модели исследуемой территории.
2. Построение модели миграции растворенных нефтепродуктов в случае наступления двух различных внештатных ситуаций.
3. Оценка ареалов распространения потенциального загрязнения и выноса загрязняющего вещества в воды ручья Холодный, в случае наступления внештатных ситуаций.
4. Оценка возможных экологических ущербов, нанесенных природной среде от потенциального загрязнения нефтепродуктами.

Объект исследования. Изучаемая территория располагается на юго-востоке Азиатской части России, в слабо освоенном районе Хабаровского края. Освоение данной территории связано с разработкой золоторудного месторождения «Золотинка». На рисунке 1 представлена схема изучаемой территории, в пределах которой расположены объекты склада ГСМ.

В геолого-литологическом строении изучаемой территории до глубины 10–12 м принимают участие следующие образования (Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям, 2008):

- *Скальные осадочные породы юрского возраста (J_{1-2})* представлены флишевой толщей крутопадающих слоев песчаника и маломощных прослоев алевролитов. Вскрытая вертикальная мощность изменяется от 4 до 10,8 м.
- *Элювиальные образования зоны выветривания юрских песчаников и алевролитов ($e J_{1-2}$)* представлены дресвой и щебнем с супесчаным заполнителем. Отложения развиты на изучаемой территории повсеместно, покрывают юрскую флишевую толщу. Вскрытая мощность изменяется от 1,3 до 4,2 м.
- *Делювиальные отложения четвертичного возраста ($d Q$)* распространены повсеместно с поверхности площадки, перекрывают толщу элювиальных образований. По литологи-

ческому составу представлены щебенистым грунтом с супесчаным и суглинистым твердым заполнителем. Мощность делювия изменяется от 1,5 до 3 м.

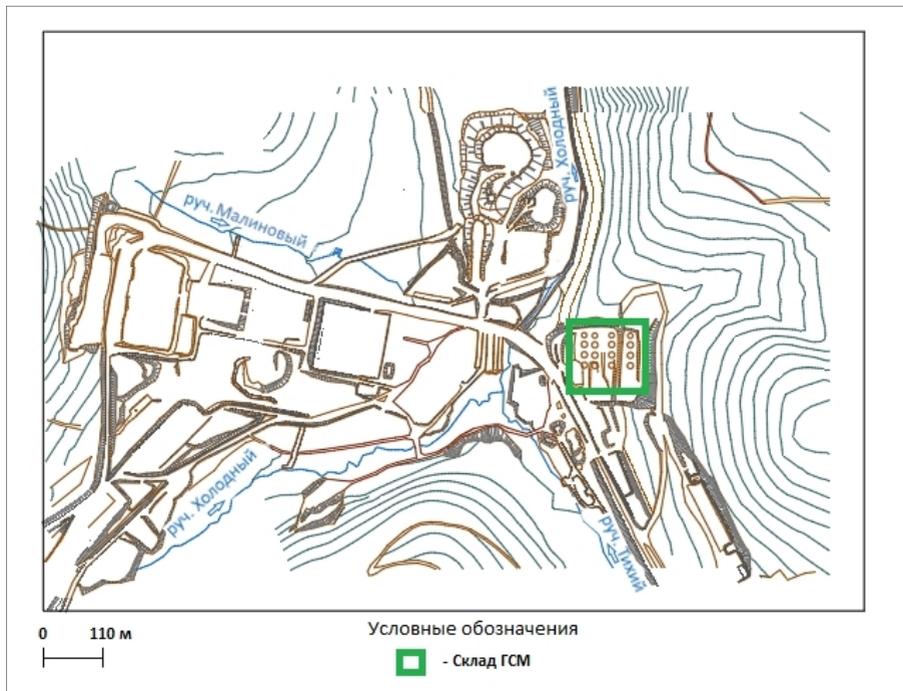


Рис. 1. Схема территории исследования

Гидрогеологические условия изучаемой территории характеризуются развитием подземных вод типа верховодки и грунтовых вод порово-трещинного типа. Подземные воды типа верховодки имеют эпизодическое распространение и циркулируют в толще щебенистых делювиальных отложений четвертичного возраста (d Q) в летнее время. Уровень воды фиксируется на глубине 0,4–1,5 м. Подземный поток направлен в соответствии с общим уклоном местности – к ручью Холодный. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород равен 0,25 м/сут. Грунтовые воды циркулируют в щебенистых и древесных элювиальных образованиях зоны выветривания юрских песчаников и алевролитов (e J₁₋₂). Уровни грунтовых вод зафиксированы на глубине 1,5–4,4 м. Движение подземных вод данного горизонта наблюдается в сторону ручья Холодный, куда происходит их разгрузка. Характерным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Данный водоносный горизонт можно охарактеризовать как напорно-безнапорный. Так в восточной части территории воды данного водоносного горизонта обладают местным напором, высота которого достигает 1,5–2,1 м. Горизонт грунтовых вод подстилается относительным водоупром, который представлен скальными флишевыми образованиями (J₁₋₂). Коэффициент фильтрации водовмещающих пород составляет 15 м/сут. По данным проведенных химических анализов, нефть и нефтепродукты в подземных водах описываемой территории отсутствуют (Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям, 2008).

Методика исследования. Построение геофильтрационной модели территории исследования осуществлялось в компьютерной программе Visual Modflow Classic. На основе изу-

ченных материалов о геологических и гидрогеологических условиях территории исследования, при построении модели схематизированы природные условия, а именно заданы фильтрационные и емкостные параметры отложений, их мощности, установлены граничные условия первого и второго рода.

На основе геофильтрационной модели строилась модель миграции растворенных нефтепродуктов. Для ее построения задавались параметры дисперсии, сорбции и деструкции поллютанта. Моделирование осуществлялось для прогноза распространения ареала потенциального загрязнения подземных вод растворенными нефтепродуктами в случае наступления двух внештатных ситуаций. Первая внештатная ситуация представляет собой аварию на складе ГСМ, при которой произошла залповая, непродолжительная утечка большого объема легких нефтепродуктов из всех резервуаров склада. Вторая внештатная ситуация представляет собой непрерывную в течение всего срока моделирования утечку небольшого объема легких нефтепродуктов из одного резервуара склада. Прогнозный срок моделирования – 30 лет.

На основе геомиграционного моделирования, проведена оценка возможного ущерба, нанесенного природной среде от загрязнения вод ручья Холодный растворенными нефтепродуктами. Оценка проводилась в соответствии с нормативным документом: «Методика исчисления размера вреда, причиненного водным объектам вследствие нарушения водного законодательства».

Результаты исследования. В ходе проведенного исследования установлено, что при наступлении первой внештатной ситуации максимальное распространение ареала загрязнения подземных вод растворенными нефтепродуктами и максимальный вынос загрязняющего вещества в ручей Холодный придется на 30–40 сутки после начала загрязнения. На рисунке 2 представлена схема распространения ареала потенциального загрязнения в течение первого месяца после утечки. За весь период моделирования максимальная концентрация растворенных нефтепродуктов в подземных водах в зоне их разгрузки в ручей составит 95 мг/л. Максимальный вынос растворенных нефтепродуктов в ручей Холодный составит $107 \cdot 10^6$ мг/сут. За счет смешения вод, максимальная концентрация растворенных нефтепродуктов в водах ручья Холодный составит 0,035 мг/л, что не превышает значения ПДК, однако превышает фоновые концентрации. В данном случае, в течение первого года после утечки в ручей вынесется около 5,5 т растворенных нефтепродуктов (Лескова, 2017).

В ходе моделирования второй внештатной ситуации установлено, что в течение всего срока моделирования ареал распространения загрязнения подземных вод растворенными нефтепродуктами будет постепенно увеличиваться. Особенно активное распространение загрязнения будет происходить в первый год от начала утечки. На рисунке 3 представлена схема распространения ареала потенциального загрязнения в течение первого месяца после утечки. За весь период моделирования максимальная концентрация растворенных нефтепродуктов в подземных водах в зоне их разгрузки в ручей составит 58 мг/л. Максимальный вынос растворенных нефтепродуктов в ручей составит $57 \cdot 10^6$ мг/сут. За счет смешения вод, максимальная концентрация растворенных нефтепродуктов в водах ручья Холодный составит 0,018 мг/л, что не превышает значения ПДК, однако превышает фоновые концентрации. В данном случае, в течение первого года после утечки в ручей вынесется около 17 т растворенных нефтепродуктов (Лескова, 2017).

По проведенной оценке, возможный ущерб, нанесенный природной среде от загрязнения вод ручья Холодный за первый год воздействия при принятии природоохранных мероприятий, в случае наступления первой внештатной ситуации, составит 55 млн. руб. В случае наступления второй внештатной ситуации, составит 152 млн. руб (Лескова, 2017).

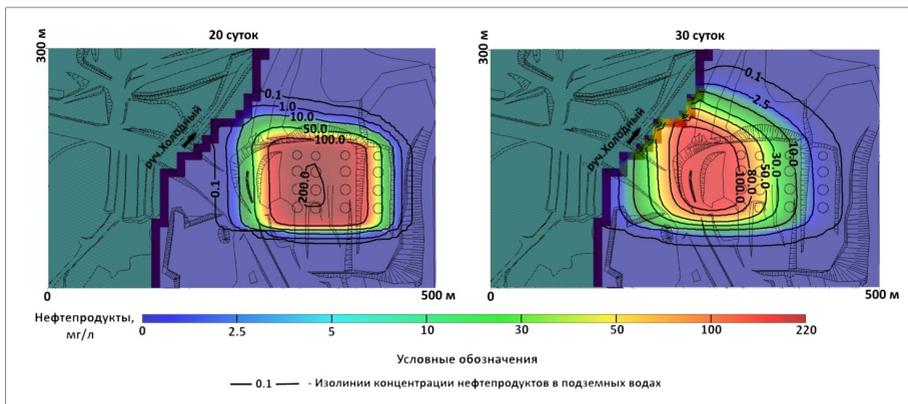


Рис. 2. Схема распространения ареала загрязнения в первый месяц после утечки в случае наступления первой внештатной ситуации

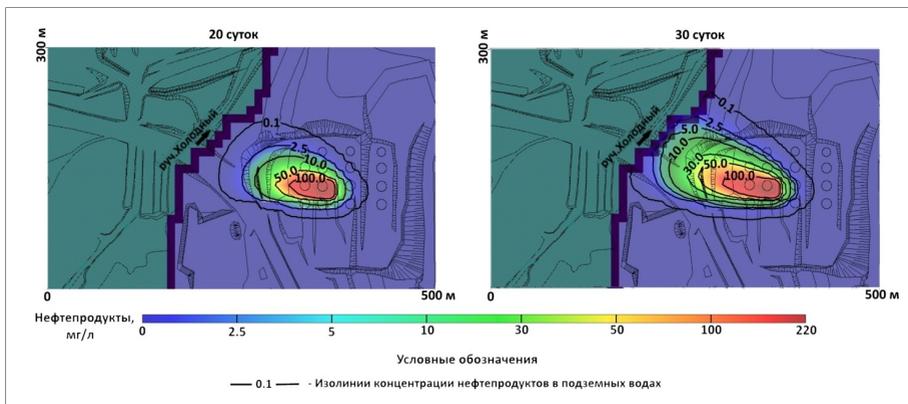


Рис. 3. Схема распространения ареала загрязнения в первый месяц после утечки в случае наступления второй внештатной ситуации

Список литературы

- Лескова П.Г. 2017. Экогеологическая оценка миграции легких нефтепродуктов в горнодобывающем районе месторождения «Золотинка» (Хабаровский край). Материалы докладов семнадцатой международной молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования» с. 113–114.
- Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям. Золоторудное месторождение Золотинка. Площадка под строительство объектов расходного склада ГСМ на месторождении Золотинка. – Хабаровск: ОАО ДальТИСИЗ, 2008. – 20 с.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ТОМСКОГО РАЙОНА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ) НА БИОАККУМУЛЯЦИЮ РТУТИ В РАСТЕНИЯХ СЕМЕЙСТВА РЯСКОВЫЕ

А.Ю.Максимова

kyzmen44@mail.ru

Томский политехнический университет, 634034, Томск, ул. Ленина 30

Введение. Проблема загрязнения окружающей среды ртутью - одним из опасных экотоксикантов, и ее соединениями, получила огромный резонанс после того, как в 60-е годы XX столетия в Японии, на о. Кюсю, в префектуре Минамата более 200 жителей погибли от отравления этим элементом.

Около 80% всей ртути «задерживается» на водосборах - в реках, ручьях, озерах или в заболоченных районах. Большую опасность соединения ртути имеют именно для водной экосистемы, это липофильный яд, который способен накапливаться по пищевой цепи. [1-5].

Основными антропогенными источниками ртути являются угольные ТЭЦ и котельные, хлорно-щелочные заводы, цементные заводы, а также атомные электростанции, загрязняющие вещества от которых, в том числе и ртуть, переносятся воздушными потоками на большие расстояния.

В большинстве случаев использование прямых методов анализа химического состава поверхностных вод в определении широкого круга элементов, в том числе ртути, весьма затруднительно, в связи с их малой концентрацией на фоне веществ минерального и органического происхождения. Для ртути, как и многих других микроэлементов, количественное определение концентрации в биообъектах позволяет создать более объективное представление о распространенности микроэлементов в водной среде. При этом возникают определенные требования к биоиндикатору: он должен чутко реагировать на изменение микроэлементного состава окружающей среды, он должен быть космополитом, желательно легко отбираться, долго храниться, а также должен являться депонирующей средой для большинства микроэлементов [6]. Всеми вышеперечисленными свойствами обладают растения семейства Рясковых, которые относятся к эврибионтным гидрофитам и обитают на границе двух сред «вода-воздух». На данное водное растение как биогеохимический значимый объект для мониторинга еще в 30 годы обратили внимание ученые лаборатории БИОГЕЛ [7,8]. В настоящий момент ряска активно используется в фиторемедиации, биоиндикации и биотестировании, существует международная организации «The international lemna association», занимающиеся исследованием данного макрофита в различных областях прикладных и фундаментальных наук [9-13].

Территория Томского района (Томская область) характеризуется крайне неравномерным распределением промышленных предприятий и населенных пунктов, что создает неодинаковую экологическую нагрузку территории. Наиболее напряженными секторами являются север-северо-восточный, юг-юго-западный и западный, непосредственно прилегающие к г. Томску и находящиеся в 30 километровой зоне влияния предприятий ядерно-топливного цикла Сибирского химического комбината и рядом других. На данной территории сконцентрированы основные техногенные объекты, совокупность которых составляет Северный промышленный узел города. Северный промышленный узел концентрирует на ограниченной территории около 33 предприятий различного направления [14,15].

Объекты и методы исследования. На территории Томского района отобраны пробы растений семейства рясковые в таких населенных пунктах, как: д.Гиоргиевка, д.Надежда, с.Наумовка, д.Кузовлево, п.Михайловка, п.Копылово, д.Малая Михайловка, д.Губино, п.Светлый, с.Моряковский Затон, п.Самусь, д.Кусково и п. Победа.

Отбор проб проводился во время вегетационного периода (июнь-август 2015г). В каждой точке отбора проб проведено краткое описание водоема и прилегающих к нему территорий, зафиксированы координаты места пробоотбора, дата и время. Характеристика водного объекта сопровождалась фотографированием его общего вида и отдельных участков. Пробы представителей семейства рясковых отбирали с бессточных водоемов с площадями от 500-1000м². Отобранные пробы растений высушивали при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния.

Содержание ртути в макрофите исследовано при помощи атомно-абсорбционной спектрометрии с методом «холодного пара» на базе научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета (стандарт – «Лист березы» ГСО 8923-2007, СОКОМЕТ 007-7-2008-RU, Hg (0,037±0,006) · 10⁻⁶ нг/г).

Результаты исследований. Валовое содержание ртути в ряске представлено в таблице 1. Содержание ртути в растениях семейства рясковые варьирует от 7,0 до 34,1нг/г. Среднее содержание ртути в ряске по Томскому району (18 нг/г) не превышает фоновых значений для макрофитов (20 нг/г) [16]. Выявлены участки локального превышения фоновых значений содержания ртути в растениях (20% от всей выборки). Высокие концентрации этого элемента обнаружены в пробах, отобранных в следующих населенных пунктах: д. Георгиевка, д. Надежда, с. Наумовка, п. Михайлова и д. Кузовлево, что говорит о неравномерном распределении ртути на исследуемой территории. Указанные точки пробоотбора расположены к северу от Сибирского Химического Комбината (СХК) и ряда других предприятий, относящихся к так называемому Северному промышленному узлу (СПУ) Томского района, т.е. по направлению господствующих ветров (рисунок 1).

Установлено уменьшения концентрации ртути по мере удаления от источника воздействия.

Таблица 1. Статистические показатели валового содержания ртути в растениях семейства рясковые (Томский район, 2015 год)

Населенный пункт (точка пробоотбора)	C, нг/г	V, %	K _n	C _{ср} по Томскому району, нг/г
д.Георгиевка (56°47'20"N, 85°2'10"E)	34,1	14,7	1,93	17,7 ± 1,2 6,8 – 34,1
д.Михайловка (56°44'1"N, 85°4'32"E)	21,9	14,2	1,24	
с.Наумовка (56°45'34"N, 85°6'38"E)	27,9	12,6	1,58	
д.Надежда (56°43'51"N, 85°3'29"E)	30,5	17	1,72	
п.Самусь (56°44'31"N, 84°42'17"E)	11,3	16	0,64	
д.Малая Михайловка (56°31'28"N, 85°7'59"E)	19,3	8,3	1,09	
с.Малиновка (56°41'32"N, 85°20'15"E)	16,6	10,2	0,94	
д.Кусково (56°38'31"N, 85°13'54"E)	7	15,8	0,40	
п. Копылово (56°36'11"N, 85°6'20"E)	6,8	8,5	0,38	
п.Светлый (56°34'43"N, 85°6'11"E)	16,3	12,9	0,92	
п.Кузовлево (56°34'29"N, 85°0'21"E)	29,9	8	1,69	
с.Моряковка (Моряковский Затон) (56°41'32"N, 84°38'54"E)	11,1	0,9	0,63	
п.Победа (56°32'6"N, 84°10'13"E)	15,6	1,9	0,88	
д.Губино (56°35'9"N, 84°37'43"E)	9,8	12,2	0,55	
Лоскутово (56°22'31"N, 85°6'24"E)	7	5,9	0,40	
Общие число проб	45			

Примечания: C – концентрация ртути в ряске в воздушно-сухом состоянии, V (%) – коэффициент вариации; над чертой – среднее значение $\pm \sigma$, под чертой – min-max значение для всей выборки, K_n – коэффициент накопления

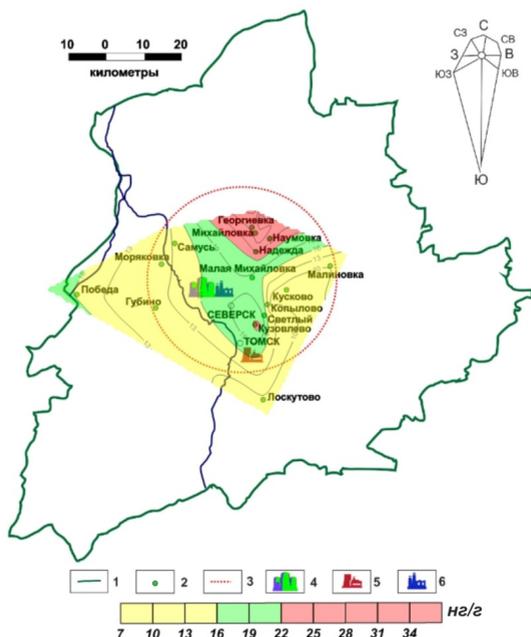


Рисунок 1. Пространственное распределение концентрации ртути на территории Томского района. 1 – граница Томского района, 2 – места сбора проб, 3 – 30-ти километровая зона СХК, 4СХК, 5 – Томская ГРЭС-2, 6 – Северская ТЭЦ.

Заключение. Данные исследования показали, что растения семейства рясковые отличаются высокой чувствительностью к содержанию ртути в окружающей среде и способны давать объективную оценку эколого-геохимического состояния исследуемой территории. По результатам исследования валового содержания ртути в ряске территория Томского района отличается геохимической контрастностью по содержанию данного элемента и имеет очаги с высокой концентрации экотоксиканта, которые преимущественно располагаются именно в зоне влияния потенциального техногенного источника (выделены три геохимические зоны).

Список литературы

1. Свицерский А.К. Макрофиты – индикаторы экологического состояния поверхностных вод. Мнография. – Павлодар. Инновационный Евразийский Университете, 2006 – 208с.
2. Малюга Н.Г. Биоиндикация загрязнения воды тяжелыми металлами с помощью представителей семейства рясковых - Lemnaceae. / Н.Г. Малюга, Л.В. Цаценко, Л.Х. Аветянк // Экологические проблемы Кубани. - Краснодар.: КГАУ. – 1996. – С.153-155.
3. Куриленко В.В. Биогеохимическая индикация загрязнений / В.В. Куриленко, Н.Г. Осмоловская, А.Н. Новиков // Водные объекты Санкт-Петербурга. СПб.: Символ, 2002. С. 141-147
4. Леонова Г.А. Биогеохимическая индикация загрязнения водных экосистем тяжелыми металлами // Вод. ресурсы, 2004. – №2. – С. 215-222
5. Ермаков В.В., Летунова С.В., Конова Н.И., Алексеева С.А., Судницына И.Г. Геохимическая экология организмов в условиях ртутного субрегиона биосферы // Проблемы геохимической экологии (Тр. Биогеохимической лаборатории.Том 22). М.: Наука, 1991. С. 24–68.

6. Т.Г. Лапердина. Определение ртути в природных водах. – Новосибирск: Наука, 2000. – 222 с.
7. Бруновский Б.К. О содержании радия в некоторых растениях. / Б.К. Бруновский, К.Г. Кунашева // Докл. АН СССР, - 1930. - Серия А, №20
8. Вернадский В.И. О химическом элементарном составе рясок (*Lemna*) как видовом признаке. // Живое вещество и биосфера. - М.: "Наука", 1994. - С. 473-476.
9. Arsenic accumulation in duckweed (*Spirodela polyrhiza* L.): A good option for phytoremediation / M.A. Rahman, H. Hasegawa, U. Kazumasa [et al.] // Chemosphere. – 2007. – V.69. – P. 493-499
10. V.R. Franceschi. Calcium oxalate formation is a rapid and reversible process in *Lemna minor* L // Protoplasma - 1989. - V. 148 - P. 130-137
11. D.H., E. Landolt, D. J. Crawford. 1994. Molecular systematic of the Lemnaceae. *Am. J. Bot.* 81 (6, suppl.) – P. 168-169
12. The international lemna association. URL.: <http://www.internationallemnaassociation.org/>
13. Biogeochemistry of uranium in the soil-plant and water-plant systems in an old uranium mine // *Science of the Total Environment*/ - 2016. – V. 568 – P. 350–368
14. Рихванов Л.П. Эколого-геохимические особенности природных сред Томского района и заболеваемость населения / Л.П. Рихванов, Е.Г. Языков, Н.В. Барановская и др. - Томск: ТПУ, 2006. – 216 с.
15. Экология Северного промышленного узла города Томска: Проблемы и решения / Под ред. А.М. Адама. Томск: Изд-во Томск, ун-та, 1994. - 260 с.
16. Никаноров А.М., Жулидов А.В., Покаржевский А.Д. Биомониторинг тяжелых металлов в пресноводных экосистемах. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 144 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ ГОРОДА КАЗАНЬ: ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ РЕЗЕРВЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Р.А.Медведева, Г.Р.Сафина, В.А.Федорова

gregina8@mail.ru

Казанский Федеральный университет, 420008, г.Казань, ул.Кремлевская, 18

Введение. Населенные пункты изначально возникали в местах, наиболее привлекательных для жизни человека с необходимыми для этого условиями – биологическими, трудовыми, экономическими, социальными и др. (Safina et al, 2016; Федорова и др., 2016). Однако ряд городов возникает и развивается в условиях сложного рельефа, к которым, условно, относится и овражно-балочная сеть (ОБС).

Познание геоэкологических закономерностей взаимодействия природных объектов с населенными пунктами, находящимися в их пределах, складывается из изучения развития отдельных овражно-балочных систем и их взаимодействия с инфраструктурой города, непосредственно контактирующей с природными объектами. Вместе с тем, при общности механизмов процессов оврагообразования, все они по-разному проявляются в различных природных условиях. Это обуславливает комплексный географический подход в изучении овражно-балочных систем в пределах отдельного города.

Объектами исследования являются ОБС города Казани. Овражная эрозия является одним из важнейших процессов развития современного рельефа. Оказывая непосредственное влияние на морфологию рельефа и морфометрические характеристики его форм, образование оврагов является опасным природно-техногенным процессом (Медведева, 2017).

Методы исследования. Анализ разновременных планов и карт города позволил определить изменение морфометрических показателей ОБС исследуемого города. Определение типов взаимодействия ОБС и города проводилось по классификации, предложенной Ковалевым С.Н. (2011). В зависимости характера взаимодействия с рельефом или соответствующей стадии этого взаимодействия, следующих друг за другом по мере роста города и развития техники все поселения разделяется на четыре типа: а) подчиненные рельефу (все типы строений располагаются в зависимости от типа и форм рельефа), б) соподчинены (большая часть строений в населенных пунктах вписана в рельеф), в) подчиняющие рельеф (населенные пункты в которых при сооружении объектов происходит частичное преобразование рельефа на всей территории застройки или на значительной ее части), г) подавляющие рельеф (населенные пункты или их части, крупные промышленные предприятия, в процессе роста которых или уже на стадии проектирования особенности рельефа не учитываются и строительство ведется с полным преобразованием территории под нужды).

Результаты. Возникновение и развитие отдельных населенных пунктов в условиях сложного рельефа обусловлено рядом объективных предпосылок. При этом выделяются две основные причины возникновения и развития городов в условиях сложного рельефа. Во-первых, исторические: необходимость создания опорных баз, имеющих стратегическое значение сухопутных и водных коммуникациях; желание создать город-убежище в труднодоступном районе. Во-вторых, действующие: создание удобного для судоходства глубоководного порта, разработка месторождения полезных ископаемых, развитие в горном районе

туризма, лечения и т.п. К действующим причинам возникновения сложного рельефа в городах можно, на наш взгляд, отнести также увеличение (расширение) площади города. Увеличение городской территории, как правило, происходит путем включения в городскую черту пригородных участков, не всегда пригодных для сельскохозяйственного освоения – неудобья, земли, подверженные овражно-балочной эрозии и т.п. Развитие любого населенного пункта, в пределах которого имеется ОБС, тесно с ней связано: это или вынужденное расположение построек в зависимости от типа и набора эрозионных форм рельефа, или его практически полное преобразование в соответствии с нуждами и материально-техническими возможностями города (Safina et al, 2015) .

Указанные выше причины обусловлены наличием достаточно развитой ОБС в городе. Оврагообразование в г. Казани обусловлено, в основном, геоморфологическими и геологическими условиями: территория города расположена в пределах комплекса аккумулятивных террас Волги и Казанки, глубоко расчленённых не только долиной Казанки, но и рек более низкого порядка, рельеф характеризуется большой расчленённостью, а горные породы, представленные супесчано-суглинистыми, иногда лессовидным и песчаными разностями плейстоцена - обладают высокой размываемостью. Кроме того, дождливые лето и осень, как правило, обильно снежные зимы также способствуют развитию овражной эрозии.

В настоящее время овражная эрозия значительно усложняет инженерно-геологические условия в Вахитовском, Советском, Приволжском, Московском и Авиастроительном районах города (Жаркова и др., 2005).

Овраги на территории города Казани имеют, в основном, две негативные стороны влияния: приводят к деформациям и разрушению сооружений различного назначения; с другой стороны – овраги «съедают» полезные площади. По мере роста и развития города многие овраги, длительное время служившие естественными оборонительными рубежами, оказались в центральных, исторических районах города. Дефицит территорий в центральной части города, технические возможности и инвестиционная привлекательность обуславливают более рациональное использование земельных ресурсов, подверженных овражно-балочной эрозии (Сафина и др., 2012; Федорова и др., 2015).

В центральной части города Казани располагается Горско-Ометьевский овражно-балочная система. На картах и планах города начала XX века хорошо видно, что данная система достаточно развита, состоит из трех самостоятельных ответвлений: «Нестеровский», «Аметьевский» (на месте современного пос. Аметьево) и «Зааметьевский» (рис.1). Следует отметить, что в первой трети XX века эта территория являлась практически окраиной города и естественному развитию оврагов ничто не мешало.

Горско-Ометьевская система в настоящее время существенно изменилась. «Нестеровский» овраг, особенно его верховья на карте практически не распознаются. В настоящее время большая часть оврага полностью засыпана, и используется под жилую застройку, представляя собой одну из наиболее застраиваемых территорий. Происходит интенсивная застройка бортов оврага со стороны ул.Вишневого и их укрепление.

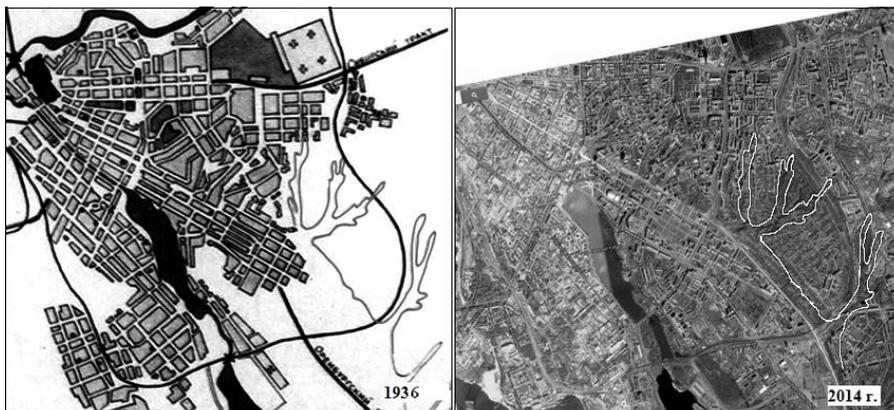


Рис. 1. Горско-Ометьевский овраг на карте 1936 года и космический снимок 2014 г. (Google)

Овраг «Зааметьевский» также практически исчез. На его месте расположена Аметьевская транспортная магистраль, которая проложена по днищу оврага. О том, что это бывший овраг напоминают хоть и перепланированные, но достаточно крутые склоны.

Следует отметить, что в Казани практика использования бывших оврагов под транспортные магистрали используется не впервые. В качестве примеров можно привести транспортную артерию на ул. Пушкина, которая образовалась на дне кривого оврага, шедшего от озера Кабан, также транспортную магистраль, образованную на дне оврага по ул. Танковая, транспортную магистраль по ул. Толстого.

Овраг «Аметьевский», расположенный в районе бывшего пос. Ометьево, - это единственный мало изменившийся овраг. Сохранению данного оврага способствовало, очевидно, то, что до настоящего времени эта территория занята частной малоэтажной застройкой. Крутые склоны оврагов используются под садовые участки. Следует отметить, что наличие некоторых оврагов нашло отражение в названиях улиц, например, ул. Вятский овраг, ул. Подгорная и др.

Заключение. Города, развивающиеся в условиях сложного рельефа, или существенно изменяют и преобразуют его или сами подстраиваются под рельеф. Проблему дефицита земель в пределах городской черты, возможно решать при помощи различных подходов. Одним из таких подходов является использование неудобий, к которым относятся овражно-балочные системы. Разветвленная ОБС в городе Казани представляет значительный территориальный резерв для развития.

Анализ разновременного картографического материала показал, что в настоящее время идет активное освоение овражно-балочных систем, особенно в центральной, исторической части города, что обусловлено техническими возможностями и инвестиционной привлекательностью.

Благодарности. Публикация подготовлена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Татарстан, проект № 17-13-16003, а (р).

Список литературы

- Жаркова Н.И., Куприянов Е.В. Основные закономерности оврагообразования на территории г. Казани//Вестник Татарстанского отделения Российской Экологической Академии, №4 (26), 2005. - Казань: «Экоцентр», 2005.- с.15 - 22.
- Медведева Р.А. Динамика развития оврагов на территории Республики Татарстан [Текст] /Р.А. Медведева // Трешниковские чтения-2017: Современная географическая картина мира и технологии географического образования: Мат-лы всерос. науч.-практ. конф. / под ред. Н.А. Ильиной, Е.А. Артемьевой, В.Н. Федорова и др. - Ульяновск: ФГБОУ ВО "УлГПУ им. И.Н. Ульянова", 2017. – С. 278-280.
- Ковалев С.Н. Овражно-балочные системы в городах. – М.: Компания ПринтКов, 2011. 138с.
- Сафина Г.Р., Федорова В.А.Освоение подземного пространства городов: проблемы и перспективы// География в школе. 2012. № 5. С. 9-14.
- Федорова В.А., Сафина Г.Р.Преодоление дефицита территории в крупных городах как фактор улучшения городской среды// Региональные географические и экологические исследования: актуальные проблемы. Чебоксары, 2016. С. 448-456.
- Федорова, В.А. Социально-экологические аспекты развития города Казани в восприятии горожан: динамика и сравнительный анализ [Текст] / В.А. Федорова, С.Р. Хуснутдинова, Э.И. Байбаков // Экологический консалтинг. – 2015, №3 (59). - С. 17 – 25.
- Guzel R. Safina. Transformation of Gullies and Ravines Systems under Conditions of Agricultural to Residential Land Transition / Guzel R. Safina, Oleg P. Yermolaev, and Regina A. Gayfutdinova // Research Journal of Pharmaceutical, Biological and Chemical Sciences. November - December 2015 RJPBCS 6(6)-P. 1445-1448. [http://www.rjpbcs.com/pdf/2015_6\(6\)/\[246\].pdf](http://www.rjpbcs.com/pdf/2015_6(6)/[246].pdf)
- Safina G.R., Fedorova V.A., Sirotkin V.V., Gasanov I.M. Territorial reserves of major cities: challenges, experience, solutions//International Journal of Pharmacy and Technology. 2016. Т. 8. № 3. С. 14864-14871.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ПОЛИГОНА ТБО БЛИЗ ПОС. ЛЯСКЕЛЯ (ПИТКЯРАНТСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Мишенкова И.Н.

mishenkovain@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Университетская набережная д. 7-9

Введение. Свалки и полигоны твердых бытовых отходов (ТБО), находящиеся на разных фазах жизненного цикла, различные по морфологическому составу и объему отходов, площади захоронения, высоте и герметичности тела, распространены повсеместно и занимают большие территории. Захоронение ТБО всегда сопровождается долговременными эмиссиями загрязняющих веществ и безвозвратной потерей вторичных материальных ресурсов. (Подлипский, 2013)

Основной целью данного исследования было установление влияния свалочного тела на окружающую среду, то есть на экосистемы прилегающих территорий. Для достижения этой цели в летний период 2016 года на территории полигона бытовых отходов был проведен полевой этап исследования, включающий в себя геохимические, биогеохимические и биологические исследования.

Объектом исследования является часть полигона твердых бытовых отходов, расположенная на территории лесного массива к юго-востоку от поселка Ляскеля и северо-востоку от поселка Хийденсельга Питкярантского района Республики Карелия. Общая площадь полигона ТБО около 2,5 га. Этот участок в геоморфологическом плане представляет собой устье каньонообразной структуры, протянувшейся с северо-востока на юго-запад на несколько километров и практически упирающейся в гору Хиденвуори высотой 110 м. В связи с этими особенностями сквозь основание зоны складирования ТБО формируется грунтовый (и поверхностный в период половодья) водный поток, площадь водосбора которого составляет около нескольких десятков километров. В геологическом строении территория располагается на древней кристаллической структуре архейского возраста — Балтийском кристаллическом щите. Основные породы — сильно мигматизированные гранито-гнейсы, содержащие многочисленные мелкие тела гнейсов и амфиболитов. Четвертичные отложения распространены локально, установлено наличие ледниковых отложений (супесей) мощностью до нескольких метров (Подлипский, 2015).

Методика исследования. На прилегающей к полигону территории производился отбор проб поверхностного слоя почв по радиальной сети, состоящей из четырех профилей, берущих начало в центре зоны складирования отходов. Каждый профиль состоит из 10 точек через каждые 50 м (Рис. 1). Отбор проб почв производился методом конверта со сторонами 1 м, до глубины 10-15 см.

Параллельно с опробованием поверхностного почвенного покрова производился отбор листьев березы повислой и годичных побегов ели обыкновенной с целью проведения биогеохимического анализа. Данные виды растительности были выбраны с учетом их широкой распространенности на исследуемой территории и доступности их сбора.

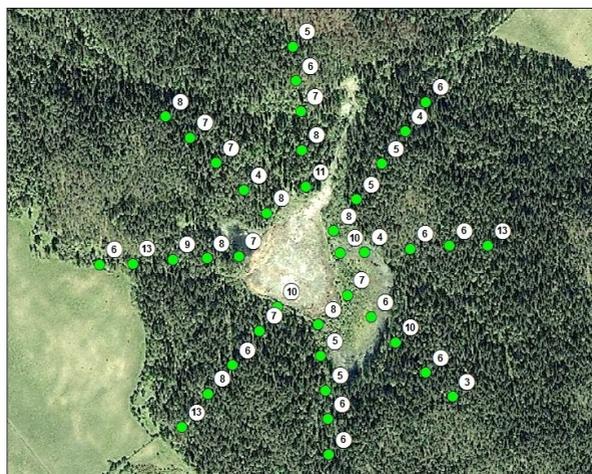
Результаты и обсуждение. В ходе работы были отобраны 40 проб почв и грунтов, 36 проб годичных побегов ели и 8 проб листьев березы. Образцы были проанализированы с помощью рентгено-флуоресцентного анализатора Delta S1 TITAN SP на содержание тяжелых металлов.

Полученные результаты анализа почв представлены в таблице 1. Более чем в 55% образцов содержание Cr, Ni, Cu ниже порога обнаружения. Концентрация элементов в почвах снижается в ряду Mn>Zn>Cr>Pb. В 25% точек опробования было зафиксировано превышение фоновых значений в 2-3 раза для Mn, Zn, Cr и Th.

Таблица 1. Содержание тяжелых металлов в почвах

	Среднее, мг/кг	Минимум, мг/кг	Максимум, мг/кг	Стандартное откл., мг/кг	Коэф. Вариации, %
Cr	5,0	5,0	81,0	27,0	113,3
Mn	592,0	106,0	2273,0	440,2	66,1
Ni	5,0	5,0	176,0	61,5	150,2
Cu	5,0	5,0	63,0	11,9	131,3
Zn	71,5	28,0	164,0	33,7	43,3
Pb	17,0	5,0	63,0	18,2	90,6
Th	25,5	10,0	64,0	13,8	56,3
U	58,0	2,0	101,0	25,8	47,1

По полученным данным содержания тяжелых металлов в образцах почв был рассчитан суммарный показатель загрязнения Zc. Результаты представлены на карте (Рис. 1). В каждой точке опробования почвы относится к допустимой категории загрязнения (Zc < 16) согласно СанПиН 2.1.7.1287-03 «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы». В целом наблюдается равномерное распределение показателя Zc с уменьшением его значения к периферии свалки. Однако максимальное значение показателя Zc, равное 13, наблюдается в трех точках, удаленных от свалочного тела в восточном, юго-западном и западном направлениях. Это можно объяснить тем, что точки с максимальными значениями показателя Zc находятся в зоне основного направления миграции элементов, обусловленного стоком грунтовых вод. Наибольший вклад в суммарный показатель загрязнения в этих точках Zc вносят элементы: Zn, Mn и Cr.



Масштаб 1 : 5 000
 ③ Значение суммарного показателя загрязнения Zc
 ● Zc < 16 "допустимая" категория загрязнения

Рис. 1. Карта распределения суммарного показателя загрязнения Zc

В ходе анализа растительности отмечено более высокие средние содержания Zn, Mn и U в листьях березы, чем в побегах ели (Табл. 2). Значения содержания Cr, Ni, Cu, Pb, Th в во всех образцах растительности ниже порога их обнаружения. Накопление Zn и Mn в листьях березы и побегах ели может говорить о значительном количестве подвижных форм этих элементов в почвах. Критерием биогеохимической аккумуляции растением элементов из

почвы служит коэффициент биологического накопления, который рассчитывается как отношение содержания элемента в растении к содержанию данного элемента в почве. Результаты расчета коэффициента биологического накопления представлены в таблице 3.

Таблица 2. Содержание элементов в образцах растительности

	Среднее, мг/кг		Минимум, мг/кг		Максимум, мг/кг		Стандартное откл., мг/кг		Коэф. Вариации, %	
	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза
Mn	309,0	1326,5	65,0	348,0	1929,0	1994,0	294,4	633,8	79,9	55,6
Zn	46,0	172,0	30,0	44,0	249,0	256,0	35,2	62,5	65,8	38,3
U	8,5	14,0	2,0	2,0	32,0	19,0	7,3	7,6	86,7	70,1

Таблица 3. Коэффициенты биологического накопления

	Среднее		Минимум		Максимум		Стандартное откл.,		Коэф. Вариации, %	
	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза	Ель	Береза
Mn	0,7	3,5	0,1	0,2	18,2	6,8	3,0	2,5	251,8	78,3
Zn	0,6	2,2	0,3	0,5	7,6	5,6	1,2	1,5	133,2	65,5
U	0,1	0,2	0,0	0,0	0,9	1,0	0,2	0,4	111,0	128,6

Заключение. В ходе данной работы проведена эколого-геологическая оценка состояния окружающей среды территорий, прилегающих к полигону твердых бытовых отходов около пос. Ляскеля Питкярантского района республики Карелия. По результатам геохимической оценки поверхностного почвенного покрова территории установлена допустимая категория загрязнения во всех точках опробования. Однако аккумуляция цинка и марганца растениями свидетельствует о значительном количестве подвижных форм этих элементов в почвах. Следует продолжать экологический мониторинг данной территории с применением биоиндикационных и биогеохимических методов для установления динамики биоаккумуляции живыми организмами тяжелых металлов.

Список литературы

- Подлипский И. И. Геоэкологическая оценка прилегающих территорий полигона бытовых отходов (г. Питкяранта, Республика Карелия). // Вестник СПбГУ, Сер. 7, 2013 г., Вып. 2, с. 48-56
- Подлипский И. И. Учет локальных флуктуаций фоновых концентраций поллютантов в эколого-геохимических исследованиях.// Инженерные изыскания, вып. 5-6, 2015 г, с. 60-68
- СанПин 2.1.7.1287-03 «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы».

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ МУРИНСКОГО ПАРКА (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

А.П. Навинкин, И.И. Подлипский

barneygibson@yandex.ru, podlipskiy@spbu.ru

СПбГУ, Институт наук о Земле, 199178, Санкт-Петербург, 10-я Линия В. О., 33-35

Введение. В рамках цикла работ «ЭкоГеология Санкт-Петербурга и Ленинградской области» было получено ряд заявок на несколько объектов на территории Санкт-Петербурга, первым из которых является Муринский парк. Работа была начата в апреле 2016 и закончена в апреле 2017.

Объект исследования. Объектом обследования является северо-западная часть территории Муринского парка (участок, ограниченный с юга ул. Академика Байкова и Северным пр., с севера пр. Луначарского, с востока Гражданским пр. и с запада пр. Культуры) и часть Муринского ручья, проходящего по парку. Зелёная зона простирается на 4 км с востока на запад под углом 26-30°, примерная ширина 400 м, общая площадь 90,2 га.

Методы исследования. На территории парка методом «конверта» со сторонами 10×10 м. отобраны почвы с глубины до 20 см в количестве 151 проба. Точечным методом отобраны береговые (аллохтонные) и донные (автохтонные) отложения с помощью штангового дночерпателя ГР-91. Было отобрано 43 образца береговых отложений (БО) и 36 образцов донных отложений (ДО). Также отобраны 6 проб воды, температура, электропроводность, общая минерализация, pH, Eh, растворенный кислород, мутность, хлорофилл измерялись на многопараметрическом автоматическом зонде YSI 6600 V2, в тех же точках отобраны пробы макрозообентоса. Помимо этого, на участках измерена мощность экспозиционной дозы с помощью трёх приборов: радиометра СРП-97, дозиметра-радиометра МКС-01СА1М и цифрового широкодиапазонного дозиметра ДРГ-01Т1 (на территории 2-й очереди).

Пробы почв, береговых и донных отложений проанализированы на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре «СПЕКТРОСКАН МАКС-G» на содержание тяжелых металлов. В пробах воды были определены концентрации низкомолекулярных органических соединений на газовом хромато-масс-спектрометрическом комплексе TRACE POLARIS Q. С помощью проб макрозообентоса была произведена оценка биотических индексов, а именно: индекса Майера (ИМ) и индекса Вудивисса (ТВІ).

Результаты. На интегральной карте (рис. 1) представлены возможные источники поступления поллютантов, точки отбора проб воды и макрозообентоса, полигоны отбора проб почв, ДО и БО и измерения водородного показателя в воде Муринского ручья.

Таблица 1. Оценка качества воды

Качество воды	Класс чистоты воды	ИМ	ТВІ
Очень чистая	1	22>	9-10
Чистая	2	17-21	7-8
Слабо загрязненная	3	11-16	5-6
Загрязненная	4	<11	3-4
Грязная	5		0-2

ны дороги, либо с территории парка «Сосновка».

Антропогенные низкомолекулярные органические соединения определены в пяти пробах из шести (табл. 2). Большинство из них являются ароматическими углеводородами (АУВ). Из 13-ти соединений происхождение 9-ти связано с автотранспортом

Результаты биотических индексов показывают нам улучшение качества воды (рис. 1 и табл. 1) от моста через пр. Культуры до впуска канализационных сточных вод, что свидетельствует об антропогенном загрязнении либо со сторо-

Таблица 2. Обнаруженные и идентифицированные антропогенные органические соединения в пробах воды

№	Соединение	Класс	Природа	Подтверждение природы	Конц., мг/л
1	1) 1-Ундецин	УВ	Неизвестно		0.0012
	2) 1,2,3,5-тетраметилбензол	АУВ	Авто	Anderson 1990	0.0006
	3) Бензол, 1-метил-4- (1-метилпропил)	АУВ	Авто	Venkataraman 2008	0.0007
2	5-метилтетралин	АУВ	Авто	Sakanishi 1995	0.0002
3	5-метилтетралин	АУВ	Авто	Sakanishi 1995	0.0004
4	1-изобутил-2,5-диметилбензол	АУВ	Неизвестно		0.0003
5	1) Транс-4,4-диметил-2-гексен	УВ	Авто	Simekova 1970	0.0154
	2) 2,4-диметилгексан	УВ	Авто	Simekova 1970	0.0052
	3) 1-этил-2-метилбензол				
	4) Тетралин	АУВ	Авто	Li-Wei Jia 2005	0.0070
	5) 2,4-пентадиен-1-ол	АУВ	Авто и ОС	Википедия	0.0012
	6) Пеларгоновая кислота	Спирт	Неизвестно		0.0039
	7) Циклопентан, 1,2,4-триметил	КК	Краситель	Википедия	0.0015
	УВ	Авто	Simekova 1970	0.0044	

Примечания: ОС - обезжиривающее средство, АУВ – ароматический углеводород, УВ – углеводород, КК – карбоновая кислота

Благодаря результатам измерений мультипараметрического зонда (табл. 3) мы наблюдаем в пробах 5 и 6 заметное понижение концентрации кислорода, низкий показатель окислительно-восстановительного потенциала, низкую концентрацию хлорофилла и очень высокий показатель мутности. Исходя из суммы данных показателей и вышеперечисленной информации, с уверенностью можно свидетельствовать о чрезмерной техногенной нагрузке.

Результаты по валовым содержаниям в почвах, ДО и БО на данный момент (июнь 2017-го) не получены в полном объёме.

Заключение. Качество воды в верховьях и в запруде Муринского ручья является допустимым и слабозагрязненным. Но вода в середине и в низовьях Муринского ручья очень грязная, индексы Вудиввиса и Майера достигают своих минимальных значений.

Повышенный радиационный фон наблюдается на территории 1-й очереди, возможно, это связано с гранитной крошкой для тропинок. Максимальное значение достигает 33 мкР/ч, что не предусматривает строительство общественных зданий на данной территории без системы защиты от гамма-излучения (ОСПОРБ-99/2010).

Таблица 3. Показатели многопараметрического зонда YSI 6600 V2

Пробы	Общ. мин-я, мг/л	pH	Eh, мВ	Мутность, ед. NTU	Конц. хлорофилла, мкг/л	Конц. O ₂ , мг/л	t, C°
Ст. 6	563.00	6.7	74	25.6	6.3	6.6	11.0
Ст. 5	576.00	6.6	77	25.0	6.8	5.9	10.4
Ст. 4	194.00	6.4	93	12.6	18.7	9.2	0.8
Ст. 3	129.00	6.4	110	13.9	20.4	9.2	1.0
Ст. 1	187.00	6.7	115	16.4	23.0	9.1	1.6

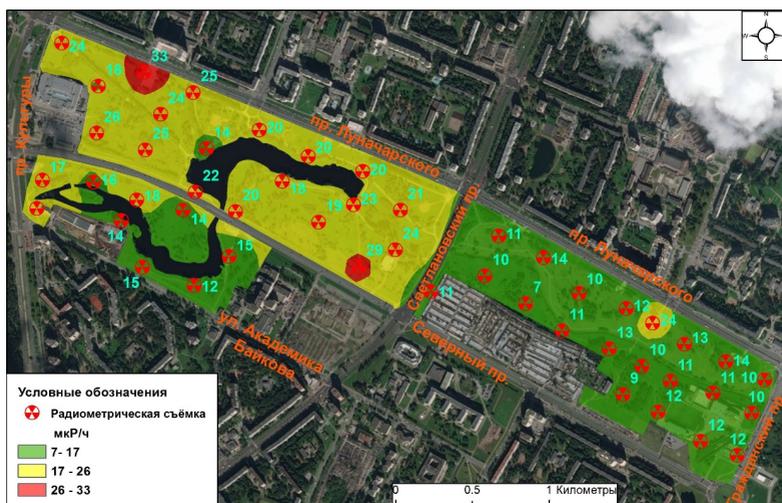


Рис. 2. Карта распределения мощностей экспозиционной дозы

Список литературы

- Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2015 году/ Под редакцией И.А. Серебрицкого – СПб.: «Сезам-принт», 2016. – 168 с.
- Навинкин А.П., Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Результаты проведенного экологического обследования части территории Муринского парка (ограниченной Тихорецким и Северным пр., а также ул. Академика Байкова). / Материалы XXVII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России». - Апатиты: 2016, - 180-184 с.;
- СП 2.6.1.2612-10 «Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99/2010)».

СПЕЦИФИКА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ ПРИРОДНОГО И АНТРОПОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В МОРСКИХ АРКТИЧЕСКИХ ЭКОСИСТЕМАХ

Н.В. Никерина¹, И.В. Литвиненко^{2,1}
nadezhda.nikerina@mail.ru

¹ ФГБОУВО «Санкт-Петербургский Государственный Университет»,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7-9

² ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга»,
190121, Санкт-Петербург, Английский пр. 1

При проведении экологических исследований водного объекта, направленных на выявление нефтяного загрязнения, такие показатели как сумма полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) или алифатических углеводородов (АУВ) не могут дать однозначную оценку ситуации. Это вызвано тем, что нефтяные углеводороды (НУ) могут поступать как из антропогенных, так и природных источников. К первым можно отнести не только аварийные ситуации при добыче и транспортировке на объектах нефтегазового комплекса, но также и поступление с промышленных предприятий (нефтегазовой, химической и других отраслей промышленности) и объектов транспортной инфраструктуры. К природным источникам поступления нефтяных углеводородов в водные экосистемы относится совокупность процессов, включающая в себя: просачивание из углеводородных месторождений (сипинговая миграция (эндогенное поступление)), характерное, в большей степени для нефтеносных и газоносных районов; эрозию угольных и сланцевых месторождений; преобразование и трансформацию органического вещества в ходе постседиментационных процессов и пр. (Boitsov et al., 2013). При этом под антропогенным поступлением стоит подразумевать не только углеводороды (УВ), образованные в результате антропогенной деятельности, но и те, которые были перемещены при добыче и транспортировке нефтепродуктов.

Для определения генезиса УВ применяются различные индексы и соотношения, которые рассчитываются на основании данных об индивидуальном содержании компонентов разных групп УВ. Наиболее наглядным в данном случае является рассмотрение индивидуального состава ПАУ. Результатом может стать вывод о принадлежности полиаренов к нафтидогенным (петрогенным), пирогенным или биогенным по происхождению веществам.

Одним из возможных критериев определения природы ПАУ, а вернее выявления нафтидогенной составляющей, является FFPI (Fossil Fuel Pollution Index). Этот индекс был предложен в 1984 г. для расчета примерного соотношения между ПАУ, образующимися при сжигании ископаемого топлива, и общим содержанием ПАУ (Boehm, Farrington, 1984). Иными словами, это некий интегральный показатель, по которому определяется содержание, доля нафтидогенных ПАУ, преобладание которых может указывать на антропогенное воздействие (Коновалов, 2009). FFPI рассчитывается по формуле:

$$FFPI = \{ [N+P+(1/2(P+C_1P))+D]/\Sigma PAU \} \cdot D, \text{ где}$$

N – нафталины;

P – фенантрены;

C₁P – метил-фенантрены;

D – дибензтиофены;

ΣПАУ – общее содержание ПАУ (сумма 2-5 кольцевых ПАУ).

На российском арктическом шельфе относительно повышенные значения FFPI характерны для районов транспортных путей, нефтегазовых месторождений, а также районов, в которых наблюдается просачивание (сипинг) УВ из природных толщ. Так, при проведении исследований на территории Штокмановского ГКМ месторождения на основе расчета FFPI было выявлено значительное преобладание нефтидогенных полиаренов в поверхностных осадках, нехарактерное для фоновых станций (Коновалов, 2009).

В качестве еще одного из критериев происхождения ПАУ в донных осадках можно использовать отношение суммы концентраций низкомолекулярных ПАУ (Σ НМС (сумма низкомолекулярных соединений)) к сумме концентраций высокомолекулярных ПАУ (Σ ВМС (сумма высокомолекулярных соединений)). Если оно более 1, то ПАУ, вероятнее всего, нефтидогенного происхождения (Жилин, 2009).

Еще одним из показателей, применяемых при дифференциации антропогенной составляющей и природного геохимического фона содержания ПАУ в донных осадках, является значение отношения фенантрен/антрацен, на которое влияет температурный режим образования ПАУ. Величина этого отношения равняется приблизительно 3 при эмиссии ароматических углеводородов в результате сгорания различных топлив (Gschwend et al., 1981). Фенантрен термодинамически более устойчив, чем антрацен, значительное превышение уровня содержания фенантрена над его изомером антраценом характерно для загрязнения нефтепродуктами (Soclo et al., 2000). Значения соотношений фенантрен/антрацен способствовали выявлению антропогенного вклада за счет притока Атлантических вод в баренцевоморский регион. Так, для юго-западной части Баренцева моря это соотношение составляло в среднем 8,4 (Dahle, Petrova et. al., 2006; Литвиненко, 2012).

Содержание суммы ПАУ имеет большую пространственную изменчивость. Так, в западной части арктического шельфа России фоновые значения суммы ПАУ в донных осадках составляют от 10^2 до 10^4 нг/г, в то время как в восточной части шельфа максимальные концентрации составляют первые сотни нг/г (Петрова и др., 2008). При этом ПАУ в западных арктических морях являются, как правило, нефтидогенными и пирогенными, в то время как в ПАУ в восточно-арктических морях доминируют биогенные (Литвиненко, 2012). Поэтому невозможно, располагая данными исключительно о сумме ПАУ, однозначно говорить об увеличении или уменьшении антропогенной нагрузки, необходимы более детальные исследования. То же самое касается и суммарного значения n-алканов.

Существует индекс нечетности CPI (Carbon Preference Index), который рассчитывается как отношение концентраций нормальных алканов с нечетным и четным количеством атомов углерода в цепи:

$$CPI(C_{24}-C_{32}) = \left[\frac{\Sigma_{\text{неч}}C_{25}-C_{31}}{\Sigma_{\text{чет}}C_{26}-C_{32}} + \frac{\Sigma_{\text{неч}}C_{25}-C_{31}}{\Sigma_{\text{чет}}C_{24}-C_{30}} \right] / 2, \text{ где}$$

$\Sigma_{\text{неч}}C_{25}-31$ – сумма площадей пиков (массовых концентраций) углеводородов с нечетным числом атомов углерода в диапазоне от 25 до 31;

$\Sigma_{\text{чет}}C_{24}-30$ – сумма площадей пиков (массовых концентраций) углеводородов с четным числом атомов углерода в диапазоне от 24 до 30;

$\Sigma_{\text{чет}}C_{26}-32$ – сумма площадей пиков (массовых концентраций) углеводородов с четным числом атомов углерода в диапазоне от 26 до 32.

Значение этого индекса дает представление о степени зрелости органического вещества. Если величина CPI меньше 1, то ОВ имеет высокую степень зрелости. Для ОВ биогенного происхождения величины CPI, как правило, значительно больше 1 (2,5 и более)

(Бордовский, 1977; Кирюхина, 1985; Muir et al., 1987; Wainwright et al., 1988). При CPI, равном 1, УВ, скорее всего, имеют нефтидогенную природу (Didyk et al., 2000).

Еще одним из индикаторов возможного нефтяного загрязнения донных отложений и воды является присутствие в образцах хроматографически неразделенной комплексной части UCM (Unresolved Complex Mixture). UCM представляет собой смесь комплексных изомеров и гомологов разветвленных и циклических углеводородов (Садыхова и др., 1990). Хроматографическая разрешающая способность капиллярной колонки не достаточна для разделения этих комплексных соединений (Gough, Rowland, 1990). Однако, несмотря на очевидную связь с нефтяными источниками, наличие UCM в диапазоне низких концентраций, может быть так же обусловлено бактериальным разложением естественных органических источников, таких как водорослевые отложения (Venkatesan, Kaplan, 1982).

Оценка генезиса ОВ в осадках по соотношению массы длинноцепочечных n-алканов к короткоцепочечным позволяет также приблизительно определить долю терригенного ОВ. Наземные растения производят длинноцепочечные n-алканы, в которых преобладают C23-C40, в то время как морской фитопланктон и фитобентос синтезируют C13-C18. Аэробные бактерии в осадках разлагают как n-алканы морского генезиса, так и терригенного и синтезируют, в основном C20-C24. Обычно, сумма n-алканов, синтезированных бактериями, не превышает 20% от общей суммы алканов. Доля терригенных (длинноцепочечных) алканов в сумме алканов в осадках в общем случае не отражает долю терригенного ОВ, вследствие того, что различные органические соединения в исходном ОВ обладают разной степенью устойчивости к деструкции, вследствие чего содержание n-алканов в ОВ морского и терригенного генезиса в донных осадках оказывается различным. Однако поскольку терригенное ОВ представляет собой остаток наиболее устойчивых органических соединений, то и содержание алканов в его составе менее лабильно в процессе диагенеза. Таким образом, зная концентрацию длинноцепочечных алканов C23-C40 или нечетных C25-C31 в терригенном ОВ и приняв ее за 100%, можно оценивать долю терригенного ОВ в осадках смешенного генезиса по уменьшению концентрации длинноцепочечных алканов в общем ОВ (Stein, Macdonald, 2004).

Поток терригенного ОВ часто не преобладает над автохтонным, тем не менее, состав донных осадков определяется преимущественно терригенными поступлениями, содержащими в своем составе более устойчивое ОВ (Ветров и др., 2008).

Соотношение массы длинноцепочечных n-алканов к короткоцепочечным и оценка степени зрелости ОВ донных осадков не позволяет сделать однозначные выводы о генезисе ОВ, однако дает дополнительную информацию при сравнении компонентного состава ПАУ и n-алканов относительно источника поступления вещества. Рассмотрение же индивидуального же состава УВ позволяет определить их происхождение и источник поступления, что крайне важно при проведении экологических исследований. Ведь принимая во внимание лишь содержание индивидуальных компонентов, в особенности таких канцерогенных соединений как бенз[а]пирен, бенз[б]флуорантен, бенз[к]флуорантен, хризен, дибенз[а, h]антрацен и другие, можно сделать важные с геоэкологической точки зрения выводы не только о причинах повышенных высоких содержаний, но и о возможных последствиях для разных компонентов экосистем.

Список литературы

- Бордовский О.К. Изопrenoиды и нормальные алканы в донных осадках Индийского океана / О.К. Бордовский, Н.Д. Гуляева, Н.И. Тах., О.А. Арефьев. // Океанология. – 1977. – Т.17, №1. – С. 65-69.
- Ветров А.А. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря / А.А. Ветров, И.П. Семилетов, О.В. Дударев, В.И. Пересыпкин, А.Н. Чаркин // Геохимия. – 2008. – № 2. – С. 183–195.

- Кирюхина Л.Н. Донные осадки Черного моря в условиях антропогенного воздействия / Л.Н. Кирюхина. // Санитарно-биологические исследования в Черном море. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – Т.4. – С.86-125.
- Коновалов Д.А.. Влияние сипинговой миграции на формирование углеводородного фона нефтегазоперспективных районов акваторий (на примере Штокмановской площади) / Д.А. Коновалов, В.И. Петрова. // Геология морей и океанов – М.: Геос. – 2009. – т. 4. – 344 с.
- Литвиненко И.В. Особенности распределения полициклических ароматических углеводородов в донных осадках арктических морей: Автореф. дис. ...канд. географических наук: 25.00.36 – СПб., 2012. – 23 с.
- Петрова В.И. Геохимия полициклических ароматических углеводородов донных осадков восточно-арктического шельфа / В.И. Петрова, Г.И. Батова, А.В. Куршева, И.В. Литвиненко, В.М. Савинов, Т.Н. Савинова // Океанология. – 2008. – т.48. – №.2. – С. 215–223.
- Садыхова Л.Р., Аминбеков А.Ф. Углеводороды в поверхностных донных отложениях Каспийского моря вблизи Апшеронского полуострова // Молодой ученый. – 2014. – №19. – С. 138-145.
- Жилин А.Ю. Загрязняющие вещества в донных осадках побережья Баренцева моря / А.Ю. Жилин, Н.Ф. Плотичина. // Геология морей и океанов – М.: Геос. – 2009. – Т.4. – 344 с.
- Boehm Paul D., John W. Farrington. Aspects of the polycyclic aromatic hydrocarbon geochemistry of recent sediment in the Georges Bank Region. *Environmental Science and Technology*. – 1984. – Vol. 18. – P.840-845.
- Boitsov S. Sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in marine sediments from southern and northern areas of the Norwegian continental shelf / S. Boitsov, V. Petrova, H. K.B. Jensen, A. Kursheva, I. Litvinenko, J. Klungsøyr 20 // *Marine Environmental Research*. – 2013 – Vol. 87–88. – P.73–84.
- Dahle S. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources / Dahle S., Savinov V., Petrova V. // *Norwegian J. of Geology*. – 2006. – Vol.86. – P.41–50.
- Didyk B. M., Simoneit B. R. T., Pezoa L. A., Riveros M. L., Flores A. A. Urban aerosol particles of Santiago, Chile: organic content and molecular characterization // *Atmos. Environ*. – 2000. – Vol. 34. – P. 1167–1179.
- Gough M. A., Rowland S. J. Characterization of unresolved complex mixtures of hydrocarbons in petroleum // *Nature*. – 1990. – 344. – P. 648–650.
- Gschwend P.M., Hites R.A. Fluxes of the polycyclic aromatic compounds to marine and lacustrine sediments in the northeastern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1981. – Vol. 45. – P. 2359-2367.
- Muir D.C.G., Wagemann R., Lockhart W. L., Grift N. P., Billeck B., Metner D. Heavy metal and organic contaminants in Arctic marine fish // *Environmental Studies, Indian and Northern Affairs*. – Canada, Ottawa. – 1987. – No. 42 – 64 p.
- Soco H.H., Garrigues Ph., Ewald M. Origin of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs) in Coastal Marine Sediments: Case Studies in Cotonou (Benin) and Aquitaine (France) Areas // *Mar. Poll. Bull.* – 2000. – Vol. 40, No 5. – P. 387-396.
- Stein R., Macdonald R.W. The organic carbon cycle in the Arctic ocean. Berlin: Springer. – 2004. – 363 p.
- Venkatesan M. I., Kaplan I. R. Distribution and transport of hydrocarbons in surface sediments of the Alaskan Outer Continental Shelf // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1982. – Vol. 46. – Iss. 11. – P. 2135–2149.
- Wainwright P.F., Humphrey B. Analysis of sediment data from the Beaufort Sea shorebase monitoring program 1982 to 1984 // *Environmental Studies Research Founds. Report*. – 1988. – N. 090. – 147 pp.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОДНОЙ СРЕДЫ НА ТЕРРИТОРИИ МАЛОГО ГОРОДА (НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА СУОЯРВИ, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Д.Г. Новицкий, З.И. Слуковский, А.С. Медведев
nov.dimka@mail.ru

Институт геологии КарНЦ РАН, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская 11

Введение. На территории Республики Карелии находится более 60 тысяч малых и крупных озер, которые без учета акваторий Онежского и Ладожского озер покрывают около 11 % территории субъекта РФ. В озерах естественным процессом является осадкообразование, материалом для которого служат, как вещества, поступающие из окружающей среды, так и собственная, в основном биологическая, продукция водоема. Таким образом, донные отложения (ДО) включают в себя продукты жизнедеятельности живых организмов и частицы разрушенных горных пород территории водосбора, а также частицы, перенесенные через атмосферу из удаленных от водного объекта районов (Линник и др., 2013). Почвенный покров также служит источником поступления различных веществ в водную среду. На антропогенно нарушенных территориях, загрязненных тяжелыми металлами, поллютанты, вымываемые из почв, легко мигрируют по ландшафту, аккумулируясь в ДО водных объектов. Учитывая, что по геохимии ДО малых озер можно судить о всей водосборной площади, то водоемы, находящиеся в непосредственной близости с городскими территориями, являются хорошими индикаторами состояния окружающей среды. При этом по анализу колонки озерных отложений можно проследить динамику накопления тяжелых металлов в историческом аспекте, создавая палеореконструкции состояния экосистемы водоема на основе геохимических данных (Norton et al., 1990; Даувальтер, 2012). Учитывая, что в результате переизбытка опасных веществ в ДО поллютанты становятся доступными для живых организмов, населяющих тот или иной водный объект, что влечет за собой негативное изменение жизненных циклов организмов, то изучение поведения тяжелых металлов в водной среде приобретает важные экологические и биогеохимические аспекты.

Цель исследований – оценить накопления тяжелых металлов в поверхностном слое донных отложений двух малых озер, расположенных в черте города Суоярви (Республика Карелия) и установить связь между гранулометрическим составом озерных осадков и содержанием загрязняющих веществ.

Объекты и методы исследования. В ходе исследований были изучены малые озера, находящиеся на территории малого города Суоярви (рис. 1). Названия обоих озер приводятся в соответствии с теми топонимами, которые используют местные жители, поскольку в справочных пособиях об этих водных объектах ничего не известно. Озеро Кайпинское находится в северной части города, его ширина около 170 м, длина – 600 м. Западный берег ровный и болотистый, восточный – крутой, присутствуют выступы скал высотой над уровнем водной глади до 4 м. Вблизи озера расположены котельная и автопарк. Озеро Каймановское находится в южной части города посреди жилой застройки, являясь объектом рекреационного использования для горожан. Длина водоема – около 350 м, ширина до 65 м.

Отбор проб производился при помощи дночерпателя Экмана-Берджа: были отобраны пробы мощностью 2 и 10 см от границы вода-дно. Для отбора колонки ДО использовался пробоотборник Limpas, длина рабочей части которого составляет 60 см, а система съемных пластиковых колец позволяет разделять изъятую колонку озерных осадков, не нарушая стратификации ДО, на слои мощностью от 1 см. Подобная колонка ДО была отобрана только на озере Кайпинское. В дальнейшем каждая проба была разделена на две части: для гранулометрического (оставалась в естественном состоянии) и химического анализа (просушивалась при температуре 105 °С).

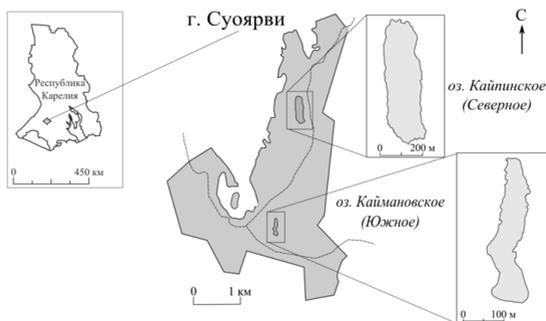


Рисунок 1. Объекты исследования в г. Суоярви (Республика Карелия)

Определение химического состава донных отложений было осуществлено при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра марки ARL ADVANT'X. Определение потерь при прокаливании (П.П.П.) проводилось весовым способом после прокаливания образцов до температуры 550 °С. Статистическая обработка выполнена при помощи программы MicrosoftOfficeExcel 2007. Для графической иллюстрации результатов использованы программы EasyCapture 1.2.0 и Inkscape 0.48.4.

Результаты и их обсуждение. Анализ исследованных ДО указанных выше городских озер показал, что все они преимущественно относятся к сапропелям – самому распространенному типу пресноводных осадков озер Республики Карелии с содержанием органического вещества более 15%. Содержание органического вещества в озерных осадках г. Суоярви варьирует от 37,7% до 53,1%, что позволяет отнести эти отложения к органо-силикатным сапропелям.

Рассмотрение данных гранулометрического состава изученных ДО оз. Кайпинского позволило установить, что с увеличением глубины отложений увеличивается доля мелкой и тонкой фракций. Крупная фракция (2,0-0,5 мм) в пробах практически отсутствует, максимальный пик наблюдается на глубине 6-8 см и составляет 9% всей пробы. При этом фракции средняя (0,5-0,1 мм) и мелкая (0,1-0,05мм) являются доминирующими и до глубины в 12-14 см составляют 50-60% всей пробы. При рассмотрении гранулометрического состава ДО оз. Каймановского можно отметить, что в приповерхностных слоях практически отсутствует, как и во всех других пробах, крупная и тонкая фракции. Преобладающая фракция – средняя (0,1-0,5 мм), частицы такого размера составляют до 40% всех частиц во всех полученных пробах.

Известно, что современные осадочные формации, в том числе ДО водных объектов, формирующиеся под воздействием техногенеза, отличаются от условно-фоновых отложений по целому ряду физико-химических и биологических (экологических) параметров (Янин, 2009; Дауальтер, 2012). На рис. 2 видно, как меняются значения актуальной кислотности (рН) и окислительно-восстановительного потенциала (Еh) отложений малого безымянного озера, расположенного в черте г. Суоярви, от нижних до верхних слоев 30-сантиметровой колонки ДО. Таким образом, при современной седиментации в индустриальный период наблюдается увеличение щелочности ДО малого городского озера и смены условий осадко-накопления с окислительных на восстановительные.

Аналогичные закономерности отмечаются и в накоплении ряда микроэлементов, в том числе тяжелых металлов (Рис. 3). При этом в верхних слоях ДО суоярвского озера содержание этих элементов возрастает многократно, превышая концентрации в самых нижних слоях в более чем в 30 раз по Pb, в 6 раз по Cd и в 3 раза по Tl. Отмечается также повышение концентраций и других тяжелых металлов (цинка, меди, никеля, хрома, ванадия, вольфрама) в верхних слоях озерных отложений изучаемого городского водоема.

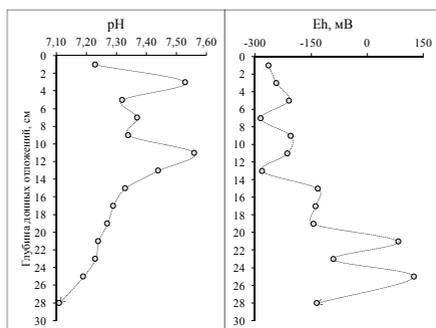


Рисунок 2. Распределение значений pH и Eh ДО оз. Кайпинское в черте г. Суоярви (Республика Карелия)

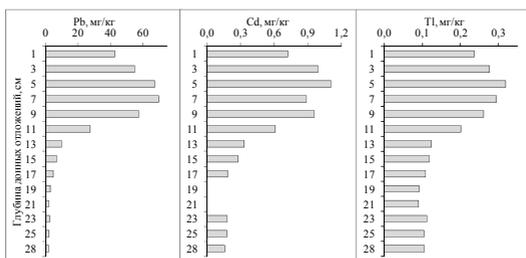


Рисунок 3. Вертикальное распределение концентраций свинца, кадмия и таллия в ДО оз. Кайпинское в черте г. Суоярви (Республика Карелия)

При оценке сравнения содержания тяжелых металлов в поверхностных слоях ДО двух исследованных озер г. Суоярви (табл. 1) было установлено, что экосистемы водных объектов испытывают почти равнозначно сильную антропогенную нагрузку, в результате чего, происходит накопление тяжелых металлов в ДО. Установлены превышения концентраций свинца, цинка, меди и никеля над фоновым уровнем для региона. Подобная картина вполне характерна для малых озер урбанизированных территорий Республики Карелии (Слуковский, Медведев, 2015). Основное загрязнение изученных озер тяжелыми металлами связано с локальным воздействием городской среды из-за деятельности промышленных предприятий, автомобильного и железнодорожного транспорта, а также глобальным переносом ряда загрязнителей (свинец, кадмий, таллий) через атмосферу планеты (Norton et al., 1990; McConnell, Edwards, 2008; Даувальтер, Кашулин, 2014).

Таблица 1. Результаты химического анализа приповерхностных донных отложений малых озер г. Суоярви

эле- менты Ты мг/кг	оз. Каймановское (Южное)					оз. Кайпинское озеро (Северное)			Фон
	Ю-01 (0-2)	Ю-01 (0-10)	Ю-02 (0-2)	Ю-03 (0-2)	Ю-03 (0-10)	С-02 (0-2)	С-03 (0-2)	С-04 (0-2)	
V	30,7	23,1	32,9	43,2	38,9	40,0	39,6	41,6	49,5
Cr	18,7	17,4	19,5	60,2	18,4	18,8	23,4	23,5	32,0
Mn	180,4	340	148	195	172	346	360	338	-
Co	3,10	2,46	2,90	6,50	4,44	4,73	5,14	5,64	6,3
Ni	17,4	14,4	17,4	27,5	19,2	26,7	31,4	31,3	20,5
Cu	36,2	26,7	42,0	49,0	35,4	21,9	24,8	25,3	15,0
Zn	82,9	51,7	86,1	216	136	192	209	238	49,0
Pb	33,1	22,1	29,6	70,3	56,6	35,7	52,0	60,2	10,4
Sr	65,3	84,8	62,4	90,6	93,1	96,6	134	126	128

Для определения закономерностей накопления тяжелых металлов были рассчитаны значения корреляционной связи между концентрациями элементов и отдельными фракциями изученных отложений. В результате такие металлы, как ванадий, хром, кобальт, медь, никель, цинк, в приповерхностных ДО в обоих водоемах (табл. 2) характеризуются тенденцией к накоплению в крупной фракции. С другой стороны, марганец и стронций тяготеют к самым тонким фракциям отложений. При этом аналогичный анализ связи гранулометрического состава с содержанием микроэлементов по данным исследования колонки ДО оз. Кайпинского показал, что все металлы имеют положительную сильную связь со средней фракцией отложений, в которой преобладают частицы размером от 0,1 до 0,5 мм, а также и сильную отрицательную с тонкой и мелкой фракциями с размером частиц 0,05-0,005 и 0,1-0,05 мм, соответственно.

Таблица 2. Корреляция гранулометрического и химического составов поверхностных донных отложений малых озер г.Суоярви

	Каймановское озеро (Южное)					Кайпинское озеро (Северное)			
	2,0-0,5	0,5-0,1	0,1-0,05	0,05-0,005		2,0-0,5	0,5-0,1	0,1-0,05	0,05-0,005
V	0,65	-0,09	-0,30	-0,20	V	0,98	-0,83	-0,54	-1,00
Cr	0,93	-0,32	-0,30	-0,07	Cr	0,17	-0,83	0,59	-0,33
Mn	-0,30	-0,53	0,53	0,70	Mn	-0,96	0,47	0,87	0,90
Co	0,78	-0,40	-0,12	0,06	Co	0,67	-1,00	0,08	-0,78
Ni	0,89	-0,27	-0,29	-0,13	Ni	0,13	-0,80	0,63	-0,29
Cu	0,86	0,25	-0,70	-0,61	Cu	0,29	-0,89	0,49	-0,45
Zn	0,79	-0,31	-0,21	-0,03	Zn	0,72	-1,00	0,00	-0,83
Pb	0,65	-0,40	-0,04	0,10	Pb	0,46	-0,96	0,32	-0,60
Sr	0,09	-0,76	0,49	0,76	Sr	-0,07	-0,67	0,77	-0,10

Учитывая, что изучаемые ДО (сапропели) в значительной степени состоят из органического вещества, в том числе детрита, то стоит иметь в виду, что в исследованные фракции озерных осадков входят, как минеральные, так и органические частицы ДО. Исследованные ранее сапропелевые отложения оз. Грязного, также расположенного в Карелии, показали тесную связь валового органического вещества осадков с фракциями 0,25-0,5 и 0,5-1,0 мм (Слуковский и др., 2017).

Таблица 3. Корреляция гранулометрического и химического составов колонки ДО оз. Кайпинского, г.Суоярви

	Кайпинское озеро (Северное)			
	2,0-0,5	0,5-0,1	0,1-0,05	0,05-0,005
V	0,19	0,85	-0,69	-0,78
Cr	0,38	0,88	-0,64	-0,84
Mn	0,28	0,89	-0,70	-0,80
Co	0,32	0,91	-0,69	-0,83
Ni	0,24	0,88	-0,68	-0,84
Cu	0,33	0,84	-0,64	-0,84
Zn	0,20	0,91	-0,65	-0,82
Pb	0,50	0,84	-0,66	-0,87
Sr	0,37	0,91	-0,71	-0,87

Принимая во внимание факт установленной положительной корреляции концентраций тяжелых металлов с фракциями, содержащими частицы указанных размеров, ДО озер г. Суоярви, то необходимо отметить, что в сорбции химических загрязнителей в современных озерных отложениях основным фактором является не размер частиц (Янин, 2009), а их состав и в частности содержание в той или иной фракции органического вещества, являющегося одним из главных сорбентов тяжелых металлов в водной среде (Линник и др., 2013).

Выводы. В результате проведенных эколого-геохимических исследований двух малых озер, расположенных в черте города Суоярви (Республика Карелия) было установлено, что

изученные пресноводные осадки являются органо-силикатными сапропелями. В гранулометрическом составе отложений преобладают частицы размером от 0,1 до 0,5 мм. Крупные частицы, которые, скорее всего, являются неразложившимися органическими остатками, в основном приурочены к верхней части колонки донных отложений. Выявлено, что с частицами размером более 0,1 мм связано накопление основных тяжелых металлов, которые хорошо сорбируются органическим веществом воды и донных отложений. Мощность загрязненной металлами толщи оценивается примерно в 20 см, именно с этой глубины начинается увеличение концентраций свинца, кадмия и таллия, одним из основных источников поступления в экосистемы малых озер является глобальный перенос загрязняющих веществ через атмосферу планеты. По ряду элементов (свинец, цинк, медь и никель) отмечается превышение их концентраций в поверхностном слое донных отложений изученных озер города Суоярви над уровнем регионального геохимического фона Карелии.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00026мол_а.

Список литературы

- McConnell, J.R., Edwards, R., 2008. Coal burning leaves toxic heavy metal legacy in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 34, 12140-12144.
- Norton, S. A., Dillon, P. J., Evans, R. D., 1990. The history of atmospheric deposition of Cd, Hg and Pb in North America: Evidence from lake and peat bog sediments. *Sources, Deposition and Capony Interactions*. V. III, *Acidic Precipitation*. N.Y.: Springer-Verlag, 73-101. doi:10.1007/978-1-4612-4454-7_4.
- Даувальтер, В. А., 2012. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 242 с.
- Даувальтер, В. А., Кашулин, Н. А., 2014. Химический состав донных отложений системы реки Пасвик в условиях глобального и локального загрязнения. *Вестник Кольского научного центра РАН* 2 (17), 106-120.
- Линник, П.Н., Иваненко, Я.С., Линник, Р.П., Жежеря В.А., 2013. Гумусовые вещества в поверхностных водах Украины. *Экологическая химия* 2, 74-90.
- Слуковский, З.И., Медведев, А.С., 2015. Содержание тяжелых металлов и мышьяка в донных отложениях озер Четырехверстного и Ламбы (г. Петрозаводск, Республика Карелия). *Экологическая химия* 1, 56-62.
- Слуковский, З.И., Медведев, А.С., Бубнова, Т.П., Сыроежко, Е.В., 2017. Накопление и вертикальное распределение тяжелых металлов в сапропеле озера Грязное (Медвежьегорский район, Республика Карелия). *Вестник МГТУ* 1/2, 177-188. doi: 10.21443/1560-9278-2017-20-1/2-177-188.
- Янин, Е. П., 2009. Особенности гранулометрического состава русловых отложений малой реки в зоне влияния промышленного города. *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка* 3, 69-74.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ (ПИТКЯРАНТСКИЙ Р-Н, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

И.И. Подлипский¹, Ляховская А.К., Шибалева А.С., Горбунцов Д.А., Ващенко И.В., Теленкова А.П.,
Холматов Ш.Р.

podlipskiy@spbu.ru

¹ СПбГУ, Институт наук о Земле, 199178, Санкт-Петербург, 10-я Линия В. О., 33-35

В настоящее время разработаны методы эколого-геологической оценки состояния внутренних водоемов с помощью комплекса методов литогеохимической съемки прилегающих территории биоиндикации по макрозообентосу. Большая часть из последних основана на учете разных видов и более высоких таксономических групп беспозвоночных животных (Чертопруд М.В., 1999). При этом соответствующими методами подсчета определяются биотические индексы водоема, которые и являются интегральной оценкой его экологического состояния. Разные биотические индексы дают достаточно большой разброс в результатах оценки, поэтому возникает необходимость проверки достоверности методов подсчета и их модификаций при помощи совместного анализа с литогеохимическими данными.

Сбор макрозообентоса осуществлялся в июне по стандартной методике (Полякова Т.Н., 2007). Отбор проб производился с помощью гидробиологического сачка треугольной формы со стороной 30 см, нижняя поверхность которого снабжена скребком. Кроме того, осуществлялся сбор животных с камней и остатков древесной растительности, поднятых со дна. Площадь дна, с которой производился сбор материала, составляла 0,5-1 м². На каждом участке делали по 2 одновременных забора в точках, отстоящих друг от друга на расстояние от 20 м до 100 м. Всего произведено 14 заборов бентосных проб на 5-ти участках с разным видом и интенсивностью техногенного воздействия. Схема расположения объектов см. на рис. 1.

Был произведен расчёт биотических индексов, основанных на структурных характеристиках сообщества макрозообентоса. Индекс Вудивисса (ТВИ) ориентируется на такие параметры, как общее разнообразие беспозвоночных и наличие в водоёме организмов, принадлежащих к индикаторным группам. Индекс Гуднайта и Уитлея опирается на соотношение численности олигохет и других обитателей дна. В индексах Бекка и Бика (ВБИ) также выделяются индикаторные группы организмов, но не учитывается их разнообразие. Градации индексов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Градации биотических индексов по чистоте воды

Индекс Гуднайта-Уитлея					
1-16	17-33	34-50	51-67	68-84	85-100
чистая	усл. чистая	слабо загряз.	загряз.	грязная	очень грязная
Индекс Бекка					
10	9-6	5-1		0	
оч.чистая	чистая	умеренное загряз.		наиболее сильное загряз.	
Индекс Вудивисса					
11	10-6	5-4	3-2	1-0	
очень чистая	чистая	умеренное загряз.	тяжелое загряз.	очень грязный	
Индекс Бика					
6	5-4	3	2	1	0
незагряз.	слабое/умеренное загряз.	умеренное загряз.	умеренное/сильное загряз.	сильное загряз.	тяжелое загряз.

Таблица 2. Результаты оценки экологического состояния водоемов и прилегающих к ним

№ объек-та	Биотические индексы				Z _c
	Индекс Вудивисса	Индекс Гуднайта и Уитля, %	Индекс Бекка	ВВИ-индекс	
1	4	13	3	6	36
2.1	7	60	5	3	12
2.2	2	84	3	2	30
2.3	7	19	8	4	21
2.4	6	2	3	3	-
2.5	7	1	8	4	-
2.6	5	47	7	4	15
2.7	7	22	4	4	-
3	2	8	2	2	-
4	6	2	6	4	48
5	7	35	8	5	32

территорий

Примечания: № объекта – расположение см. рис. 1; «-» - расчет Z_сне проводился в связи с отсутствием превышений фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах;

На участках хронического воздействия (отвалы пустой породы скарных месторождений железных руд) результаты оценки по биотическим индексам расходятся в наименьшей степени (объекты 4 и 5, табл. 2). В местах острого загрязнения сбросами бытовых сточных вод (участок 2, точка 2.2) индексы также ведут себя схоже. Возникают спорные ситуации, когда результаты биоиндикации по отличным друг от друга методам подсчёта не совпадают. В таком случае, следует уделить больше внимания визуальной оценке состояния объекта и выявлению возможных источников воздействия.

В целом, водные объекты на исследованной территории можно охарактеризовать как чистые. На большинстве из них были обнаружены представители групп организмов, чувствительных к загрязнению – Plecoptera, Ephemeroptera, Odonata, Trichoptera. Исключение составляют некоторые участки на различных объектах.

Так, в точке 2.2 по биотическим индексам выявлено тяжелое загрязнение, Z_c по тяжелым металлам указывает на «умеренно опасное» загрязнение. На данном участке осуществляется сброс неочищенных канализационных вод в ручей Виталамменоя, таким образом, водоток испытывает нагрузку, связанную с присутствием избыточного количества органического вещества и тяжелых металлов. Ниже по течению экосистема восстанавливается, и только после пересечения ручья автодорогой (т. 2.6) его состояние снова несколько ухудшается.

На фоновом участке - Киттельское месторождение ювелирных гранатов (№3 рис. 1), согласно биотическим индексам, вода характеризуется как «очень грязная». При этом отсутствует загрязнение тяжёлыми металлами. Выбранный объект представляет собой небольшой искусственный пруд, образовавшийся на месте ручной добычи гранатов в 70-х годах XX века. Вероятно, такие низкие показатели индексов и объясняются искусственным происхождением, относительной молодостью и изолированностью водоёма.

Водные объекты на рудном поле Хапунваара (4 и 5) относятся к чистым и умеренно загрязнённым, однако суммарный показатель загрязнения тяжёлыми металлами находится в области «опасного» уровня.

Примечательна обстановка, сложившаяся на свалке твёрдых бытовых (коммунальных) отходов пос. Ляскеля (практически непрерывно горящей) (Подлипский И.И., 2015), где наблюдается достаточно высокое видовое богатство сообщества макрозообентоса и присут-

ствуют не толерантные к загрязнению организмы. Возможно, причиной служит чрезмерное поступление биогенных элементов от отходов деревообработки (отходы щепы, коры и опилки), а также позднее наступление лета в 2017 году и, следовательно, смещение пика развития биоценоза и, в том числе, донной фауны.

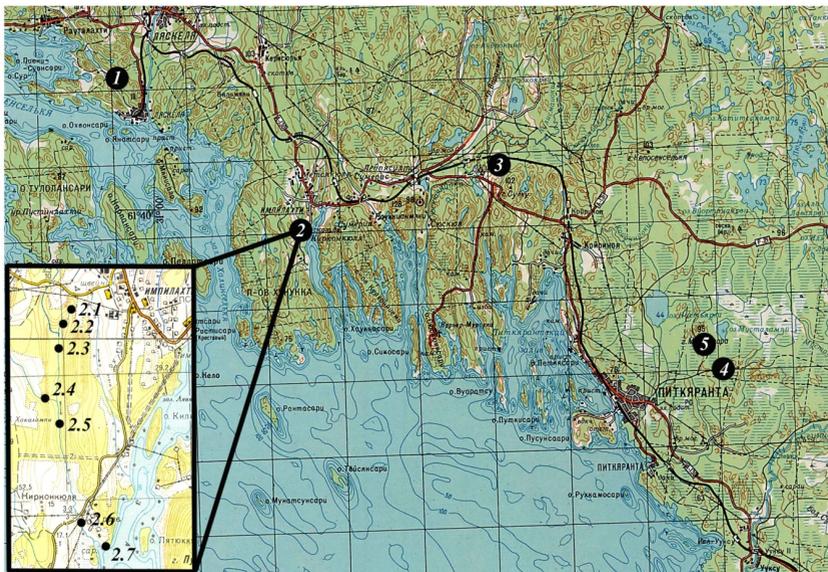


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования: 1 – искусственные пруды вблизи зоны складирования свалки бытовых отходов пос. Ляскеля; 2 – руч. Виталамменоя в который сбрасываются бытовые сточные воды пос. Импилахти; 3 – водоем на месторождении ювелирных гранатов Киттельское; 4-5 - водоемы и водотоки на отработанном железорудном месторождении на рудном поле Хапунваара.

В целом, между данными биоиндикации и литогеохимической съемки наблюдается невысокий уровень линейной корреляции (0,4-0,6). Это может быть связано с малым количеством отобранных проб, а также нехваткой мониторинговых данных. Однако для достоверного установления связи между значениями биотических индексов и комплексным показателем загрязнения тяжёлыми металлами требуется продолжение исследований.

Список литературы

- Подлипский И.И. Учет локальных флуктуаций фоновых содержаний поллютантов в эколого-геохимических исследованиях. // Инженерные изыскания. М., №5-6, 2015, с. 60-68;
- Полякова Т.Н. Рекомендации по оценке состояния экосистем малых водоемов по организмам макрозообентоса. // Изучение водных объектов и природно-территориальных комплексов Карелии. Петрозаводск: Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, 2007, с. 85-105;
- Чертопруд М.В. Мониторинг загрязнения водоемов по составу макрозообентоса. Методическое пособие. М.: Ассоциация по химическому образованию, 1999, 231 с.;

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ОБЪЕКТОВ ИМПИЛАХТИНСКОГО УЧЕБНО-НАУЧНОГО ПОЛИГОНА СПБГУ (УНБ «ИМПИЛАХТИ», РЕСП. КАРЕЛИЯ)

И.И. Подлипский

podlipskiy@spbu.ru

СПБГУ, Институт наук о Земле, 199178, Санкт-Петербург, 10-я Линия В. О., 33-35

Расположен Импилахтинский учебно-научный полигон СПБГУ (УНБ «Импиллахти») в Республике Карелия в Северном Приладожье и охватывает территорию от городов Сортавала и Вяртсиля на западе до района Салми и Олонца на востоке-юго-востоке. Северная граница проходит севернее озера Янисъярви и деревни Хаутаваара. Основной центр полигона расположен в Питкярантском районе в поселке Импилахти.

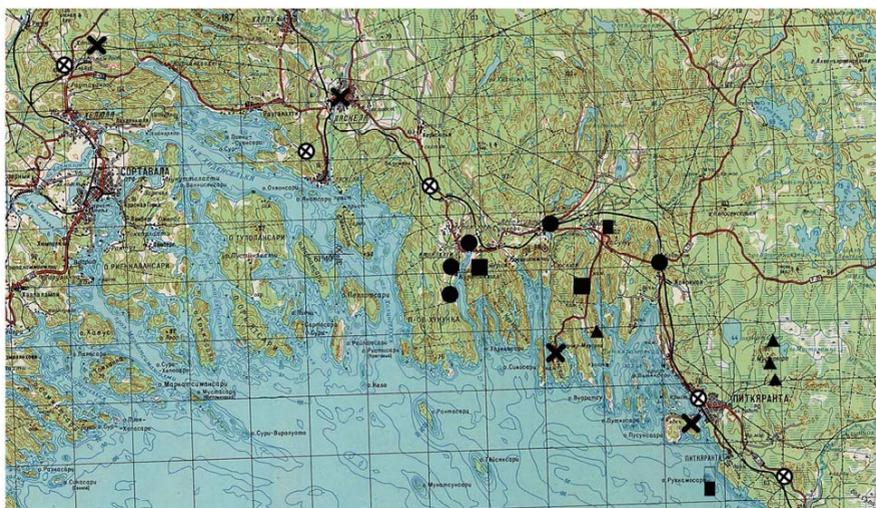
Импиллахтинский учебно-научный полигон СПБГУ представляет собой уникальный природно-геологический объект, по большей части, с нетронутой природой, уникальными геологическими объектами (широко распространены месторождения, появления полезных ископаемых и точки минерализации) и локальными лито-, биогео- и гидрохимическими аномалиями различного происхождения, кроме того, уникальность объекта определяется сложнейшей геоморфологией, ландшафтами, растительностью и животным миром.

Геологически, УНБ «Импиллахти» находится в южной части Балтийского кристаллического щита. Главной особенностью регионального структурного положения Северного Приладожья является в его приуроченности к зоне сочленения эпипархейского Карельского кратона (массива) с раннепротерозойским Свекофенским складчатым поясом. Сама зона сочленения протяженностью не менее 1000 км шириной до 80-100 км называется в современной литературе Раахе-Ладожской (Глебовицкий В.А., 2005).

Геологическими и геофизическими исследованиями Раахе-Ладожская зона хорошо прослеживается в северо-западном направлении из района Северного Приладожья через Финляндию в Северную Швецию. В юго-восточном направлении она скрывается под образованиями Ладожского grabena и осадочным чехлом Русской плиты. Доказано надвигание глубоко метаморфизованных пород свекофеннской плиты на образование краевой части Карельского кратона. В целом, Раахе-Ладожская зона представляет собой гетерогенную длительно развивающуюся взбросо-надвиговую структуру, стабилизация которой произошла в период 1800-1780 млн. лет (Балтыбаев Ш.К., 2000).

Импиллахтинская учебно-производственная практика для студентов кафедры экологической геологии III курса. Цель практики – освоение элементов процедуры «Оценки воздействия хозяйственной деятельности на окружающую среду» (ОВОС) в Питкярантском горнорудном районе (республика Карелия), а также практическое применение теоретических знаний, полученных во время изучения курсов: почвоведение, полевые и лабораторные методы при эколого-геологических исследованиях, оценка экологических свойств горных пород минералов и руд, учение о полезных ископаемых, гидрогеология, геологическое картирование, биотестирование и биоиндикация, экологическая экспертиза и аудит гидр. Основная цель практики – оценка эколого-геологического состояния компонентов природной среды Питкярантского горнорудного района. Схема расположения объектов исследования изображена на рис. 1.

В рамках основных видов работ на территории (акватории) всех объектов – лито- и биогеохимическая съемки, проводятся те или иные дополнительные виды работ и экспериментов (биоиндикация и биотестирование, проведение почвенного картирования, геоботанического описания буровые работы). В рамках настоящей статьи проведен первый этап работы по многолетнему осреднению результатов применения различных методов и средств оценки на типовых объектах



- - линейные объекты;
- ⊗ - современные геологические объекты;
- ▲ - объекты недропользования;
- - гамма аномалии;
- - фоновые участки;
- ⊗ - экскурсионные объекты;

Рис. 1. Схема расположения объектов исследования.

Таблица 1. Результаты оценки экологического состояния территорий объектов (Подлипский И.И., 2013; 2014; 2015; 2016)

Методы оценки состояния среды		Наименование групп объектов				
		Линейные объекты	Современные геологические объекты	Объекты недроп-я	γ-аномалии	Фоновый участок
Биоиндикация	Индекс Вудивисса	7-9	1-3	2-6	6-10	7-11
	Морфометрия листьев	2-3	4-5	3-5	1-2	1-2
	Флуктуирующая асимметрия	1-3	3-5	3-5	1-3	1-2
	Морфометрия у животных	1-4	3-5	3-5	..*	0-1
	Биоразнообразие и численность	1-2	2-3	2-3	0-1	0-1
	Аккумулятивная фитоиндикация**	2-4	2-25	12-34	0-1	-
	Аккумулятивная зооиндикация**	3-5	15-18	3-13	0-1	-
Биотестирование	Оценка фитотоксичности методом проращивания семян	0-1	2-4	1-4	0-1	0-1

	Токсичность почвы по дождевым червям	0-1	1-3	1-3	0-1	0-1
Литогеохимия	Zn	1-3	8-14	23-560	0-2	1
	Cu	0-2	4-6	11-314	0-1	1
	Pb	0-5	2-4	2-6	0-1	1
	As	0-1	2-3	0-3	0-1	1
	Cd	0-1	1-4	1-3	0-1	1
	Ni	1-2	3-8	3-4	0-1	1
	Zc	-	22-36	43-95	-	-

Примечания: № объекта – расположение см. рис. 1; «-» - расчет Zc не проводился в связи с отсутствием превышений фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах; * - нет данных; ** - указывается 25% и 75% квартал коэффициент концентрации;

В результате можно с высокой степенью достоверности утверждать о наличии практически прямо пропорциональной связи результатов эколого-геологической оценки, полученных в разные годы и в результате применения разных методов.

Список литературы

- Балтыбаев Ш.К. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. / Ш.К Балтыбаев, В.А. Глебовицкий., И.В. Козырева и др. СПб: изд-во С.-Петербур. ун-та, 2000, 198 с.;
- Подлипский И.И. Учет локальных флуктуаций фоновых содержаний поллютантов в эколого-геохимических исследованиях. // Инженерные изыскания. М., №5-6, 2015, с. 60-68;
- Подлипский И.И. Эколого-геологическая оценка прилегающих территорий полигона бытовых отходов г. Питкяранта (Республика Карелия). // Вестник СПбГУ, Сер. 7, 2013 г., Вып. 2, с. 48-56;
- Подлипский И.И. Аккумулятивнаябиоиндикация в инженерно-экологических изысканиях. // Инженерные изыскания. М., № 1, 2014, с. 44-52;
- Подлипский И.И. Зооиндикация (сем. Lumbricina) в эколого-геологической оценке состояния грунтов селитебных территорий. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, №1, 2016, с. 612-623;
- Ранний докембрий Балтийского щита. / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: изд-во «Наука», 2005, 711 с.;

ИЗУЧЕНИЕ ГЛАУКОНИТОВЫХ ПОРОД БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В КАЧЕСТВЕ НЕТРАДИЦИОННОГО МИНЕРАЛЬНОГО УДОБРЕНИЯ

М.А. Рудмин, А.В. Галиханов, М.Д. Стеблецов

rudminma@tpu.ru

Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30

Введение. Калий наряду с азотом и фосфором является одним из важнейших удобрений для сельского хозяйства, поскольку он улучшает удержание воды и текстуру почвы, а также повышает питательную ценность, вкус и урожайность культур (Prakash and Verma, 2016). Около 90 % производимого калия используется в производстве удобрений. В настоящее время отмечается ежегодное (около 3 %) повышение мирового спроса на калийные удобрения. Сегодня мировой спрос на калийные удобрения обеспечивается в основном за счет добычи калийных солей (хлоридов и сульфатов калия) из морских эвапоритовых залежей. Большая часть этих месторождений находится в Канаде, России, Беларуси, Бразилии, Китае, Чили, Германии и США (Левченко и Тигунов, 2011; Rawashdeh et al., 2016).

Изучение альтернативных источников калия, таких как калийсодержащие гидросиликаты, может быть одним из вариантов повышения спроса на калийные удобрения в целях развития производства сельскохозяйственных культур и снижения экологических рисков при их удобрении (Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012). Глауконит считается одним из потенциальных источников для альтернативных калийных удобрений (Castro and Tourn, 2003; Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012; Shekhar et al., 2017). Глауконит характеризуется изменчивым химическим составом, однако его отличительной особенностью является повышенное содержание K_2O (McRae, 1972; Odin and Matter, 1981; Rudmin et al., 2017). Химические и минералогические характеристики глауконитов в значительной степени определяют применимость этого минерала в качестве минерального удобрения (Васильев, 2009; Назаров et al., 2015; Castro and Tourn, 2003; Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012). В этой работе рассматриваются простые и экономичные методы, с помощью которых глауконит может быть сконцентрирован для применения в качестве альтернативного удобрения.

Целью данного исследования являлось: 1) установить минералогические и химические характеристики глауконитовых пород Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) для сельскохозяйственных целей; 2) оценить обогащение глауконита с помощью простых технологий, таких как влажное/сухое просеивание и магнитная сепарация; 3) изучить влияние глауконитовых пород и продуктов их обогащения на рост сельскохозяйственных культур. В данном исследовании использовались три разновидности глауконитовых пород, чтобы сравнить их потенциал как минеральных удобрений.

Объект исследования. Глауконитовые породы в пределах Бакчарского месторождения (юго-восточная часть Западной Сибири) залегают на глубинах 180-230 м среди слангородской и ганькинской свит. Эти свиты состоят из типичных пород прибрежно-морских фаций: песчаников, алевролитов, глин и оолитовых железняков (Белоус и др., 1964; Рудмин и Мазуров, 2016). В некоторых толщах разреза содержание глауконита достигает 70 %.

Фактический материал и методы исследования. В данной работе использовались по две репрезентативные пробы весом 10 кг из каждой разновидности глауконитовых пород. Пробы были отобраны из керна скважин. Изучение технологических параметров выполнялось при помощи гранулометрического анализа методом сухого и мокрого просеивания (сита 500 и 125 мкм) и электромагнитной сепарации (сепаратор ЭВС 10/5). Минералогический состав исследовался как классическим способом, так и при помощи рентгенодифракционного анализа (рентгеновский дифрактометр Bruker D2 Phaser) и сканирующей электронной микроскопии (электронный микроскоп TESCAN VEGA 3 SBU с ЭДС детектором OXFORD X-Max 50).

Химический состав образцов определялся с использованием рентгенофлуоресцентного анализа (анализатор HORIBA XGT 7200) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (масс-спектрометр NexION 300D). Для изучения эффективности применения глауконита в сельском хозяйстве выполнялись аграрные наблюдения на рост овса (*Avena sativa*) в лабораторных условиях.

Результаты. Среди осадочных пород Бакчарского месторождения с содержанием гранулированного глауконита более 10 % было выделено три разновидности на основе их текстурных особенностей, минерального и химического состава. *Глауконитовые руды* (или глауконитолиты, или глауконититы) состоят из глауконита на 58.4 %, кварца и полевых шпатов на 14 % и цементирующего материала гидрослюдистого состава на 37 %. Глауконитолиты (также называемые в англоязычной литературе как «greensand») имеют ярко-зеленый и редко темно-зеленый цвет, мелкозернистые и слабо сцементированные. Преимущественно зеленые, неизменные зерна глауконита в глауконитолите имеют размер от 100 до 300 мкм. Содержание K_2O в глауконитолите в среднем составляет 4.1 % и тем самым является самым высоким среди всех разновидностей глауконитовых пород. *Глауконитовые песчаники* состоят из глауконита на 25.7 %, кварца и полевых шпатов на 37.8 %, шамозитовых ооидов на 7.6 % и гидрослюдистого цемента на 29 %. Эти песчаники изменяются от желтоватого до зеленоватого цвета, средне-, реже мелкозернистые и слабо сцементированные. Среднее содержание K_2O в них составляет 3.1%. *Глауконит-шамозитовые ооидовые железняки* имеют следующие минеральный состав: глауконит – 24.6 %, кварц и полевые шпаты – 21.6 %, шамозитовые ооиды – 22.8 %, шамозитовый цемент – 30.9 %. Эти породы имеют зеленовато-коричневый цвет, средне- и мелкозернистые, слабо сцементированные, и богатые шамозитовыми ооидами. Зерна глауконита преимущественно измененные, с желтовато-зеленым цветом, содержащие многочисленные трещины синерезиса. Среднее содержание K_2O в этих породах составляет 2.5%. Рентгеновские дифрактограммы глауконитовых пород демонстрируют различные фазы, такие как глауконит, кварц, микроклин, гетит и шамозит. Зерна глауконита Бакчарского месторождения относятся к двум различным типам, основанным на их происхождении, а именно: измененные и неизменные (Rudmin et al., 2017). Высокое и умеренное содержание K_2O (от 4.0 до 7.3 %) и умеренное Fe_2O_3 (общ) (от 20.4 до 32.8 %) характеризует неизменный глауконит. В то время как содержание K_2O и Fe_2O_3 (общ) измененного глауконита изменяется от 2.6 до 5.5 % и от 31.1 до 49.8 %, соответственно. Данные химического состава глауконитовых пород показывают низкие концентрации тяжелых, поэтому использование этих пород в качестве альтернативных удобрений не должна отрицательно влиять на окружающую среду.

При помощи мокрого просеивания глауконитолита во фракции (-500+125) мкм концентрации гранулированного глауконита достигали 90.4 %, а для глауконит-шамозитового железняка в этой фракции глауконит концентрировался до содержания 40.7 %. В сравнении с сухим просеиванием при помощи мокрого просеивания зёрна глауконита в большей степени скапливаются во фракции (-500+125) мкм, поэтому именно эта гранулометрическая фракция использовалась для электромагнитной сепарации. Электромагнитная сепарация показала, что концентрация глауконитовых зерен возрастает в магнитных фракциях каждой разновидности глауконитовых пород. При экспериментах с глауконитолитом содержание глауконита в магнитном продукте достигало 97 %. Для аграрных наблюдений использовались следующие продукты: исходный глауконитолит, гранулометрические фракции (-500+125) мкм глауконитолита и глауконитового песчаника, магнитные концентраты глауконитового песчаника и глауконит-шамозитового ооидового железняка.

Энергия прорастания овса увеличивалась от 0.6 % до 5.2 % по сравнению с контрольным образцом за счет применения глауконитовых продуктов в почве в различных концентрациях. Максимальное увеличение энергии прорастания на 5.2% наблюдалось для исход-

ного глауконитолита (с концентрацией 30 кг/га), для его гранулометрической фракции (-500+125) мкм (с концентрацией 90 кг/га) и для гранулометрической фракции (-500+125) мкм глауконитового песчаника (с концентрацией 90 кг/га). Высота растений увеличивалась от 12.9 до 15.2 см относительно 12.8 см для контрольного образца. Это соответствует увеличению высоты растений от 0.8 % до 18.8 %. При фракции (-500+125) мкм глауконитового песчаника (с концентрацией 30 кг/га) отмечалось максимальное увеличение (18.8 %) высоты растений. Зеленая и сухая масса растений увеличивалась во всех вариантах экспериментов. Зеленая масса изменялась от 3.35 до 5.48 г для всех вариантов экспериментов, а для контрольного образца составляла 3.28 г. Максимальное увеличение зеленой массы на 2.2 г по сравнению с контрольным образцом отмечалось в случае исходного глауконитолита (с концентрацией 30 кг/га), что соответствует увеличению на 66.9 %. Сухой вес варьировался от 0.64 до 0.80 г для всех вариантов экспериментов с 0.63 г для контрольного образца. Максимальное увеличение сухой массы 0.17 г относительно контрольного образца наблюдалось в случае исходного глауконитолита. Таким образом максимальный стимулирующий эффект на рост овса был отмечен для вариантов с использованием исходного глауконитолита и его гранулометрической фракции (-500+125) мкм.

Обсуждение результатов. Глауконитовые породы считаются потенциальным нетрадиционным источником калийных удобрений (Васильев, 2009; Назаров и др., 2015; Castro and Tourn, 2003; Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012; Prakash and Verma, 2016) и имеют ряд преимуществ перед калийными солями. Глауконит лишен Cl, поэтому его применение не вызывает проблем раннего засоления сельскохозяйственных полей и исключает загрязнение грунтовых вод (Franzosi et al., 2014). Глауконит содержит около 30 микроэлементов, включая Cu, Zn, Fe, Mn, B, Se, Co, Mo, Cr, Vd, Y, которые служат в качестве необходимых микроэлементов для роста растений. Глауконитовые пески улучшают текстуру почвы, пористость и проницаемость из-за равномерного распределения зерен.

Глауконитовые породы, содержащие, по меньшей мере, 2.2 % K₂O, рассматривались многими учеными как потенциальное калийное удобрение (Franzosi et al., 2014; Karimi et al., 2012). Глауконитовые породы Бакчарского месторождения в среднем содержат 2.5-4.1 % K₂O вместе с магнием, фосфором, цинком и другими ценными элементами. При этом их глауконитовые концентраты содержат до 6.3 % K₂O. Изученные образцы глауконитовых пород химически схожи с коммерческими глауконитовый песчаник Ирана (Karimi et al., 2012). Поэтому есть все основания полагать, что глауконитовые породы Бакчарского месторождения содержат достаточный калий для сельскохозяйственных нужд. Эти глауконитовые породы содержат концентрации тяжелых металлов ниже предельно допустимых уровней. Поэтому применение этих пород в качестве удобрений исключает накопление тяжелых металлов в почвах или пищевых продуктах. Глауконитовые породы Бакчарского месторождения мелкозернистые, слабо сцементированные и содержат гранулированный глауконит до 58.4 %. Эти особенности позволяют оказывать положительный эффект на плодородие почв.

Общие ресурсы глауконита Бакчарского месторождения из славгородской и ганькинской свиты оцениваются почти в 800 млн. т при площади распространения 356.8 км², средней мощности 4 м, среднему содержанию глауконита 24.3 % и среднем объемном весе пород 2.3 кг/м³. При этом в пределах западного участка Бакчарского месторождения площадью 5 км² ресурсы глауконита оцениваются в 34 млн. т при среднем содержании 27.8 %. Из них 4.6 млн. т составляют глауконитолиты, 18.1 млн. т – глауконитовые песчаники и 11.3 млн. т – глауконит-шамозитовые ооидовые железняки.

Результаты исследований по обогащению показали, что мокрое просеивание и электромагнитная сепарация являются эффективными методами увеличения концентраций глауконита. Данное исследование позволило выявить, что глауконитовые породы Бакчарского месторождения и их концентраты при добавлении в почву оказывают стимулирующий эффект.

фekt на рост овса. Применение исходного глауконитолита и гранулометрической фракции (-500+125) мкм глауконитолита и глауконитового песчаника обеспечивает максимальный эффект на энергию прорастания (96.6%) при концентрации 30 кг/га. Исходный глауконитолит (при концентрации 30 кг/га) увеличивает энергию прорастания на 5.2%, высоту растений на 14.3% и зеленую массу на 66.9%. Эти данные указывают на возможность прямого использования небогатого глауконитолита Бакчарского месторождения в качестве минерального удобрения с концентрацией 30 кг/га.

Выводы. В этой работе была изучена возможность использования глауконитовых пород Бакчарского месторождения в качестве нетрадиционного калийного удобрения. На основе полученных результатов были сделаны следующие выводы.

1) Богатые глауконитом породы месторождения по текстурным, минералогическим и химическим характеристикам относятся к трем различным разновидностям, а именно: глауконитолиты, глауконитовые песчаники и глауконит-шамозитовые ооидовые железняки, содержащие 58.4 %, 25.7 % и 24.6 % гранулированного глауконита, соответственно.

2) Мокрое просеивание концентрирует до 90.4% глауконита в гранулометрической фракции (-500+125) мкм для глауконитолита. Электромагнитная сепарация каждого разновидности глауконитовых пород дополнительно увеличивает концентрацию глауконитовых зерен.

3) Аграрные эксперименты показывают, что как исходный, так и обогащенный глауконитолит оказывает одинаковый положительный эффект на рост овса (*Аvena sativa*). Поэтому исходный глауконитолит можно рассматривать как самый дешевый вариант использования глауконитовых пород Бакчарского месторождения в качестве минерального удобрения.

Список литературы

- Castro, L., Tourn, S., 2003. Direct Application of Phosphate Rocks and Glauconite as Alternative Sources of Fertilizer in Argentina. *Exploration and Mining Geology* 12, 71–78.
- Franzosi, C., Castro, L.N., Celeda, A.M., 2014. Technical Evaluation of Glauconies as Alternative Potassium Fertilizer from the Salamanca Formation, Patagonia, Southwest Argentina. *Natural Resources Research* 23, 311–320.
- Karimi, E., Abdolzadeh, A., Sadeghipour, H.R., Aminei, A., 2012. The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants. *Archives of Agronomy and Soil Science* 58, 983–993.
- McRae, S.G., 1972. Glauconite. *Earth-Science Reviews* 8, 397–440.
- Odin, G.S., Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28, 611–641.
- Prakash, S., Verma, J.P., 2016. Global Perspective of Potash for Fertilizer Production, in: *Potassium Solubilizing Microorganisms for Sustainable Agriculture*. Springer India, New Delhi, pp. 327–331.
- Rawashdeh, R. Al, Xavier-Oliveira, E., Maxwell, P., 2016. The potash market and its future prospects. *Resources Policy* 47, 154–163.
- Rudmin, M., Banerjee, S., Mazurov, A., 2017. Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia. *Sedimentary Geology* 355, 20–30.
- Shekhar, S., Mishra, D., Agrawal, A., Sahu, K.K., 2017. Physico-chemical treatment of glauconitic sandstone to recover potash and magnetite. *Journal of Cleaner Production* 147, 681–693.
- Белоус, Н.Х., Николаева, И.В., Казанский, Ю.П., Бабин, А.А., Кляровский, В.М., Бердников, А.П., Юшин, В.И., Нагорский, М.П., Дьяконова, Н.Д., Вдовин, В.В., 1964. Западно-Сибирский железорудный бассейн. СО РАН СССР, Новосибирск.
- Васильев, А.А., 2009. Глауконит - эффективное природное минеральное удобрение картофеля. *Аграрный вестник Урала* 35–37.
- Левченко, Е.Н., Тигунов, Л.П., 2011. Глауконит России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. ВИМС, Москва.
- Назаров, В.А., Медведев, И.Ф., Зеленова, А.Н., 2015. Влияние глауконита на физико-химические и биологические свойства чернозема южного. *Аграрный научный журнал* 10, 10–13.
- Рудмин, М.А., Мазуров, А.К., 2016. Оолитовые руды Бакчарского железорудного узла (Томская область). *Доклады академии наук* 471, 1238–1241.

РАЗВИТИЕ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ КАК СОВОКУПНОСТИ АКВАТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ ПРИРОДНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Н.А. Саноцкая^{1,2}

sanots@rambler.ru

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул. 79

²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга 38

Введение. Развитие Арктической зоны РФ (АЗРФ) связано с решением двух ключевых проблем: рационализации методов хозяйственного освоения и уменьшения (а в идеале и устранения) неблагоприятного воздействия промышленного производства на природные комплексы.

Под развитием понимается направленное, закономерное изменение материи и сознания; в результате развития возникает новое качественное состояние объекта – его состава или структуры (Владимиров, 1990).

АЗРФ можно рассматривать как акватерриториальный природно-хозяйственный комплекс (АПХК) макрорегионального уровня. Межмуниципальные АПХК должны стать объектами особого внимания в условиях АЗРФ, т.к. именно на этом уровне практически решаются проблемы экологически безопасного развития территорий. Причем одним из основных в данном случае должен стать бассейновый принцип организации управления территорией

Автор общей теории систем Берталанфи считает, что имеются общие принципы, поддерживающие существование любых систем (неживых, живых, социальных) независимо от природы составляющих элементов и отношений между ними. Эти принципы могут быть описаны математически. Нахождение этих принципов и математических закономерностей и составляет главную задачу общей теории систем. Они позволяют поставить на точную научную основу такие представления, как целостность, динамика, организация систем.

Необходимое развитие АЗРФ возможно только при комплексном решении экономических, технических и экологических аспектов. (Иванов, Третьяков, 2015)

Методы исследования. Если АЗРФ рассматривать с точки зрения теории систем, то первым этапом исследования системы (АЗРФ) будет определение динамических характеристик объекта.

Пусть существует динамическая система, математическая модель которой

$$\dot{x} = f(u, x, t) \quad (1)$$

где x - регулируемая величина (координата пространства состояний), u - управляющее воздействие или управление, t - время.

Положение управления характеризуется точками некоторой области управления U , которая определяется любым множеством некоторого r -мерного евклидова пространства E_r .

Задание $u = (u^1 \dots u^r) \in U$ равносильно заданию системы числовых параметров $u^1 \dots u^r$.

В зависимости от характера поставленной задачи на управление $u(t)$ накладываются различные условия (кусочной непрерывности, кусочной дифференцируемости и т.д.).

Допустимым управлением называется такое, которое удовлетворяет этим заданным условиям (обычно кусочно-непрерывное).

Можно сказать, что допустимое управление $u(\cdot)$ $t_0 \leq t \leq t_1$ переводит точку в фазовом пространстве из положения x_0 в положение x_1 , если соответствующее ему решение $x(t)$ уравнения (1) удовлетворяющее начальному условию $x(t_0) = x_0$, определено на всем отрезке $t_0 \leq t \leq t_1$ и проходит в момент времени t_1 через $x(t_1) = x_1$.

Тогда формулировка основной задачи такова: в фазовом пространстве X даны две точки: x_0, x_1 . Среди всех допустимых управлений $u(t)$, переводящих точку из положения x_0 в x_1 , найти такое, для которого функционал, характеризующий требования к качеству, принимает экстремальное значение

$$J = \int_{t_0}^{t_1} g(x(t), u(t)) dt.$$

Таким образом, для решения оптимальной задачи необходимо:

- получить математическую модель;
- выбрать функционал, характеризующий требования к качеству системы;
- выбрать граничные условия;
- выбрать подходящий метод теории оптимальных систем.

Выбор критериев качества определяется целями управления.

Цель управления можно рассматривать как достижение экстремума некоторой величины J -критерия оптимальности. Критерий оптимальности зависит от ряда параметров: задающего воздействия, выходной величины, внешнего воздействия, управления, времени. Аналитическая форма записи критерия оптимальности представляет собой функционал. Общий вид функционала

$$J(x^*, x, z, u, t) = \min.$$

В интегральном виде функционал представляется следующим образом

$$J = \int_0^T G(y, x, z, u, t) dt,$$

где $G(y, x, z, u, t)$ - функция оценки. По значению функционала можно определить не только экстремальное значение, но и оценить ухудшение работы системы по величине отклонения $J - J_{ext}$.

Заключение. Территория АЗРФ велика и неоднородна как в природном, так и в экономическом отношении, поэтому возникает необходимость выделения АПХК регионального уровня с учетом неблагоприятных природных условий, производственной деятельности и условий жизни населения.

В Арктической зоне Российской Федерации и на Дальнем Востоке в настоящее время активно формируются Кольский, Архангельский, Ненецкий, Ямальский, Таймырский, Якутский, Чукотский и Сахалинский АПХК. (Кулибаба, Клейменова, 2014; Малов, Тарасова, 2013; Таранов, 2014)

Систематизация процессов управления (в том числе и управления финансовыми потоками) в современной АЗРФ в период её активного освоения представляется обязательным условием оптимизацией затрат и использования трудовых ресурсов.

Физико-математическое описание процессов в акватерриториальных природно-техногенных комплексах может стать реализацией системного подхода и служить обоснованием принятия управленческих решений.

Список литературы

- Владимиров А.М. Системный подход в гидрологических исследованиях // Гидрометеорология – научно-техническому прогрессу. Сборник научных трудов. – Л.: изд. ЛГМИ, 1990, вып. 106. – С. 95-103.
- Иванов В.В., Третьяков М.В. Проблемы восстановления и развития системы гидрометеорологических наблюдений в устьевых областях рек Арктической зоны как основы государственного мониторинга этих поверхностных водных объектов // Общество. Среда. Развитие. №4, 2015. – С. 151-160

Кулибаба В.В., Клейменова И.Е. Оценка устойчивости природно-хозяйственных систем на примере района расположения линейных промышленных объектов // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2014. № 10. – С. 26-32.

Малов В.Ю., Тарасова О.В. Транспорт как сфера сопряжения интересов государства и корпораций в арктической зоне России // Регион: экономика и социология, 2013, № 3 (79). – С. 3-20.

Таранов Р.А. Природно-техногенные источники чрезвычайных ситуаций объектов инфраструктуры нефтегазового комплекса // Экологическое образование и охрана окружающей среды. Технические университеты в формировании единого научно-технологического и образовательного пространства СНГ. Москва, 2014. – С. 155-166.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД ЛАГОНАКСКОГО НАГОРЬЯ, И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ЭКСПЛУАТАЦИИ ДЛЯ НУЖД ВОДОСНАБЖЕНИЯ

П.В. Сомченко, О.Ю. Крицкая
PV_Som@mail.ru

Кубанский Государственный Университет, 350040, Краснодар, ул. Ставропольская 149

Трещинные и карстовые подземные воды широко распространены на территории России. Закарстованные карбонатные породы часто характеризуются высокой проницаемостью и большими эксплуатационными запасами, что определяет благоприятные условия формирования крупных месторождений подземных вод (Боревский, Б.В., Хордикайнен, М.А., Язвин, Л.С., 1975). Но на Кубани данные воды мало эксплуатируются. В то же время в некоторых районах Краснодарского края и республики Адыгея с широким развитием карста наблюдается нехватка воды для водоснабжения расширяющейся туристской инфраструктуры.

Территорией исследований является Лагонакское нагорье, расположенное на Западном Кавказе в междуречье Белой и Пшехи (Рис. 1).



Рисунок 1. Территория исследований

Подземные воды на всей площади нагорья развиваются в условиях широкого развития карста, что накладывает отпечаток на их режим и особенности распространения.

Карст развивается на исследуемой территории в чистых и доломитизированных известняках верхней юры, мощность которых здесь колеблется от 200-300 м в пределах лагонакской толщи до 800-900 м в пределах рифовых массивов г. Фишт (Лозовой, С.П., 1984). Региональным водоупором являются аргиллиты тоарского яруса нижней юры, на которых несогласно с размывом залегают карстующиеся верхнеюрские известняки.

Проникновению вглубь массива поверхностных вод способствуют разрывные нарушения различных направлений, к которым на некоторых участках приурочены цепочки карстовых воронок и отдельные карстовые системы.

Одним из главных факторов широкого распространения карста на данной территории, наряду с геологическим строением, является наличие пологих и почти горизонтальных структурно-денудационных поверхностей, что связано с особенностями тектонического строения Лагонакского нагорья. Оно является достаточно крупной поперечной структурой, испытавшей слабые деформации на неотектоническом этапе.

Для таких поверхностей характерно площадное распространение и высокая плотность группировок воронок различных типов, что обеспечивает большую интенсивность инфильтрационного питания подземных вод на задернованных поверхностях и инфилюационного питания на участках голого карста.

Годовое количество осадков составляет от 1100 (Гузерибль) до 2600 мм (приют Фишт) и более (Лурье, П.М., Панов, В.Д., Ткаченко, Ю.Ю., 2005). В распределении осадков, в том числе снега, наибольшую роль играют орографические особенности. Снежный покров здесь устойчив, так как почти вся территория находится на высотах более 1000 м. Наибольшую роль в развитии карста играют снежники, сохраняющиеся в течение лета и являющиеся постоянным источником агрессивной влаги. Примеры коррозионного воздействия на обнажённые поверхности известняков отмечаются практически повсеместно на хр. Каменное море, г. Фишт.

На территории исследований представлены два типа карста: голый и задернованный.

В пределах поверхностей с задернованным карстом большая часть атмосферных осадков, за вычетом испарения, расходуется на формирование инфильтрационного питания трещинно-карстовых вод, что является более благоприятным для стабильного дебита карстовых источников и качества вод.

Таким образом, на всей территории Лагонакского нагорья складываются благоприятные условия для формирования больших запасов карстовых вод. Они обычно разгружаются в виде источников. Так как территория нагорья слабо расчленена реками, а карстующиеся породы залегают субгоризонтально или со слабым наклоном, то наиболее крупные источники здесь отмечены на периферии нагорья.

К ним относятся:

- Источник на р. Режет. Минимальный дебит $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$
- Источник на р. Пограничка. Минимальный дебит около $0,4 \text{ м}^3/\text{с}$
- Источник на реке Серебрячка. Дебит составляет $0,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

На двух последних источниках расположены водозаборы, питающие города Майкоп, Апшеронск и ряд других населенных пунктов.

В пределах основной части Лагонакского нагорья также отмечаются источники, хотя и с меньшим дебитом. Чаще всего, это дренируемые реками карстово-водоносные системы.

Примером могут служить источники пещеры Исиченко (минимальный дебит $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$), пещеры Монаховой (минимальный дебит $0,02 \text{ м}^3/\text{с}$).

Полевые наблюдения за особенностями формирования карстовых вод проводились в ходе геологической практики и охватывали восточную и юго-восточную часть Лагонакского

нагорья (хр. Каменное море, Абадзеш-Мурзикао, г. Оштен). Были описаны отдельные карстовые источники, отмечены участки поглощения поверхностных вод, выявлены предположительные области питания и разгрузки.

Источник пещеры Овечья

Пещера расположена на левом берегу р. Курджипс в 150 м от русла на высоте около 1570 м. Карстовый источник выходит из нижних ярусов пещеры, недоступных для человека в 50 м от нижнего выхода. Дебит составляет около 20 л/с. Температура воды – 5,2°C. Преобладает инфильтрационное питание в условиях задренованного карста. В некоторых воронках отмечаются и открытые поноры. Площадная закарстованность области питания 1%.

Карстовый источник на р. Армянка

Источник расположен на правом берегу р. Армянка на высоте около 20 м над руслом. Находится на пересечении продольных и поперечных разрывных нарушений неподалеку от контакта карстующихся и водоупорных пород. Дебит составляет 30–40 л/с. Температура – 1,6°C. Область питания находится, предположительно, в районе истоков реки Армянка, где были отмечены участки поглощения понорами поверхностных водотоков, также возможно расположение области питания на северо-западных склонах г. Оштен.

Значительная часть карстовых вод нагорья концентрируется в крупных карстовых полостях. Пещеры здесь в основном имеют сложное строение. Многие из них вертикальные или наклонные.

Примером такой системы может служить пещера Абсолютная. Это вертикальная пещера, расположенная на хребте Каменное Море на высоте 1990 м. На поверхности близ полости водотоки отсутствуют. Питание снежно-дождевое, преимущественно инфильтрационное, так как на данном участке сильно развит голый карст с хорошо выраженными понорами. Инфильтрационное питание также отмечается.

Вход в шахту обычно перекрывается снежной пробкой, не тающей даже летом, размеры и конфигурация которой ежегодно меняются. По горизонтальной части полости течёт ручей с расходом до 100–200 л/с, который принимает несколько мелких притоков, а из хода Партизанский – крупный приток. Расход у конечного сифона, расположенного на глубине около 300 м, составляет 400–500 л/с. Паводки не отмечены. Температура воды 3–4°C. (Комиссия спелеологии и карстоведения).

Площадь области питания составляет около 3 км². Площадная закарстованность очень высокая и составляет 40%. Судя по направлению подземной реки, предполагаемая область разгрузки находится на восточном склоне хр. Каменное море и приурочена к разрывному нарушению, с которым связана пещера.

В результате проведения полевых и камеральных работ было установлено, что известные источники имеют температуры воды, близкие к среднегодовой температуре воздуха, что говорит о её длительном прохождении от области питания к месту разгрузки. По составу воды пресные, гидрокарбонатные.

Режим карстовых вод здесь связан в основном с природными факторами и является достаточно стабильным. Часть источников удобно расположена, что позволяет использовать карстовые воды для водоснабжения, хотя бы на локальном уровне, для обеспечения отдельных объектов туристской инфраструктуры.

Однако существуют и отрицательные факторы. Для данной территории это, прежде всего, активизация эрозии в районе активно эксплуатируемых грунтовых дорог и троп, что приводит к кольматации поноров глиной, смываемой с поверхности, и механическому загрязнению вод. Загрязнение карстовых вод возможно также из-за высокой доли инфильтрационного питания в местах их поглощения с поверхности в результате вырубки леса, выпаса скота или сброса отходов в карстовые полости, что отмечается на отдельных участках нагорья, в том числе и на территории Кавказского биосферного заповедника. Все это говорит о

необходимости более тщательного исследования возможностей эксплуатации карстовых вод в исследуемом районе с учетом всей совокупности природных и антропогенных факторов.

Список литературы:

- Боревский, Б.В., Хордикайнен, М.А., Язвин, Л.С., 1975. Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. с.248
- Лозовой, С.П., 1984. Лагонакское нагорье. с. 160
- Лурье, П.М., Панов, В.Д., Ткаченко, Ю.Ю., 2005. Река Кубань: гидрография и режим стока. с. 498
- Погорелов, А.В. (под редакцией), 2000. Физическая география Краснодарского края: учебное пособие. с. 188
- Комиссия спелеологии и карстоведения. URL: <http://www.rgo-speleo.ru/caves/kavkaz-dubl.htm>

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ»

Терехова А.В.¹, Зеленковский П.С.¹, Подлипский И.И.¹, Хохлаков В.Р.²

olina2108@mail.ru

¹кафедра экологической геологии, СПбГУ, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7/9

²ФГБУ Национальный парк «Смоленское Поозерье», п. Пржевальское, Смоленская область

С 2014 года сотрудниками и студентами каф. Экологической геологии ведутся работы по комплексной эколого-геохимической оценке компонентов природной среды территории национального парка (НП) «Смоленское Поозерье» (Подлипский, 2014; Кононова и др., 2015), который является ООПТ федерального значения и имеет статус биосферного резервата под эгидой организации «ЮНЕСКО». В 2015-2016 гг. при участии автора (Терехова и др., 2016(а,б)) полевые и лабораторные работы были продолжены для более подробного и полного изучения территории.

Оперативное отслеживание содержаний загрязнителей, а также изучение закономерностей их распределения и миграции в природных компонентах таких объектов как особо охраняемые природные территории невозможно без четких представлений о фоновых содержаниях исследуемых элементов. Это является первоочередной эколого-геохимической задачей и служит основой для дальнейшего мониторинга окружающей среды.

В данной работе исследуются закономерности площадного распределения тяжелых металлов и металлоидов в природных средах (почва, донные осадки, водные организмы), а также оценивается возможность использования водных организмов с различным режимом питания (хищные рыбы и моллюски) в качестве индикаторных объектов для эколого-геохимического мониторинга территории.

Центральная часть НП «Смоленское Поозерье» является селитебной территорией с хозяйственными объектами с достаточно низкой антропогенной нагрузкой (территория ООПТ с охранным режимом). Исходя из этого, предполагается, что в данной работе результаты анализов концентраций загрязнителей в природных средах будут достаточно равномерно распределены по всей площади участка, а также будут находиться на гораздо более низком уровне, чем ПДК. Поэтому, определяя исходную точку для дальнейшего мониторинга природной среды, необходимо выбирать для анализа наиболее буферные природные среды, в которые отражают накопленные изменения в течение долгого периода времени (почвы, донные осадки и рыба, являющаяся вершиной пищевой цепи для водоемов, а также моллюски – фильтраторы водной взвеси).

Методика исследования. Настоящее исследование охватывает центральную часть территории НП «Смоленское Поозерье», на которой по берегам акваторий крупнейших озер парка (Сапшо, Рытое, Баклановское) расположены основные хозяйственные и рекреационные объекты. Разработка системы эколого-геохимического мониторинга очень важна для оптимального регулирования размещения и функционирования реакционных и хозяйственных объектов на территории национального парка.

В период полевых работ 2014-2016 года на территории отбирались пробы почв, нестратифицированных донных осадков, а также водных организмов (речной окунь и беззубка обыкновенная).

При отборе почв также учитывались ландшафтные особенности территории для изучения площадного распределения тяжелых металлов в пределах различных элементарных геохимических ландшафтов.

Пробы почв, донных осадков, а также органы были проанализированы с помощью атомно-эмиссионного метода (ICPE AES). Для почв вокруг озера Сапшо был проведен также анализ подвижных форм тяжелых металлов, извлеченных аммонийно-ацетатным буфером.

Далее результаты были статистически обработаны. На данный момент существуют различные подходы к установлению фоновых концентраций химических элементов. Это значение может рассчитываться как среднее арифметическое, среднее геометрическое или медианное. Из курса статистики известно, что параметрическое среднее значение адекватно характеризует нормальное распределение с известными границами ряда. Однако глобальное распределение содержаний тяжелых металлов и металлоидов в почвах, образовавшихся на разных породах, не отвечает этому условию. Поэтому следует использовать непараметрическую величину, чаще всего определяют медиану. Геохимики еще в 60-годах XX в. рекомендовали (Хокс, Уэбб, 1964) при незакономерном статистическом распределении принять за фоновое содержание тяжелых металлов и металлоидов медиану. В настоящее время именно медиану используют для геохимической характеристики среднего содержания тяжелых металлов и металлоидов. Среднее арифметическое значение за счет единичных «ураганых» концентраций оказывается сильно завышенным по сравнению с медианным. Это надо иметь в виду при использовании кларков по Виноградову, где приведены средние арифметические значения. Фоновые содержания тяжелых металлов и металлоидов рассчитывают отдельно для почв и отдельно для донных осадков.

Помимо этого необходимо установить различия и сходства в фоновых содержаниях тяжелых металлов в пределах разных геохимических ландшафтов, определить, происходит ли аккумуляция химических элементов в пониженных формах рельефа (трансэлювиальные и иллювиальные ландшафт).

При изучении содержания тяжелых металлов и металлоидов в почвах «Смоленского Поозерья» оценивалась также однородность их распределения по площади изучаемого участка с помощью анализа значений коэффициентов вариации (отношение абсолютного отклонения к медиане, выраженное в процентах).

Результаты исследования почв. В данной работе было проанализировано валовое содержание тяжелых металлов, а также содержание подвижных форм элементов (Cu, Cr, Zn, Ni, As, Cd, Pb) в поверхностном горизонте почв центральной части «Смоленского Поозерья». Во всех пробах обнаружены такие элементы как Pb, Cu, Cr, Zn, Ni, а концентрации As и Cd оказались ниже порога обнаружения прибора. Для каждого элемента оценивался характер распределения, а также были рассчитаны средние значения выборок, медианы и коэффициента вариации.

Таблица. 1

Фоновые концентрации тяжелых металлов в почвах

Химический элемент	Фоновое содержание (мг/кг)
As	<0,4
Cd	<0,4
Co	5
Cr	8
Ni	6
Pb	28
Zn	24
Cu	13

При изучении подвижности тяжелых металлов было выявлено, что все элементы имеют достаточно низкую подвижность (менее 15%).

При помощи критериев Стьюдента и Фишера (доверительная вероятность 95%) было установлено, что значимое накопление тяжелых металлов в пониженных формах рельефа отсутствует.

Результаты исследования водных объектов. При исследовании водных экосистем парка анализировалась валовое содержание тяжелых металлов в донных осадках наиболее крупных озер (Сапшо, Рытое и Баклановское), а также в органах и тканях хищных рыб (окунь) отобранных из акваторий данных озер.

Атомно-эмиссионным методом было исследовано 24 пробы донных отложений из оз. Баклановское, 22 пробы из оз. Сапшо, а также 10 проб из оз. Во всех пробах проанализировано содержание Cu, Cr, Zn, Ni, As, Cd, Pb (концентрации мышьяка и кадмия оказались ниже порога обнаружения прибора). Далее полученные данные статистически обрабатывались.

Анализ значений коэффициентов вариации в оз. Баклановское и Сапшо (более 55%) выявили неравномерное распределение цинка. Области его наиболее интенсивного накопления связаны с центральной частью озера Сапшо, а также с районами оз. Баклановское, находящимися вблизи поселка и базы отдыха Бакланово. Таким образом, цинк является показателем общего антропогенного воздействия на данной территории и может служить основным маркером для проведения эколого-геохимического мониторинга.

В пределах парка «Смоленское Поозерье» не существует промышленных объектов, однако здесь техногенный цинк может попадать в окружающую среду с бытовыми стоками и ливневыми стока с оцинкованных крыш и других деталей, бытовыми отходами, а также от автомобильного транспорта.

Анализ содержания тяжелых металлов и металлоидов в водных организмах. Хищные рыбы, такие как окунь, являются вершиной пищевой цепи водоемов, поэтому обнаружение тяжелых металлов в их организмах помогает выявить наличие источников поступления ТМ в водную среду. Тяжелые металлы (Zn, Cd, Pb,) интенсивно концентрируются в органах и тканях рыб, поэтому некоторые металлы могут обнаруживаться только в биологических организмах, а в донных осадках находится в очень низких концентрациях (ниже порога обнаружения). Поэтому комплексная оценка системы донные осадки-биота служит интегральным показателем состояния водной среды за долгий период времени.

Жабры, как орган, напрямую контактирующий с водной средой, накапливается практически все тяжелые металлы наиболее интенсивно.

Наибольшие концентрации химических элементов также обнаружены в печени рыбы, так как она является местом детоксикации элементов. Никель и кобальт, в свою очередь, наиболее интенсивно аккумулируются в покровных тканях хищных рыб (чешуя).

В телах моллюсков, а также в жабрах, сердце и скелете окуней из озера Сапшо, а также скелете окуней оз. Рытого обнаружен кадмий. Хотя концентрации Cd в донных осадках озер находятся ниже предела обнаружения прибора, нахождение тяжелого металла в органах и тканях рыбы может свидетельствовать о наличии некоторых источников его поступления в водную среду. Данный аспект требует более подробного изучения в будущих исследованиях. Содержание данного химического элемента, однако, ниже, чем существующие нормативы ПДК для пищевых продуктов.

Выводы. В работе рассчитаны фоновые концентрации следующих тяжелых металлов и металлоидов в почвах и донных парка «Смоленское Поозерье»: Cu, Cr, Zn, Ni, As, Cd, Pb, Ni. Содержание кадмия и мышьяка во всех пробах оказалось ниже порога обнаружения прибора.

Речной окунь и беззубка обыкновенная оказались достаточно показательными объектами для отслеживания относительного содержания таких металлов как кадмий и цинк, поэтому в будущем могут использоваться как индикаторы для эколого-геохимического мониторинга территории парка.

Цинк является маркером общего антропогенного воздействия на территории, поэтому отслеживанию его содержания следует уделить наибольшее внимание.

Полученные данные о фоновых содержаниях тяжелых металлов в почвах потенциально чистой территории ООПТ могут также в будущем использоваться как региональные фоновые показатели для эколого-геохимических исследований всего региона.

Список литературы

- Кононова Л.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Фоновые содержания тяжелых металлов в почвах национального парка «Смоленское Поозерье» // Летопись природы. Тема: Мониторинг состояния и методы сохранения природных комплексов национального парка. - ФГУ «Смоленское Поозерье», книга 10, 2015.
- Подлипский И.И. Методика эколого-геологической оценки территории полигона бытовых отходов (пос. Пржевальское, Смоленская область). // Материалы IV международных чтении памяти Н.М. Пржевальского: «Творческое наследие Н.М. Пржевальского и современность». Смоленск: Изд-во «Манжета», 2014, с. 120-123;
- (а) Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р., Разработка сети пробоотбора для комплексного эколого-геологического мониторинга территории национального парка «Смоленское Поозерье». // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной памяти профессора В.А. Шкаликова Природа и общество: в поисках гармонии Сборник научных статей: материалы докладов. Смоленский гуманитарный университет; ответственный редактор: Е.А. Бобров. Смоленск, 2016, с. 150-155;
- (б) Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р., Геохимия Почв НП "Смоленское Поозерье". // Тезисы докладов Восьмого Молодежного Конгресса по итогам практик. Разведка и добыча горючих ископаемых, геология, география, экология, учебные практики, нефтехимия, Москва, 2016, с. 205 – 207
- Хокс Х., Уэбб Дж., Геохимические методы поисков минеральных месторождений. Москва: Мир, 1964.

Петрология и металлогения

АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЖИЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ РАЙОНА ОЗЕРА ВУОСНАЯРВИ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Р. Л. Анисимов

romjulleoanis@mail.ru

ФГБОУ ВПО «Санкт-Петербургский государственный университет»
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7-9

Введение. Куолярвинская структура – остаток протоплатформенного чехла, выполненный метаосадками и metavулканитами ятулия-людиковия (PR₁) и приуроченный к зоне сочленения Карельского, Беломорского блоков и Свекофеннской области Балтийского щита (Полеховский, Воинов, 1987). Куолярвинская зона - один из перспективных районов Северной Карелии и Мурманской области для поисковых работ на золото. Здесь расположено кварцевожильное золоторудное месторождение Майское и ряд рудопроявлений. Кроме того, на сопредельной территории Республики Финляндия разрабатывается группа месторождений подобного типа. В ходе работ по геологическому доизучению площади «ГДП-200 листов Q-35-XII, XVIII» (АО «Северо-Западное ПГО» («Росгеология»)) в 2016г была выявлена кварцевая жила, признанная перспективной на золото и ставшая объектом настоящего исследования.

Объект исследования. Расположен примерно в 8 км к северо-северо-западу от месторождения Майское в 39 км к юго-западу от сельского поселения Алакуртти на берегу озера Вуоснаярви, в зоне пересечения региональных разрывных дислокаций субмеридионального, субширотного и северо-восточного простирания, в пределах развития metavулканитов. Породы темно-серого цвета, мелкозернистые, пятнистые, присутствует рассеянная сульфидная минерализация (пирит, пирротин).

Видимая мощность жилы около 2,7 м. Генеральное простирание жилы – северо-западное. Элементы залегания контактов: лежащее крыло – Аз.

Пад. 25°, угол 65°; всиачее крыло – Аз. пад. 45°, угол 78°. Породы в всиачем контакте жилы интенсивно метасоматически проработаны. Непосредственно на контакте наблюдается зона интенсивного брекчирования, на границе брекчии и жилы развивается практически сплошной агрегат хлорит-биотитового состава. Лежащий контакт жилы четкий, достаточно ровный, наличие продуктов метасоматоза определяется с трудом.

Само жильное тело сложено гранулированным кварцем, местами

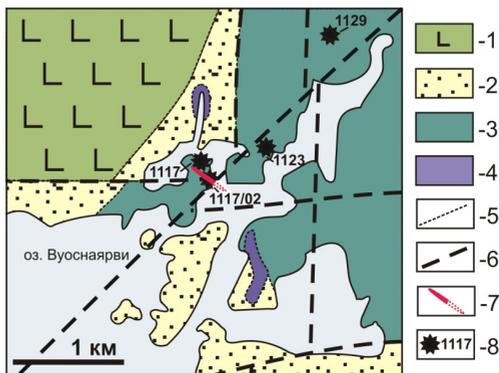


Рисунок 1. Схема геологического строения окрестностей объекта исследования. Составлена автором по полевым материалам (Михайлов, 2016), а также по: (Предварительная геологическая..., 2015), (Специализированная на уран..., 2004).

1 – метабазиты (соткойвинская свита), 2 – метаосадки (кайларская свита), 3 – метабазиты (апарвинская свита), 4 – интрузивные образования Куолярвинского габбро-перидотитового комплекса, 5 – предполагаемые геологические границы, 6 – предполагаемые разрывные нарушения, 7 – объект исследования и его простирание (не в масштабе), 8 – отмеченные коренные выходы метасоматически измененных пород и соответствующие им номера точек наблюдения.

брекчированным и деформированным. К зонам брекчирования приурочены многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Также встречены чужеродные сильнорассланцованные фрагменты пород, не обнаруженных поблизости от жилы. Сульфидное оруденение неоднородное, приурочено к зонам сближенной трещиноватости и брекчирования. Обильная рудная минерализация отмечается в висячем крыле жилы в зоне брекчирования. Макроскопически диагностируется пирит, халькопирит, пирротин, возможно кобальтин или самородная медь.

Необходимо добавить, что в окрестностях жилы обнаружен выход пород кислого состава (вероятно дайка или прожилки).

Методы исследования. Каменный материал, необходимый для написания работы, был отобран автором исследования. В ходе работы производилось микроскопическое описание шлифов (ИНОЗ СПбГУ), микрозондовое исследование (РЦ СПбГУ «Геомодель», сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, EDS-спектрометр Oxford Instruments X-Max 20), рамановская спектроскопия газово-жидких включений (рамановский спектрометр Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800).

Результаты. На основании микроскопического описания вмещающая порода определена как амфиболит биотитизированный (Петрографический кодекс..., 2009). Структура породы реликтовая бластоофитовая, что позволяет охарактеризовать исходную породу как микрогаббро.

Основные метаморфические минералы – плагиоклаз и амфибол. Плагиоклаз (14-31 об. %) сильно сосюритизирован, морфология индивидов зачастую затусована продуктами изменения, иногда диагностируется их лейстовидный облик. По химическому составу плагиоклаз отвечает альбиту ($Al_{0.6}$).

Амфибол (55-70 об. %) представлен четырьмя разновидностями (Hawthorne et al., 2012). Ферропаргасит и железистая роговая обманка-1 формируют крупные удлиненные индивиды (до 1 мм) и, вероятно, были сформированы на стадии прогрессивного метаморфизма. Железистая роговая обманка-2 и актинолит образуют структуры распада в первичных амфиболах и, по-видимому, связаны с метаморфизмом регрессивного этапа. В последовательности образования амфиболов отмечается вынос натрия и рост содержания кремния, а также уменьшение содержания железа и титана.

Хлорит и биотит образуют плотные агрегаты, секущие минералы метаморфогенной ассоциации. Формирование данных минералов происходило субсинхронно и, вероятно, связано с процессом метасоматоза. Хлорит и биотит развиваются по амфиболу. Кроме этого, наблюдаются мелкие кристаллы хлорита, развивающиеся по плагиоклазу и вероятно связанные своим происхождением его распадом в ходе регрессивного метаморфизма. В хлорите и биотите отмечается тренд, обратный по отношению к наблюдаемому в амфиболах – с приближением и жильному телу наблюдается уменьшение содержания кремния и рост железа. Данный факт, вероятно, объясняется прогревом породы в ходе воздействия флюида. Температура формирования биотита оценена приблизительно в 600°С (Henry et al., 2005). Температура формирования метасоматического хлорита оценена в диапазоне 450 – 600°С (хлоритовый геотермометр (Inoue et al., 2009), на диаграмме R^{2+} - Si (Wiewióra, Weiss, 1990)). На этапе метасоматоза также, вероятно, формируется калиевый полевошпат и барит.

В качестве породообразующих минералов можно упомянуть также ильменит и кварц. Оба минерала, вероятно, имеют метаморфическое происхождение. Ильменит при этом формирует характерные симплектитоподобные структуры, и, вероятно, образовывался в ходе разложения амфиболов при регрессивном метаморфизме.

В формировании рудной минерализации можно выделить три основных этапа. На первом этапе, в ходе регрессивного метаморфизма, формируется ильменит, а позднее, когда стала преобладать активность серы, пирит. На втором этапе, связанном с формированием

жилы, формируется основная сульфидная минерализация - пирротин и халькопирит. Данные минералы обычно образуют субсинхронные сростания. Вероятно в это же время или несколько позднее образуется сфалерит. Данная ассоциация формируется позже кристаллизации метасоматического хлорита. На третьем этапе образуется селенидно-теллуридно-благороднометальная минерализация. Основные минералы: промежуточные члены ряда галенит-клаусталит, теллуриды висмута, серебра и золота (цумоит, теллуровисмутит, гессит, петцит), а также электрум. В ходе исследования был установлен единичный знак электрума в сростании с петцитом 56x44 мкм овальной формы. Располагается в зерне пирротина. Отмечается содержание серебра 21%. Наличие чистых фаз гессита и петцита позволяет предположить об их кристаллизации при температуре ниже 250 °С (Frueh, 1959).

В ходе изучения газовой-жидких включений под микроскопом, произведенном Толмачевой Е. В. (ИГГД РАН) было установлено, что подавляющее большинство включений водные и содержат кристаллы галита и сильвина, что свидетельствует о высокой насыщенности исходного раствора. Кроме того отмечены жидкие включения с пузырьками газа (пар, реже углекислота). Отмечены отдельные газовые углекислотные включения. Различный размер кристаллов солей, пузырей газа, а также различная подвижность пузырей в сингенетических включениях, говорит о вещественной и плотностной неоднородности раствора и возможном его вскипании. Вскипание могло происходить вследствие относительного увеличения объема флюида при кристаллизации кварца. Рудные включения трассируют трещины между зёрнами кварца, что свидетельствует об отжиме остаточного рудоносного флюида в межзерновое пространство в обстановках растяжения. При этом раствор растворял часть кварца, о чем свидетельствуют многочисленные поры.

Обсуждения результатов. На основании приведенных исследований можно привести условную схему развития минеральных парагенезисов жилы и вмещающей породы:

1. Микрогаббро (внутренняя раскристаллизованная часть базальтового покрова или субвулканическое тело) подвергается метаморфизму прогрессивного этапа и становится амфиболитом. Исходный плагиоклаз раскисляется до андезина. Магматический пироксен распадается с образованием роговой обманки ряда ферропаргасит – феррогорбленд-1 и кварца.
2. Амфиболит подвергается регрессивному метаморфизму. Плагиоклаз раскисляется до практически чистого альбита. Вынесенный из плагиоклазов кальций идет на построение продуктов сосюритизации – эпидота, цоизита и кальцита. По плагиоклазу также развивается хлорит, источником магния и железа для его построения служат, вероятно, разлагающиеся роговые обманки. Разложение метаморфических роговых обманок сопровождается образованием вторичных амфиболов: феррогорбленда – 2, а позднее – актинолита. В этом ряду происходит удаление из амфиболов натрия, который, вероятно, идет на построение альбита, а также титана и железа, которые формируют индивиды ильменита. На более позднем этапе начинается образование пирита.
3. Порода подвергается воздействию агрессивного хлоридного водного флюида, ответственного за формирование жильного тела. Происходит некоторый прогрев вмещающей породы и привнос калия. Амфиболы подвергаются биотитизации и хлоритизации. Их них полностью выносятся кальций, часть которого, вероятно уходит на построение кальцита, а часть, возможно, выносятся из системы с раствором. При взаимодействии амфиболов с калийсодержащим флюидом формируется биотит, при его отсутствии – хлорит. Возможно, что хлорит из продуктов распада плагиоклазов на данном этапе подвергается полной перекристаллизации и его вещество уходит на формирование новообразованного хлорита. Вероятно, процесс метасоматоза был достаточно длительным и калийсодержащий флюид мог взаимодействовать новообра-

зованным хлоритом, что фиксируется образованием более поздних биотитовых прожилков в хлорите. На поздних этапах происходит становление индивидов калиевого полевого шпата и барита, образуется жильный кварц. Вероятно, субсинхронно с формированием хлорита происходит образование пирротина, халькопирита и сфалерита. На заключительном этапе формируется селенидно-теллуридно-благороднометаллическая минерализация.

4. После выведения жильного тела в приповерхностные условия происходит окисление сульфидов с образованием борнита, ковеллина и гидроокислов железа.

Выводы. На основании исследования проявление можно типизировать как рядовой кварцевожильный золоторудный объект пирит-пирротин-халькопиритового типа. Для подобных жил в пределах Куолярвинской структуры характерны средние содержания золота (до нескольких десятков г/т). Степень подобия с другими хорошо изученными жильными объектами данной территории (месторождение Майское, рудопроявление Кайралы) может быть охарактеризована как выше среднего (около 60%). Основными рудоконтролирующими факторами являются: приуроченность к областям пересечения региональных разрывных дислокаций, предположительно расположенное поблизости проявление кислого интрузивного магматизма (дайка или прожилков).

Благодарности. Хочется отдельно поблагодарить Березина Алексея Васильевича, моего научного руководителя за всестороннюю помощь в проведении исследований. Также выражаю искреннюю благодарность Ковалю А. В., Михайлову В. И., Павлюку В. М., Кацнельсону А. Б., Колядиной А. и всем другим членам нашего полевого отряда, Власенко Н. С. и Шиловских В. В., Бочарову В.Н. анализаторам РЦ СПбГУ «Геомодель», Никитиной М. В. (кафедра ГМП И СПбГУ), Решетовой С. А., (кафедра петрографии СПбГУ), Толмачевой Е. В. (ИГГД РАН), а также всем, кто помогал в проведении исследований.

Список литературы

- Михайлов В. И. Полевой дневник. Объект работ «ГДП-200 Куола-Панаярвинской площади». Листы Q-35-XII, Q-35-XVIII. СПб.: АО СЗПГО, 2016. (ФГБУ «Росгеолфонд», Северо-Западный филиал).
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Под ред. Богатикова О. А. Изд. 3-е. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
- Полеховский Ю.С., Воинов А.С. Этапы формирования структур карельского комплекса южного берега Панаярви. // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск, 1987. С. 99-111.
- Предварительная геологическая карта дочетвертичных образований, листы Q-35-XII, Q-35-XVIII масштаба 1:200 000. Отв. исполнитель: Михайлов В.И. СПб.: АО «ПКГЭ», 2015. (ФГБУ «Росгеолфонд», Северо-Западный филиал).
- Специализированная на уран структурно-формационная карта Куусамо-Пана-Куолярвинского сланцевого пояса, масштаба 1:200 000. Редакторы: Кайя, К., Миронов, Ю.Б., Харламов М.Г., 2004
- Bourdelle F., Cathelineau M. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R₂+Si diagram. // Eur. J. Mineral, 2015. 27. P. 617–626.
- Frueh A. J. The crystallography of petzite, Ag₃AuTe₂. // American Mineralogist, 1959. V. 44. P. 693-701.
- Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup. // American Mineralogist, 2012. V. 97. P. 2031 – 2048.
- Henry D.J. et al. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. // American Mineralogist, 2005. V. 90. P. 316-328.
- Inoue A. et al. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. // Clays Clay Miner., 2009. 57. P. 371–382.
- Wiewióra, A., Weiss, Z. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The chlorite group. // Clay Miner., 1990. 25. P. 83–92.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛИ ИЗ КСЕНОЛИТОВ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ (ВУЛКАН СВЕРРЕ, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

Д.С. Ашихмин¹, Ю-С. Чен², А.Е. Мельник^{1,3}

dmitriy-ashikhmin@mail.ru

¹ Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, 21-я линия 2;

² Школа наук о Земле и Космосе Университета науки и технологий Китая, Хэфэй

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова 2

Изучение мантийных ксенолитов к настоящему моменту является единственным источником информации о глубинном строении Земли. Ксенолиты являются свидетелями и участниками процессов, протекающих в мантии, и несут в себе информацию о минералогических и геохимических изменениях, связанных с миграцией и перераспределением вещества.

Выбор шпинели для детального минералого-геохимического исследования ксенолитов и реконструкции процессов, происходящих в мантии, не случаен. Шпинель является наиболее стабильным и устойчивым к вторичным изменениям минералом, который стремится сохранить свой первичный состав, что является важным при изучении строения верхней мантии Земли.

Химический состав минералов на уровне главных элементов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200.

Содержание редкоземельных элементов были измерены методом LA-ICP-MS в Лаборатории корово-мантийного вещества и обстановок Университета науки и технологий Китая (г. Хэфэй). Подробная методика изложена в (Liu et al., 2010).

Ксенолиты представлены шпинелевыми лерцолитами следующего минерального состава, типичного для данных пород: оливин (80%), клинопироксен (13%), ортопироксен (5%), шпинель (2%). В свою очередь, шпинель делится на две генерации: первую – кристаллы, возникшие из первоначального расплава, и вторую, связанную с процессом мантийного метасоматоза (рис. 1).

Шпинель первой генерации представлена ксеноморфными кристаллами, расположенными в межзерновом пространстве оливина и клинопироксена. Размер кристаллов шпинели варьирует от 50 мкм до первых миллиметров. По своему химическому составу шпинель первой генерации относится к герциниту, содержание Al_2O_3 составляет в среднем 53 мас.%, Cr_2O_3 – 13 мас.%. Индивидуальные зерна шпинели в целом не зональны по составу, однако, при сравнении состава разных зерен шпинели даже в пределах одного образца наблюдается изменение содержания главных элементов.

Мелкие кристаллы второй генерации, размером в среднем 5 мкм, имеют более идиоморфный облик и обрастают в виде мелкой щетки зерна шпинели первой генерации (рис. 1). По содержанию главных элементов шпинель второй генерации отличается от шпинели первой генерации пониженным содержанием глинозема (до 42 мас.%) и увеличением содержания Cr_2O_3 в среднем на 20

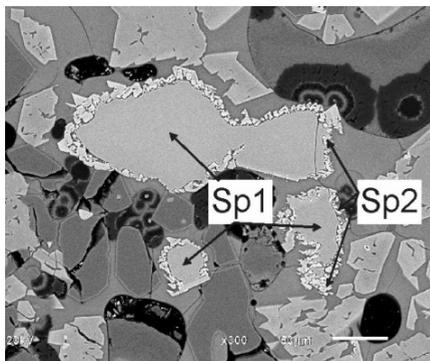


Рисунок 1. Изображение в режиме BSE шпинели из мантийных ксенолитов: Sp1- шпинель первой генерации, Sp2 – шпинель второй генерации.

мас.%. Мелкий размер кристаллов второй генерации не позволяет исследовать их методом лазерной абляции, поэтому ниже обсуждается редкоземельный состав только шпинели первой генерации.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в шпинелидах - достаточно сложный вопрос, так как до настоящего времени точно не установлено, какую позицию занимают ионы REE в кристаллической решетке минерала. Однако стоит отметить, что в работе Ф.П. Леснова (2009) выдвигается предположение, что наиболее вероятными кандидатами, позицию которых в шпинелидах занимают трехвалентные ионы HREE, являются ионы $^{VIII}Fe^{2+}$ и $^{VIII}Mg^{2+}$.

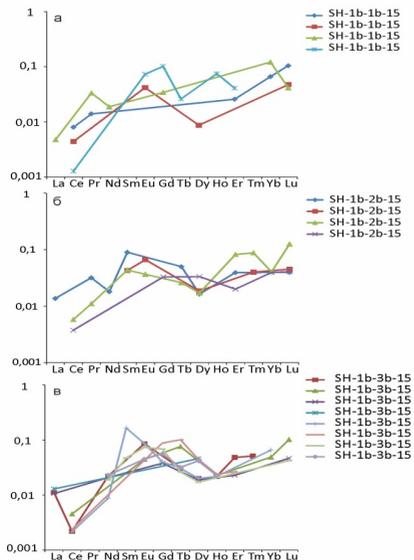


Рисунок 2. Спектры распределения (нормированные на состав хондрита CI) редкоземельных элементов в шпинели из ксенолита SH-1 (а - центральная, б - промежуточная, в - краевая часть).

Нормированное содержание легких REE во всей выборке шпинелей увеличивается от La до Eu и далее, до Gd. В некоторых шпинелях содержание La и Ce находится ниже порога чувствительности метода LA-ICP-MS. Eu-аномалия в ряде образцов имеет неявно выраженный положительный характер (рис. 2). Содержание тяжелых REE носит резко дифференцированный характер, от Gd до Dy наблюдается уменьшение нормированных содержаний, а минимальное значение среди HREE имеет Ho, который является точкой перегиба с последующим увеличением нормированных содержаний элементов от Er до Lu.

Таким образом, впервые получены результаты (метод LA-ICP-MS) по редкоземельному составу шпинелей из ксенолитов мантийных лерцолитов из щелочных базальтов архипелага Шпицберген, дополняющие опубликованные в мировой литературе данные по геохимии шпинелей мантийного происхождения.

Авторы благодарят О.Л. Галанкину (ИГГД РАН) за проведение аналитических работ. Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.9248.2017/ВУ на 2017-2019 гг.

Список литературы

- Леснов, Ф. П., 2009. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и минералах. Кн. 2: Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео».
- Liu, Y. S., Gao, S., Hu, Z., 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology* 51, 537-571.
- Stachel, T., Viljoen, K. S., Brey, G., Harris, J.W., 1998. Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds. *Earth and Planetary Science Letters* 159, 1-12.

ЧАРНОКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ И ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

Боровков Н. В.

nikita.borovkov812@yandex.ru

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр-т, д.1

Введение и постановка проблемы. Проблема геохимической и тектонической классификации гранитоидов является актуальной и в настоящее время (Frost et al., 2001, 2008). Ключевые петрогенетические различия в пределах этого ряда заключаются в особенностях мафической части породообразующих минералов, - слюд, амфиболов, пироксенов, форстерита (Frost et al., 2001, 2008). Наличие того или иного мафического минерала отражает термодинамические условия формирования и особенности геохимии гранитоидов. Чарнокиты представляют собой гиперстенсодержащие разновидности гранитоидов. Породу, где преобладает ортоклаз, называют чарнокитом, а эндербитом называется разновидность в случае, если преобладает плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (Frost et al., 2008a; Rajesh, 2012). Существуют еще классификации гиперстенсодержащих гранитоидов, где разновидности выделяются по положению на диаграмме QAPF (Frost et al., 2008a; Rajesh, 2012). В последние годы широко обсуждается геохимическая классификация гранитоидов, позволяющая характеризовать тип источников расплава, а также тектоническую приуроченность пород (Frost et al., 2008, 2008a;). Но вопрос об источнике чарнокитов и геодинамических условиях их формирования остается открытым. Причиной этого является широкая изменчивость и непостоянство геохимических характеристик чарнокитов.

На основании полевых наблюдений, экспериментальных данных и геохимии пород, большинство исследователей предполагает, что чарнокиты являются результатом высокотемпературного частичного плавления сухого субстрата, представляющего собой гранулитовую кору основного состава (Mikhalsky et al., 2006; Young et al., 1997). Это может происходить на завершающей стадии коллизии плит (Mikhalsky et al., 2006;). Поэтому чарнокиты могут быть индикаторами завершения процессов орогении. Однако сами процессы горообразования в зонах субдукции или при коллизии континентальных плит не являются одностадийными, на каждом этапе идет преобразование геохимического различного материала. Следовательно, разновидности чарнокитов могут отражать отдельные, более детальные события в геодинамической истории и характеризовать различное вещество, вовлеченное в тектонические процессы.

Чарнокиты, таким образом, могут быть маркерами геодинамических событий в истории суперконтинентов Гондваны и Родинии. В Восточной Антарктиде прослеживаются все этапы формирования и распада этих двух суперконтинентов. Согласно геохронологическим данным, появление чарнокитов приурочено к самым последним постколлизийными стадиям сборки суперконтинентов (Liu et al., 2009; Mikhalsky et al., 2006).

В настоящий момент основной задачей в изучении чарнокитов является их детальная геохимическая типизация, определение изотопно-геохимических различий с целью уточнения их роли на определенных этапах геодинамической истории.

Геологическая позиция и геохронология. Проявления чарнокитов в Восточной Антарктиде приурочены к толщам, подверженным ультраметаморфизму и мигматизации в условиях гранулитовой фации. Внедрения чарнокитов происходит на пике гранулитового метаморфизма.

Чарнокиты берега Моусона, Северной части гор Принс-Чарльз (массивы Лоуи, Уайт, Корри), оазиса Бангера связаны с мезо-неопротерозойской коллизией, приведшей к формированию Родинии 1,2-0,9 млрд. лет (Liu et al., 2009). Чарнокиты массивов Инзель и Лодочни-

кова, района станции Мирный, восточного борта ледников Эймери и Ламберта, островов в заливе Прюдс, острова Дэйвид в районе ледника Денмена приурочены к завершающей стадии формирования Паннотии, Пан-Африканского орогенеза и последующей сборки Гондваны на рубеже 0,6-0,5 млрд. лет (Liu et al., 2009, Mikhalsky et al., 2006).

К раннепротерозойскому Рейнерскому комплексу, связанному с завершением сборки Родинии, приурочены чарнокиты берега Моусона (~970 млн. лет, U-Pb), массива Лоуи (~970 ±21 млн. лет, U-Pb), массива Рейнболт на восточном борте ледника Ламберта (955±13 млн лет, U-Pb). Наиболее древними в этом комплексе являются чарнокиты оазиса Бангера (1,2 млрд. лет, U-Pb), который тектонически и структурно связан с орогеном Албани-Фрайзер в Южной Австралии и отражает ранние стадии формирования Родинии (Liu et al., 2009, Mikhalsky et al., 2006, Sheraton et al., 1993; Zhao et al., 1997; Young et al., 1997). К позднепротерозойско-кембрийскому комплексу, связанному с Пан-Африканской орогенезом и сборкой Гондваны, относятся чарнокиты гор Гров (504±2 млн. лет, U-Pb), острова Дэйвид (516±2 млн. лет, U-Pb), района станции Мирный (502±24 млн. лет, U-Pb), района шельфового ледника Эймери (500±2 млн. лет, U-Pb), массива Инзель на Земле Королевы Мод (514±59 млн. лет, U-Pb), предгорий Дженнингс и острова Гиллок в заливе Прюдс (500±4 млн. лет, U-Pb). (Liu et al., 2009; Mikhalsky et al., 2006, Sheraton et al., 1993; Zhao et al., 1997; Young et al., 1997).

Условия образования. В пределах чарнокитовых плутонов не выдерживается постоянство их химического и минералогического состава. Чарнокиты представляют собой смену гиперстенсодержащих диоритов, кварцевого диорита, монцдиорита, монцонита, кварцевого монцонита, монцогранита. Характерен пертитовый калиевый полевой шпат, а также антипертит. Проявляется миремекитизация. В гиперстене проявляются вроски клинопироксена, -распады твердых растворов. На основе традиционных термобарометрических инструментов условия внедрения чарнокитовых плутонов оцениваются в 4-5 кбар и примерно 800°C [Sheraton et al., 1995].

Генезис. Изучаемые разновидности пород, наиболее близкие к гранитоидам, нанесены на классификационные диаграммы, основанные на содержании породообразующих, редких и редкоземельных элементов [Pearce et al., 1984; Frost et al., 2001, 2008; Maniar and Piccoli, 1989; Whalen et al., 1987]. В результате, чарнокиты оказались в различных полях диаграмм. Неопротерозойские чарнокиты тяготеют к гранитоидам А – типа, поскольку содержат больше SiO₂, Na₂O+K₂O, Zr, Nb, Y чем позднепротерозойские. На диаграммах [Frost et al., 2001] раннепротерозойские чарнокиты являются железистыми и известковистыми, а позднепротерозойские магнезиальными и известково-щелочными. Неопротерозойские чарнокиты обогащены Rb, Cs, Ba, Th, U по сравнению с раннепротерозойскими чарнокитами. На тектонических диаграммах породы выделенных групп попадают в области как эпейрогенических континентальных гранитоидов, так и синколлизонных. Изотопная Sm-Nd, Rb-Sr систематика и модельные возрасты (Mikhalsky et al., 2006; Sheraton et al., 1993; Young et al., 1997) обнаруживают коровый след в истории чарнокитоидов и связь с формированием «вмещающих» основных гранулитов. Так, εNd(0) составляет от – 10 до -19,8, T_{DM}(Nd) варьирует от 1,9 млрд. лет (чарнокиты возраста 500 млн лет) до 2,2 млрд лет (раннепротерозойские чарнокиты). В результате, для чарнокитов характерно сходство изотопных характеристик при различии геохимических.

В работе (Frost et al., 2008) обобщены экспериментальные данные, которые свидетельствуют о том, что гиперстенсодержащие гранитоиды могут образовываться в гранитных плутонах различного происхождения, но при наличии сухих условий и достаточного количества CO₂ в системе. В нашем случае протерозойские чарнокиты могут быть связаны с синколлизонными процессами, а поздние–неопротерозойские с эпейрогенезом. В этих обстановках достигаются условия гранулитового метаморфизма, а вмещающими для чарнокитовых плуто-

нов как правило являются породы гранулитовой фации метаморфизма. Гранитная магма, образовавшаяся на разных стадиях сборки суперконтинентов, могла подвергаться дегидратации в условия гранулитовой фации. Таким образом, приближенно можно связать разные стадии сборки суперконтинентов и геохимические различия чарнокитовых плутонов.

Выводы. На классификационных диаграммах для гранитоидов, чарнокиты Восточной Антарктиды обнаруживают различный генезис: синколлизонный (раннепротерозойские) и эпейрогенический (поздне-неопротерозойские). Последние тяготеют к гранитам А-типа. Появление этих чарнокитов, возможно, связано с плавлением нижней коры после завершения Пан-Африканской орогении. Необходимы более детальные изотопно-геохимические данные для уточнения механизма формирования чарнокитоидов и их роли в процессе образования земной коры в протерозойское и фанерозойское время. Проводимые исследования поддерживаются грантом РФФИ №15-05-02761.

Список литературы

- Frost Ronald B., Barnes Calvin G., Collins William J., Arculus Richard J., Ellis David J. and Carol D. Frost. A Geochemical classification of granitic rock suites. *J. petrol.* 42 (2001) 42 2033-2048
- Frost Ronald B. and Frost Carol D. On charnockites// *Gondwana research* 13 (2008) 30-44
- Frost Ronald B. and Frost Carol D. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks//*Journal of Petrology* 49 (2008) 1955-1969
- Liu X., Zhou Y., Song B., Liu J., Cui J. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high grade rocks and charnockites from the eastern Amery Ice Shelf and Southwestern Prydz Bay, East Antarctica: Constrains on Late Mesoproterozoic to Cambrian tectonothermal events related to supercontinent assembly// *Gondwana Research* 16 (2009) 342-361
- Mikhalsky E. V., Sheraton J. W., Hahne K. Charnockite composition in relation to the tectonic evolution of East Antarctica//*Gondwana Research* 9 (2006) 379-397
- Rajesh H. M. A geochemical perspective on charnockite magmatism in Peninsular India// *Geoscience Frontiers* 3(6) (2012) 773-788
- Sheraton John W., Tindle Andrew G. & Tingey Robert J. Geochemistry, origin, and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica//*AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, (1993)16 (3), 345-370
- Sheraton J. W., Tingey R. G., Oliver R. L. & Black L. P. Geology of the Bunge Hills-denman Glacier region, East Antarctica. *AGSO Bulletin* 244 1995
- Zhao J., Ellis D. J., Kilpatrick A.J., McCulloch M.T. Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and proterozoic crustal evolution//*Precambrian Research* 81 (1997) 37-66
- Young D. N., Zhao J., Ellis D. J., McCulloch M. T. Geochemical and Sr-Nd isotopic mapping of source provinces for the Mawson charnockites, east Antarctica: implications for Proterozoic tectonics and Gondwana reconstruction//*Precambrian research* 86 (1997) 1-19

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НА УРАЛЕ

Н.А. Буркина, С. В. Петров

natasha-burkina@mail.ru, petrov64@gmail.com

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д. 7-9

Введение. Целью данной работы является определение закономерностей минералообразования руд М-ского золоторудного месторождения. Для достижения цели было рассмотрено геологическое строение М-ского месторождения, геологические условия образования руд и рудоносных метасоматитов. Также изучался минеральный и химический микроэлементный состав и структурные особенности рудоносных метасоматитов. Были определены рудные парагенезисы и сформировано заключение о последовательности рудообразования в березитах и лиственитах.

Золоторудное месторождение М-ское является типичным представителем золото-сульфидно-кварцевой формации и характеризуется высоким, но неравномерным и весьма изменчивым содержанием золота (Сазонов, 1988). Месторождение локализуется в эндо- и экзоконтактных зонах массива малокалиевых гранитов-гранодиоритов. Это дайкообразное тело с западным падением (рис.1). Вмещающие породы массива гранитоидов андезитовые туфы, туффиты и туфопесчаники, относящиеся к базальт-андезит-дацитовой толще. В пределах месторождения выделен ряд тел минерализованных метасоматитов, относящихся к березит-лиственитовой формации. Они развиваются как по гранитоидам, так и по породам, вмещающим последние. Метасоматиты были образованы в позднепалеозойский (C_3-P_1) период в результате проникновения гидротермальных растворов, вызвавших метасоматические преобразования гранитоидов и эффузивных пород. Одновременно с этим сформировалась наложенная золоторудная минерализация (Шульга и др., 2010).



Рисунок 1. Схематическая геологическая карта М-ского золоторудного поля. Масштаб 1:10000 (В.К.Шульга, Т.Г.Рязанова, 2010)

Фактический материал и методика. Фактическим материалом работы были образцы лиственитов и березитов М-ского месторождения. В ходе работы были произведены петрографические исследования шлифов с применением поляризационного микроскопа МП-3 с объективом 4x. Минераграфические исследования аншлифов проводились с использованием рудного микроскопа ПОЛАМ Р-312 с объективами 4,7x, 9x, 21x и 40x. Микрозондовые исследования проводились в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» на электронном микроскопе-микроанализаторе Hitachi S-3400N.

Результаты исследований. По результатам петрографических исследований, а также данных силикатного анализа проб, в метасоматических породах были установлены вариации минерального состава. Эти различия позволили предположить образование березитов по классу пород кислого состава – гранитам и гранодиоритам, слагающим на месторождении интрузивные тела, а лиственитов - по породам основного и среднего состава – туффитам, туфопесчаникам, андезитам и их туфам, которые являются вмещающими породами гранитных интрузий массива.

Изучение рудных минералов проводилось с использованием методов рудной микроскопии и микрозондового анализа. По полученным данным были выделены 13 рудных фаз минерализации: пирит, рутил (2 фазы), халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин, самородное золото, молибденит, тетрадимит, гематит, ксенотим, монацит. Рудная минерализация в исследованных препаратах носит прожилковый, рассеянно-вкрапленный характер. Наблюдения за характером взаимоотношений минералов и морфологическими особенностями позволили выделить 5 сменяющих друг друга парагенетических ассоциаций для лиственитов и березитов. В целом рудные парагенезисы в лиственитах и березитах схожи, наблюдаются лишь некоторые различия в минеральном составе.

Самородное золото в метасоматитах (рис.2, рис.3) по химическому составу является высокопробным. Единственной примесью является серебро. Для березитов состав золота сохраняется постоянным, среднее содержание примеси серебра 5,06 масс.%. Золото в лиственитах можно разделить на два вида – высокопробное и низкопробное (примесь серебра от 2,9 до 39,28 масс.% в отдельных зернах). Наиболее крупные выделения золота наблюдаются в лиственитах (до 400 мкм). В количественном отношении содержания золота березиты уступают лиственитам.

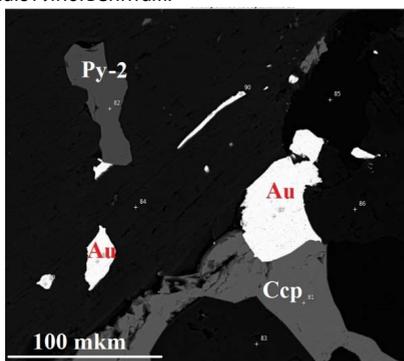


Рисунок 2. Самородное золото (Au) на контакте с халькопиритом (Ccp) и в нерудной массе; РЭМ-фото, аншл. ЛН-9

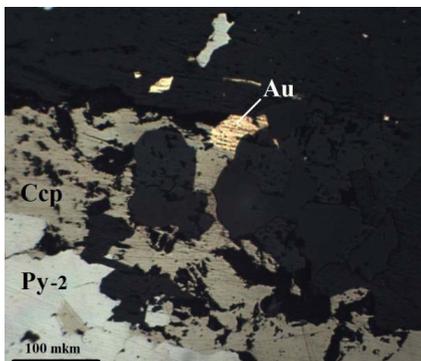


Рисунок 3. Самородное золото (Au) и халькопирит (Ccp) в пирите-2 (Py-2) и нерудной массе, отражённый свет; аншлиф ЛН-9

В результате петрографического исследования образцов были выявлены различия в содержании минералов и структурно-текстурных особенностях метасоматических пород. В составе березитов преобладают кварц и плагиоклаз, в то время как в лиственитах содержание кварца много меньше, а количество карбонатных минералов и мусковита (серицита) - увеличивается. Данные различия связаны с составом исходных горных пород, на которые имел воздействие единый гидротермальный процесс с образованием березитов по гранитоидам и лиственитов по вмещающим гранитоиды породам - андезитовым туфам и туффитам.

Рудная минерализация в исследованных препаратах носит прожилковый, рассеянно-вкрапленный характер. В целом рудные парагенезисы в лиственитах и березитах схожи. Место золота в процессе минералообразования фиксируется по его ассоциациям с сульфидами цветных металлов и принадлежит одному золото-полисульфидному парагенезису. В количественном отношении содержания золота березиты уступают лиственитам.

Список литературы

- Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др., 2001. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Москва: Лотос, 768с.
- Бороздин А.П., Петров С.В., Зимина С.Н, Ушинская Л.А., Галанкина О.Л., Полеховский Ю.С., Цимошенко Б.А., Платонова Н.В., Корнилов М.Ф., 2013. Исследование вещественного состава золотоносных руд месторождения Маминское. Отчет (Арджейси Консалтинг). Санкт-Петербург, 83с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В., 1969. Фации метаморфизма. Москва: Недра, 432с.
- Здорик Т.Б., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г., 1970 Минералы и горные породы СССР. Москва: Мысль, 439с.
- Сазонов В.Н., 1988. Золоторудные формации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 72с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., 2001. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 622с.
- Шульга В.К., Рязанова Т.Г., Горелов Д.В., Погадаева А.И., Пестрецова Т.А., 2010. Разведка Маминского золоторудного месторождения, Том 1, книга 1. Министерство природных ресурсов РФ ЗАО «МГК», Екатеринбург, 224с.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

А.В. Дмитриева
dmitrieva-a-v@yandex.ru

Институт геологии КарНЦ РАН, 185910, Петрозаводск, ул. Пушкинская 11

Актуальность. К неоархейским массивам санукитоидной серии и их ореолам приурочены месторождения золота в Канаде, Африке, Австралии, Финляндии и др. Санукитоиды Карелии также рассматривались исследователями как потенциальные индикаторы золоторудной минерализации, однако, изучение интрузивов было направлено преимущественно на решение петрологических вопросов. К этой серии было отнесено около 20 массивов, имеющих существенные отличия состава пород. С некоторыми из них известны мелкие месторождения и проявления золота, молибдена, полиметаллов. Настоящая работа представляет собой анализ металлогенических особенностей одновозрастных (~2.74 млрд лет) массивов санукитоидов Центральной Карелии. Актуальность темы определяется возможностью прогнозирования связанной с ними рудной минерализации.

Цель работы и объекты исследования. Цель работы заключается в установлении металлогенической специализации неоархейских умереннощелочных массивов санукитоидной серии Центральной Карелии. Объектами исследования являются массивы: Сяргозерский, Шаравалампи, Панозерский, Эльмусский, Хаутаваарский и Чалкинский. Они развиты в пределах Центрально-Карельского и вдоль западной границы древнего Водлозерского доменов.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, полученный автором: химические (100) и ICP-MS (95) анализы пород, шлифы (76), аншлифы (85), монофракции, а также данные В.Д. Слюсарева, Л.В. Кулешевич и опубликованные в литературных источниках.

Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах определено силикатным и ICP-MS анализами (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск), ЭПГ – пробирным анализом (ЦНИГРИ, г. Москва). Породообразующие и рудные минералы изучались на электронном микроскопе VEGAIIISH TESCAN с ЭДС приставкой INCAEnergy 350 (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). U-Pb возраст титанита определен классическим методом на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Результаты исследования. К умереннощелочным массивам санукитоидной серии на Ондозерско-Сегозерской площади (1, рис. 1) относятся: *Сяргозерский*, *Шаравалампи* и *Панозерский*. Они образуют вытянутые тела (до 3-3.5 км) субмеридионального и СЗ направления, либо концентрические зональные плутоны.

Сяргозерский умереннощелочной комплекс, включающий массивы Сяргозерский и Шаравалампи, представлен тремя магматическими фазами: пироксенитами и габбро (I), диоритами (II), сиенитами и кварцевыми сиенитами (III). Они прорывают лопийские metabазальты и разнообразны сланцы гимольской серии (2.84-2.78 млрд лет). В пироксенитах массива Шаравалампи выделяется ряд апатит-магнетитовых и существенно апатитовых рудных зон, мощностью 10-60 м. Содержание магнетита и ильменита в них увеличивается до 20 %, апатита – до 10 %. В сиенитах и кварцевых сиенитах количество этих минералов незначительное. Становление сиенитовой фазы сопровождается щелочным метасоматозом по пироксенитам I-фазы, проявленным в их амфиболизации, эпидотизации, обогащением титанитом (до 15 %) и апатитом, наложением биотита, флогопита, Ва-содержащих полевых шпатов, более поздних барита и REE-F-карбонатов бастнезит-паризитового ряда.

В породах Сяргозерского комплекса содержание кремнезема возрастает от 41.5 в пироксенитах до 64 % в кварцевых сиенитах, а сумма щелочей от 1.55 до 11.39 %. Для них характерно резкое снижение $mg\#$ при увеличении SiO_2 от 0.56 до 0.36, высокие содержания P_2O_5 (до 2.2 %), Ba (до 3100 ppm), Sr (2200 ppm), REE (до 1500 ppm; $La_N/Yb_N=23-52$), а также Cr, Ni, V, Co.

С массивами Сяргозерского комплекса связано несколько типов рудной минерализации: Fe-P-Ti-, Cu-S- и Ba-Sr-REE. Наиболее перспективным является интрузив Шаравалампи, в пироксенитах I-фазы выявлено P-Ti-оруденение с редкоземельной и Pt-Cu-S-минерализацией. Длина рудного тела достигает 1.5 км при средней мощности 50 м, к нему приурочены максимальные содержания REE, Ba и Sr. Возраст P-Ti-оруденения определен по титаниту и составляет 2726.1 ± 1.3 млн лет. Fe-P-Ti-минерализация представлена магнетитом, F-апатитом, ильменитом; редкоземельная – минералами группы эпидота, монацитом, титанитом, апатитом, бастнезитом. Высокие содержания Ba-Sr контролируются K-полевым шпатом, баритом и целестином. благороднометаллическая-Cu-S-минерализация представлена халькопиритом, борнитом, мончеитом, кейтконнитом, Pd-Bi-фазами, электрумом и другими более редкими минералами ($\Sigma EP+Au=0.11-0.46$ г/т). Для габбро-пироксенитов массива Сяргозеро характерна вкрапленная P-Ti и Cu-S-минерализация, высокие содержания Ba, Sr и REE.

В Панозерском комплексе были установлена вкрапленная сульфидная ассоциация, магнетит и феррихромит (Гусева, 2009).

На Эльмусской площади (2, рис. 1) умереннощелочной магматизм представлен Эльмусским массивом. Он имеет размер 2×3 км, вытянут в СВ направлении, сложен преимущественно монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами II-фазы. Пироксениты ранней фазы развиты в СЗ части интрузива. С востока массив прорывает вулканогенные толщи Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (3.05-2.85 млрд лет, Светов, 2005; 2010), с запада гранито-гнейсы обрамления структуры. Породы Эльмусского массива характеризуются повышенной суммой щелочей (0.5-9.5 %) при содержании SiO_2 47.8-64.1 %. Для них характерны высокие концентрации REE (420-1300 ppm, $La_N/Yb_N=45-59$), Ba (до 4300 ppm) и Sr (до 4000 ppm), количество P_2O_5 0.3-0.7 %, $mg\#$ уменьшается от 0.73 в пироксенитах до 0.60 в кварцевых монцодиоритах. В ранней фазе Эльмусского массива установлена вкрапленная P-Ti и Cu-S-минерализация, представленная апатитом, титанитом и пиритом, халькопиритом. В целом для пород характерны высокие содержания Ba, Sr и REE, в то же время отмечается повышенные концентрации Pb (5.2-83 ppm) и Th (до 40.4 ppm), обусловленные появлением галенита и торита.

Хаутаваарский массив расположен в западном обрамлении Ведлозерского домена, прорывает лопийские вулканогенные толщи южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Он имеет овальную форму (3×6 км), вытянут в меридиональном направлении, сложен преимущественно породами II-фазы. Первая фаза представлена монцогаббро и монцодиоритами, развитыми в южной и ЮЗ краевых зонах, вторая

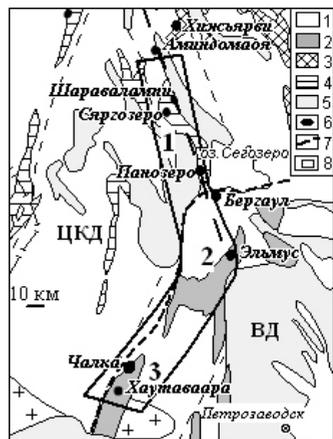


Рисунок 1. Схема расположения массивов: 1 – гранитоиды (AR), 2-4 – зеленокаменные пояса (2 – 3.0-2.85, 3 – 2.9-2.8, 4 – 2.8-2.75 млрд лет), 5 – PR породы, 6 – санукитоиды, 7 – границы доменов, 8 – площадь работ: 1 – Ондозерско-Сегозерская, 2 – Эльмусская, 3 – Хаутавааро-Ведлозерская. Домены: ВД – Ведлозерский (3.5-2.7 млрд лет), ЦКД – Центрально-Карельский (2.8-2.7 млрд лет)

– кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами и монцогранитами, слагающими центральную часть плутона. Вторичные изменения пород эпидот-биотитовые и кварц-серицитовые, сопровождаются вкрапленностью сульфидов. Севернее Хаутаваарского массива развит ряд небольших тел аналогичного состава, южнее расположен крупный гранодиоритовый Чалкинский массив, также имеющий характеристики санукитоидной серии. Породы Хаутаваарского санукитоидного массива имеют высокую $mg\#$ (0.57-0.60), обогащены Cr (162-222 ppm), Ni (51-70 ppm), щелочами (6.2-10.2 %), а также REE (217-250 ppm), Ba (1751-2054 ppm) и Sr (586-1124 ppm). С граносиенитами фазы связаны проявления штокверковой вкрапленно-прожилковой молибденитовой и Au-S-кварцевой минерализации – проявления Хаутаваарское молибденное, Северное и Центральное. Золоторудная минерализация приурочена к кварцевому штокверку в СВ части массива. Штокверк представлен системой трещин двух направлений с аз. 300° и 70° . Простираение центральной жилы – СВ, мощность – 10-30 см. Незначительные пликвативные смещения отдельных фрагментов жилы по направлению 300° свидетельствуют о близко-одновременном формировании рудоконтролирующих деформаций (300° и 70°). Наиболее богатая золоторудная минерализация связана с Центральной пирит-кварцевой жилой, зонами рассланцевания и изменения в ее ореоле. На контактах кварцевых жил в измененных гранитоидах развиваются тонкозернистый микроклин, биотит, серицит, эпидот; иногда встречаются хлорит, турмалин; серицит тяготеет к зальбандам жил, эпидот распространен шире. Изменения пород среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые. Во внешнем ореоле в менее измененных породах развиты эпидот, биотит, эпидот-биотит-кварцевые прожилки с сульфидами мощностью ~ 0.1 -1 см. В околорудной зоне относительно слабоизмененных граносиенитов увеличивается содержание ряда рудогенных элементов – Mo, Pb, Cu, Te, Bi, Ag, которые сопровождают золоторудную минерализацию и являются индикаторами Au-оруднения. В зальбандах кварцевой жилы, в более мелких линзах и в ближайшем околужильном ореоле концентрация Mo увеличивается до 454-948 ppm, Pb до 132-426, Cu до 355, Te до 11-21, Bi до 38-96, Ag до 9.77 ppm. Содержание Au в рудном теле достигает 20-28 г/т, в зальбандах жилы – 0.02-0.2 г/т. Уровень Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Th, U и REE в околужильных метасоматитах резко снижается. На удалении от кварцевой жилы в измененных граносиенитах содержание близко к таковому в неизмененных разностях. Концентрации этих элементов, так же, как и в граносиенитах, обеспечиваются присутствием монацита, REE-эпидота, торита, циркона, реже барита, паризита. В рудной зоне (кварц-пиритовой) ΣREE снижается до 63.25-5.5 ppm относительно слабоизмененных граносиенитов (201-237 ppm). В рудной зоне, в области штокверкового окварцевания (жил и прожилков), резко снижается содержание Th и U относительно средних концентраций в граносиенитах. Рудная минерализация на проявлении Центральное Хаутаваарское представлена золотом, пиритом, молибденитом, халькопиритом, галенитом, единичными Bi-Te и сульфосолями. Первым выделяется пирит, затем молибденит, образуя каймы и заполняя трещинки в пирите, далее халькопирит и пирротин, галенит и золото, на поздней стадии – гессит и электрум. Золото высокопробное, в 80 % проб ($n=71$) содержание Ag не превышает 10 %.

В ореоле всех санукитоидных массивов Хаутаваарской площади (3, рис. 1) развита Au-содержащая полиметаллическая минерализация.

Выводы. Умереннощелочные массивы Центральной Карелии прорывают разновозрастные лопийские толщи. Пироксенит-сиенитовые и пироксенит-монцонитовые/монцодиоритовые интрузивы сопровождаются калишпатизацией и биотитизацией, габбро-монцодиорит-граносиенит-монцогранитовые – эпидот-биотитовыми и кварц-серицитовыми изменениями.

Умереннощелочные массивы Сяргозеро, Шаравалампи, Панозеро и Эльмус выделяют наличием пироксенитовой фазы, высоким содержанием REE (до 1500 ppm), Ba (до 3800 ppm) и Sr (до 4300 ppm). Кроме того, для них характерны высокие концентрации Cr (50-700 ppm), Ni (30-260 ppm), V (40-500 ppm), Co (10-70 ppm). Стоит отметить, что в породах Эльмус-

ского массива, отмечаются повышенные содержания Pb и Th, что может быть обусловлено его геологическим положением – СВ окраинам Водлозерского домена, что могло привести к некоторому взаимодействию с коровым веществом древнего кратона.

Массивы, имеющие преимущественно граносиенит-монцогранитовый состав (Хаутаваарский, ряд небольших тел) и развитые в западном обрамлении Водлозерского домена, обладают повышенными концентрациями Th (до 55 ppm), Mo (1-13 ppm), Pb (до 66 ppm) и более низкими содержаниями – Cr (20-222 ppm), Ni (13-76 ppm), Co (5-30 ppm), V (28-200 ppm), REE (155-346 ppm), Ba (837-1780 ppm) и Sr (210-110 ppm), чем в интрузивах Центрально-Карельского домена и Эльмусском плутоне.

Сануитоидные магмы, как показали предшествующие многочисленные петрологические исследования, являются продуктом частичного плавления обогащенной мантии. Появление в составе пород повышенных содержаний гранитофильных элементов – Mo, Zr, Th, Bi, свидетельствует об участии в магмогенерациикорового вещества. Об этом свидетельствуют и изотопные данные и петрологические расчеты (Егорова, 2014).

Геологическое строение, петро-геохимические особенности и металлогенический анализ изучаемой территории позволяет северную часть площади рассматривать как область, формировавшуюся в условиях транстенции, обеспечившей поступление основных ультрамафитов. Внедрение массивов южной группы происходило вдоль окраины древнего Водлозерского домена в уже сформировавшуюся более мощную земную кору, что обеспечило значительное участие в области магмогенерациикорового вещества.

Таким образом, с массивами Сяргозеро, Шаравалампи, Панозерский связаны комплексные Ba-Sr-REE-P-Ti (с Pt-Cu-S) проявления, с интрузивами Хаутаваарского типа – Mo-Au-S, в их ореолах установлена золотосодержащая полиметаллическая и Au-Bi-минерализация.

Список литературы

- Гусева, Н.С., 2009. О рудной минерализации Панозерского сануитоидного комплекса (Центральная Карелия). Минералогия докембрия: материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, с. 72-75.
- Егорова, Ю.С., 2014. Сануитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.04. СПб, 20 с.
- Светов, С.А., 2005. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 229 с.
- Светов, С.А., 2010. Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов. Геология и полезные ископаемые Карелии 13, 5-12.

Ж.Ю. Дружинина

zhanna.druzhinina@gmail.com

Санкт-Петербургский Государственный Университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

Введение. Центральнo-Алданский рудный район (ЦАРР) является уникальным объектом. Его золоторудные месторождения достаточно хорошо изучены и общеизвестны, в то время как проявления минералов платиновой группы (МПГ), редких и радиоактивных элементов пока остаются слабо исследованными.

Объекты исследования. В данной работе рассматривается россыпной участок Ма-

кылган р. Алдан, расположенный в 500 км от истока реки и в 150 км от Инаглинского массива (рис.1). Объект находится в Инагли-Кондер-Феклистовском магма-металлогеническом поясе, возникшем в позднем мезозое, к которому приурочены многочисленные щелочно-ультраосновные массивы. Сотрудниками Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН были предоставлены пробы МПГ из Макылганского россыпепроявления. Отбор шлихового концентрата происходил при геолого-поисковых работах путем гравитационной промывки земснарядами. При этом из тяжелых концентратов шлихов извлекались такие минералы, как золото, платина, сульфидные фракции, окисные и др.

Проявления МПГ представлены в основном Fe-Pt сплавами с микровключениями иридия и осмия, а также единичными знаками сперрилита PtAs_2 и лаурита RuS_2 . Примерный общий расчетный вес МПГ из шлихового концентрата составляет около 0.1 грамма (Округин и др., 2014).

Анализируемые образцы представлены 6-ю зернами МПГ размером 200-500 мкм. По химическому составу (табл. 1) они относятся к иридийстой платине - характерной для зональных массивов уральско-алаякского и алданского типов, однако по кристаллической решетке отличаются от последних. Платина алданского типа представлена кубической примитивной решеткой. Платина с Макылганского россыпепроявления в основном имеет кубическую гранецентрированную решетку (Округин и др., 2014), что и послужило

одной из причин исследования возраста платиноидов.

Методы исследования. Изотопный анализ МПГ производился на газовом масс-спектрометрическом комплексе MSU-G-01-M (Спектрон Аналит, Россия) в ИГД РАН. Данный комплекс обеспечивает регистрацию данных, начиная с 5×10^5 атомов ^4He . Был применен $^{190}\text{Pt} - ^4\text{He}$ метод прямого изотопного датирования (Шуколюков и др., 2012).

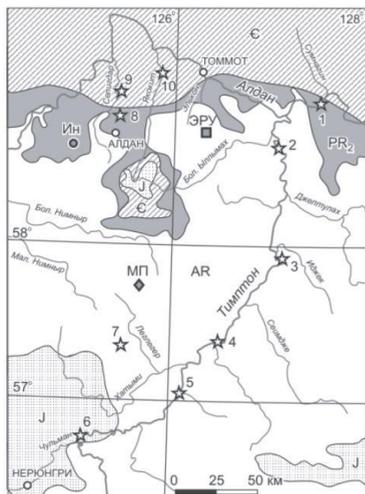


Рис. 1. Схема расположения изученных Pt-Au россыпных и коренных месторождений. Звездочками показаны россыпепроявления: 1 – Макылганское, коренные месторождения: Ин – Инаглинский массив с россыпью платины, МП – месторождение им. П. Пинигина с золотосодержащими сульфидными рудами, ЭРУ – Эльконский золоторудный узел (Округин и др., 2014).

Для определения типа кристаллической решетки был использован Монокристалльный дифрактометр Bruker «SMART APEX II» на базе ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

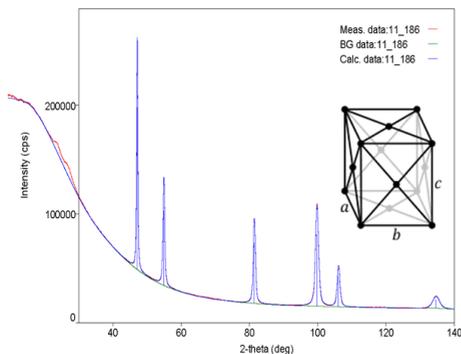


Рис. 2. Результаты монокристалльной дифрактометрии образца №11-186

Результаты. По результатам монокристалльной дифрактометрии удалось подтвердить наличие кубической гранецентрированной решетки у зерна Макулганской изоферроплатины Pt₃Fe (рис. 2). В Инаглинском массиве зерна имеют примитивную кубическую решетку (Округин и др., 2014).

Были исследованы аншлифы зерен платиноидов. В изоферроплатине отсутствуют видимые включения. Так же в зернах не выявлены поровые пространства, которые могли бы повлиять на миграцию гелия. Полученные результаты свидетельствуют о потенциальной возможности изотопного датирования и получения корректных результатов.

Табл. 1. Химический состав платины (микроанализатор Camebax-Micro в ФГБУН «Якутский научный центр» СО РАН, Округин и др., 2014).

№обр	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Total
4-186	92.75	0.03	1.02	0.15	0.59	0.02	5.08	0.00	0.53	-	-	100.2
10-186	90.66	0.11	1.01	0.21	0.60	0.19	3.28	0.00	5.44	-	-	101.50
11-186	91.17	0.14	1.04	0.18	0.62	0.55	3.52	0.00	3.35	-	-	100.57
20-186	85.48	3.73	1.10	0.16	0.88	0.27	7.86	0.14	0.93	-	-	100.60
67-186	56.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	43.06	99.72
72-186	56.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	42.98	99.84

Был произведен изотопный анализ изоферроплатины (табл. 2). Результат образца №12-186 признан недействительным и не учитывается в дальнейших расчетах.

Табл. 2. Результаты изотопного анализа

sample	Pt. %	Weight. mg	¹⁹⁰ Pt atoms	⁴ He atoms	Age. Ma
Pt, 10-186	90.66	0.301	1.09E+14	2.82E+11	1750 ±88
Pt, 4-186	92.75	0.172	6.36E+13	1.68E+11	1791±90
Pt, 12-186	93.06	0.158	5.86E+13	4.19E+11	4817±241
Pt, 11-186	91.17	0.056	2.04E+13	5.15E+10	1711 ±86

В результате была построена изохронна (рис. 3) и вычислен возраст МПГ по тангенсу угла наклона, составляющий 1759±88 Ма. Полученные результаты сравниваются с данными по Инаглинскому массиву (Якубович. 2013), расположенному выше по течению р. Алдан.

Выводы. Полученные результаты свидетельствуют о не принадлежности Макылганских зерен к расположенному вверх по течению Инаглинскому массиву. Возникает предположение

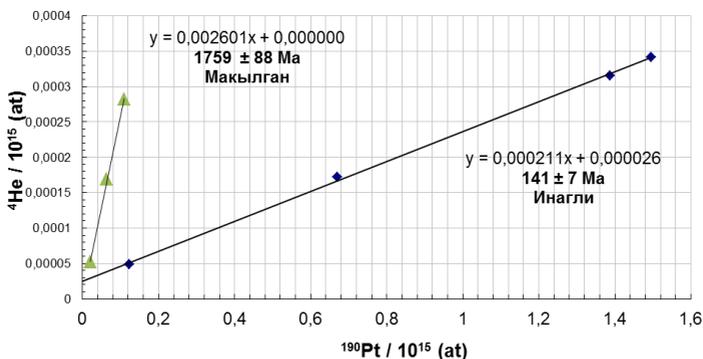


Рис. 3. Изохрона для Макылганской и Инаглинской платины

ложение о возможном существовании на Алданском щите крупной изверженной провинции палео-протерозойского возраста с породами ультраосновного состава, которые могут иметь платиновую минерализацию.

Благодарности. Выражаю благодарность моему научному руководителю – О.В. Якубович и сотрудникам ресурсных центров за терпение и помощь в осуществление данной работы, а так же А.В. Округину за предоставленные образцы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00390.

Список литературы

- Округин А.В., Журавлёв А. И. Мохначевский Г.В., Ибрагимов К.З., 2014. Топоминералогическая проекция эндогенной минерализации благородных металлов, редких и радиоактивных элементов центрально-алданской магматогенной системы. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири том №3, 23–27
- Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Горюховский Б.М., 2012. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов (^{190}Pt - ^4He метод). Петрология том 20 №6, 545–559.
- Якубович О.В., 2013. Новый ^{190}Pt - ^4He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины. Дис. канд. геол.-мин. наук. СПб: СПбГУ, 20 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДОВ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Егорова Ю.С.

ax-ox-yx@mail.ru

ИГД РАН, Санкт-Петербург

Введение. Санукиитоидная серия – это геохимическая серия магматических пород повышенной щелочности (далее – санукиитоиды), обогащенных как совместимыми с мантией элементами (Mg, Fe, Cr, Ni), так и несовместимыми (K, Na, LREE, Ba, Sr, P), что отличает их от типичных пород архейской коры (ТТГ и вулканитов зеленокаменных поясов). Она объединяет архейские высокомагнезиальные гранитоиды, сиениты, а также сопутствующие им пироксениты, габброиды и лампрофиры (Егорова, 2014). На большинстве архейских щитов становление санукиитоидов маркирует начало этапа кратонизации (Егорова, 2014). Особенности состава санукиитоидов интерпретируются как результат частичного плавления метасоматизированной мантии (Stern & Hanson, 1991). Вопрос о влиянии коровой контаминации на конечный состав санукиитоидов остается дискуссионным. Одной из важнейших задач является распознавание первичных характеристик санукиитоидов, отражающих состав источника, и приобретенных в ходе внутрикоровых процессов (контаминация, метаморфизм). Ее решение необходимо для петрологического моделирования и геодинамических реконструкций условий формирования как санукиитоидов в частности, так и неоархейской континентальной коры в целом. Важная роль при решении подобных задач отводится изотопным методам исследования. Чаще всего для докембрийских комплексов применяется Sm-Nd изотопный метод. Но как минимум в двух случаях он не позволяет решить поставленную задачу. Например, при концентрациях Nd в породе на порядок выше, чем в коре, Sm-Nd система становится нечувствительной к коровой контаминации. Также затруднительно распознать коровую контаминацию, когда изотопный состав Nd коры и породы близки. Поэтому целесообразно применение разных методов в комплексе. В данной работе приводится пример использования Pb-Pb метода для карельских санукиитоидов и сравнение полученных результатов с проведенными ранее Sm-Nd изотопными исследованиями.

Объекты исследования. На Фенноскандинавском щите становление санукиитоидов происходило в узком интервале времени 2.74-2.71 млрд. лет назад. Они представлены более, чем 30 массивами, различающимися геологическим строением и составом на фоне общих санукиитоидных характеристик (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Neilimo et al., 2013; Егорова, 2014). Многие массивы достаточно хорошо изучены, ссылки на эти исследования можно найти в (Егорова, 2014). Изотопный состав свинца KFsр карельских санукиитоидов проанализирован на примере 10 массивов (рис. 1) с использованием литературных и полученных автором данных.

Методика. Выделение KFsр, его выщелачивание и разложение, выделение U и Pb, а также последующее измерение их концентраций и изотопного состава (на 8-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT_261) произведено в лабораториях ИГД РАН по методикам, описанным в (Лобач-Жученко и др., 2010; Егорова, Лобиков, 2013).

Обсуждение результатов. Был измерен изотопный состав свинца 19 проб KFsр санукиитоидов (табл. 1). Для всех проанализированных образцов был рассчитан модельный возраст ($t_{(Pb)}$) по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975). Полученные значения разделились на $t_{(Pb)} > t_{Zrn}$ (возраст породы, определенный U-Pb методом по цирконам) и $t_{(Pb)} < t_{Zrn}$, последние оказались большинство (табл. 1).

Таблица 1. U-Pb изотопный состав KFsр карельских санукитоидов, данные автора.

№ обр	порода	массив	Pb, ppm	U, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$t_{(\text{Pb})}$, млрд лет
204	монцодиорит 1	Панозеро	1.69	0.019	14.866	0.09	15.042	0.11	35.017	0.14	2.02
208	монцодиорит 2	Панозеро	2.63	0.030	14.819	0.14	15.07	0.16	34.663	0.18	2.11
160	кв. монцодиорит	Панозеро	2.84	0.057	14.202	0.06	14.837	0.09	33.775	0.12	2.32
507	сиенит	Шаравалампи	5.64	0.033	13.763	0.07	14.665	0.07	33.384	0.09	2.50
100/10	сиенит	Сяргозеро	5.43	0.041	14.555	0.07	14.926	0.07	34.156	0.09	2.12
130	монцогранит	Сяргозеро	16.91	0.037	14.471	0.07	14.910	0.07	33.682	0.09	2.17
155 158	сиенит	Хижьярви	3.8	0.032	14.483	0.07	14.909	0.09	34.264	0.12	2.16
165	кв. сиенит	Хижьярви	9.55	0.035	14.493	0.06	14.859	0.07	34.026	0.09	2.06
212	метапироксенит	Эльмус	27.65	0.037	13.592	0.07	14.638	0.08	33.470	0.10	2.66
29	кв. монцодиорит	Эльмус	3.29	0.018	14.081	0.06	14.806	0.09	34.209	0.12	2.40
188	кв. монцодиорит	Эльмус	6.92	0.043	14.022	0.06	14.819	0.09	34.254	0.12	2.48
207	кв. монцодиорит	Эльмус	9.21	0.023	14.64	0.06	14.943	0.09	34.629	0.12	2.06
118	монцодиорит	Хаутаваара	4.94	0.042	14.782	0.07	14.965	0.08	34.325	0.10	1.96
16	граносиенит	Хаутаваара	3.79	0.037	17.690	0.07	15.732	0.07	36.004	0.09	0.93
205	гранодиорит	Нюк	17.34	0.037	14.536	0.08	14.943	0.09	33.465	0.11	2.17
242	гранодиорит	Нюк	30.08	0.037	14.257	0.07	14.877	0.08	33.714	0.10	2.33
324	гранодиорит	Нюк	11.17	0.039	14.459	0.06	14.947	0.07	33.749	0.09	2.25
43	монцогранит	Бергаул	5.043	0.068	13.78	0.09	14.704	0.10	33.417	0.12	2.55
101	монцогранит	Бергаул	8.369	0.033	13.799	0.06	14.898	0.09	33.613	0.12	2.85

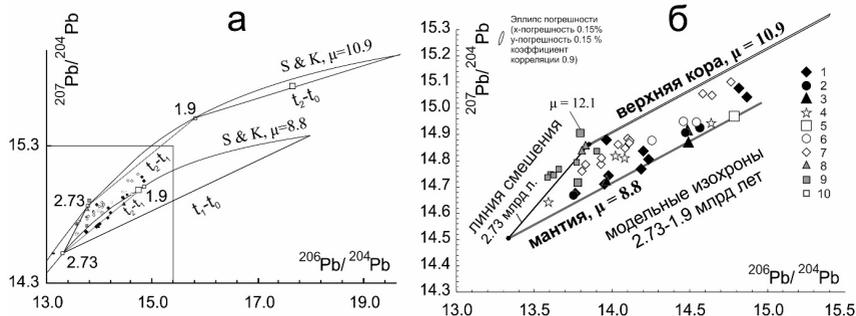


Рис. 1. Изотопный состав Pb KFs санукитоидов Карелии, массивы: 1 - Панозеро, 2 - Сяргозеро-Шаравалампи, 3 - Хижьярви, 4 - Эльмус, 5 - Хаутаваара, 6 - Нюк, 7 - Нильсия, 8 - Кургенлампи, 9 - Бергаул, 10 - Койтере. Использованы данные, опубликованные в (Лобач-Жученко и др., 2010; Егорова, Лобиков, 2013; Halla, 2005).

(а) Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Построены линии эволюции свинца по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) для источников с $\mu = 8.8$ и 10.9 . (б) Та же диаграмма в более крупном масштабе. На диаграмму нанесены составы мантии и верхней коры по модели (Zartman & Doe, 1981) на 2.73 млрд. лет и линии регрессии 2.73 - 1.9 млрд. лет. Показана линия смешения изотопного состава свинца мантийного ($\mu = 8.8$) и корового ($\mu = 10.9$) источников, на время 2.73 млрд. лет назад по (Zartman & Doe, 1981).

Все имеющиеся данные нанесены на диаграмму $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с линиями эволюции свинца по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) для источников с начальным отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}_{(t)}$ (μ) = 8.8 и 10.9, которые отвечают составу мантии и верхней коры 2.73

млрд. лет назад (средний возраст карельских санукитоидов) по модели (Zartman & Doe, 1981) (рис. 1).

Фигуративные точки большинства санукитоидов на рис 1 выстраиваются вдоль модельных вторичных изохрон с возрастом 2.73 – 1.9 млрд. лет, что свидетельствует о перестройке U-Pb изотопной системы KfSp во время палеопротерозойского метаморфизма. Это объясняет тот факт, что полученные значения $t_{(Pb)}$ для большинства изученных образцов меньше t_{Zrn} . Из этого следует, что расчет значений μ на $t_{(Pb)}$ для них не имеет геологического смысла.

Для наглядности на диаграмму были нанесены модельные линии регрессии 2.73 – 1.9 млрд. лет для состава мантии и верхней коры по модели (Zartman & Doe, 1981). Большинство составов санукитоидов расположилось в области, ограниченной этими двумя линиями.

Выводы. В результате совместного анализа Pb-Pb и Sm-Nd изотопных данных сформулированы следующие тезисы (с акцентом на те ситуации, когда Sm-Nd система малоинформативна).

(1) На рис. 1 большая часть точек, лежащих около мантийной линии (черные знаки), отвечает санукитоидам, существенно обогащенным несовместимыми элементами (в том числе Nd) и внедрившимся в молодую неоахейскую кору Центральнокарельского домена (Панозеро, Шаравалампи, Сяргозеро, Хижьярви). Эти санукитоиды также характеризуются близкими к мантийным значениями $\epsilon_{Nd}(t) = +1.6 \pm 0.5$. Составы некоторых образцов поздних фаз этих массивов смещены к линии коры, что возможно связано с коровой контаминацией во время фракционной кристаллизации, либо нарушением U-Pb системы KfSp.

(2) Точки, находящиеся на рис. 1 между мантийной и коровой линиями (белые знаки), соответствуют: (а) санукитоидам со средней и высокой степенью обогащения Nd (в 2-10 раз больше, чем в коре, Sm-Nd изотопная система нечувствительна к коровой контаминации), но внедрившимся в древнюю кору (Водлозерский домен - Эльмус; блок Иисалми - Нильсия), значения $\epsilon_{Nd}(t) = +1.6 \pm 0.4$ близкие к мантийным; (б) санукитоидам с низкой степенью обогащения (в частности, содержание Nd сопоставимо с коровым), но внедрившимся в молодую кору (порода и вмещающая кора имеют близкий Sm-Nd изотопный состав (Центральнокарельский домен - Нюк)), значения $\epsilon_{Nd}(t) = +0.8 - +1.9$. В обоих случаях, изотопный состав Pb свидетельствует о коровой контаминации (рис 1б), тогда как по изотопному составу Nd невозможно сделать однозначного вывода.

(4) Точки, лежащие около линии верхней коры (серые знаки), соответствуют слабо обогащенным санукитоидам (содержание Nd сопоставимо с коровым), внедрившимся в мезоархейскую кору Западнокарельского (Койтере, Кургенлампи, Куусамо, Каапинсалми) и Водлозерского (Бергаул) доменов. Это самый распространенный случай для карельских санукитоидов. Для них характерны как наиболее низкие значения $\epsilon_{Nd}(t) = -4.6 - +1.4$ (при широких вариациях), так и самые высокие (за редким исключением) значения $\mu = 10.4-12.1$. Большинство образцов из этой группы имеют $t_{(Pb)} > t_{Zrn}$. В частности, KfSp санукитоидов массива Койтере (2.72 млрд. лет) имеют модельный возраст 2.83 млрд. лет и $\mu=10.7$ (Halla, 2005), что свидетельствует о существенном вкладе свинца из верхнекорового источника с возрастом ≥ 2.83 млрд. лет в состав этих пород. Это тот случай, когда вклад корового вещества максимален и согласованно фиксируется обеими изотопными системами. Присутствие «верхнекорового» свинца отмечено и для других санукитоидных интрузий этого типа при анализе состава породы в целом: массив Куусамо - $\mu = 9.1 - 10.2$, массив Каапинсалми - $\mu \geq 11$ (Heilimo et al., 2013).

Заключение. Данные, полученные Pb-Pb методом, согласуются с полученными ранее Sm-Nd данными. В отдельных случаях они являются более информативными. Следовательно, данный метод вполне применим для слабометаморфизованных докембрийских ком-

плексов. Однако следует учитывать воздействие на U-Pb систему KFsр палеопротерозойского метаморфизма.

Подводя итог, можно сделать вывод, что первично санукитоидам свойственны мантийные изотопные характеристики, тогда как коровые - приобретены за счет контаминации при внедрении в кору и не связаны с процессом обогащения мантийного источника.

Автор благодарит В.М. Саватенкова и А.Ф. Лобикова за помощь в измерении U-Pb изотопного состава KFsр карельских санукитоидов, С.Б. Лобач-Жученко – за ценные советы и мудрое руководство, а также директора ИГГД РАН А.Б. Вревского – за содействие в осуществлении данного исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН № I-4П.

Список литературы

- Halla, J., 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions. *Lithos* 79, 161-178.
- Heilimo, E.; Halla, J.; Andersen, T.; Huhma, H., 2013. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research* 228, 250-266.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., et al., 2005. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107-128.
- Stern R., Hanson, G., 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32, №1, 201-238.
- Zartman, R. E. & Doe, B. R., 1981. Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics* 75, 135-162.
- Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф., 2013. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы. *Доклады АН* 453, № 2, 196-200.
- Егорова Ю.С., 2014. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Канд. дис-ия, С.-Петербург, 209 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Саватенков В. М., Коваленко А. В., Чекулаев В. П, Гусева Н. С., 2010. Характеристика мантийного источника архейского источника архейского Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов. *Геохимия* 4, 390–405.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СУМИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ВУЛКАНИТАМИ КАРЕЛИИ

Е. А. Гурина

gurinageologist@gmail.com

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2.

Цель. Изучение строения сумийских вулканитов Имандра-Варзугской структуры по литературным данным и сравнение геологических, петрохимических, изотопно-геохронологических и геодинамических особенностей данных пород с одновозрастными вулканитами Карелии.

Введение. Имандра-Варзугская структура (ИВС) располагается в приосевой части Кольского полуострова и протягивается на 330 км от предгорий Мончетундры на западе до оз. Бабьего на востоке при средней ширине 40–50 км. ИВС характеризовалась высокой магматической активностью на протяжении почти 700 млн. лет (от 2,5 до 1,8 млрд. лет) (Митрофанов и др., 1997). При этом магматизм наиболее интенсивно проявлен на раннем этапе развития структуры, особенно на западном ее фланге. Ранний этап эволюции ИВЗ, происходивший в сумийское время, особенно важен для характеристики процессов рифтогенеза, поскольку не имеет аналогов в регионе (Имандра-Варзугская структура, 1982).

Ранние исследования. В послевоенные годы ИВС была целью исследования на Pt, Ni, Cu и Au, что позволило сформировать информацию о стратиграфии, региональной геохимии, метаморфическом зондировании и магматической петрологии. Основные геологические особенности были установлены при картировании масштаба 1:200 000 в 1960х годах, а затем дополнены академическими исследованиями. Позже результаты составления карты масштаба 1:50 000 были объединены из различных исследовательских программ в четыре монографии, включающие общую геологию и стратиграфию, седиментологию, геохимию осадочных и вулканических пород. Геодинамические аспекты были рассмотрены в ряде работ (Загородный и др., 1988; Минц, 1996). Существует небольшое количество геохронологических измерений, ограничивающие время накопления осадочных и вулканогенных пород (Вревский, 2011), хотя значительные усилия были сфокусированы на датировании экономически целесообразных расслоенных интрузий (Чашин, 2015).

Геологическое строение западной части ИВС. Западный фланг ИВС протягивается от побережья озер Большая Имандра и Экостровская Имандра до предгорий Хибин. В его строении участвуют осадочно-вулканогенные образования, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, и преимущественно раннепротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузии. (Чашин и др., 2008).

Осадочно-вулканогенные породы объединены в три серии: стрельнинскую, варзугскую и томингскую (Имандра-Варзугская зона, 1982). В данной работе не затрагиваются варзугская и томингская серия, их описание можно найти в (Имандра-Варзугская зона, 1982). Стрельнинская серия характеризует ранний этап развития ИВЗ и на изучаемой площади включает в себя отложения кукшинской и сейдореченской свит. Пурначская свита, залегающая в основании данной серии, обнажается только вдоль северной границы в восточной части ИВС (Имандра-Варзугская зона, 1982). Кукшинская свита здесь представлена только верхней вулканогенной подсвитой и распространена на побережье оз. Большая Имандра и на северном и южном берегах губы Витегуба. В состав подсвиты входят афанитовые и миндалекаменные metabазальты. Сейдореченская свита прослежена от западного побережья оз. Большая Имандра до восточной части исследуемой площади и продолжается за ее пределы. По вещественному составу свита делится на две подсвиты: нижнюю осадочную и верхнюю вулканогенную. Нижняя в основании представлена кварц-

серицитовыми сланцами, выше они сменяются кварцитами, завершает разрез серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы (Чащин и др., 2008). Верхнесеидореченская подсвета на западном фланге ИВЗ представлена метабазами, метаандезибазами с горизонтом серицит-хлоритовых сланцев и порфиоровыми метариодацитами (Имандра-Варзугская зона, 1982). В основании разреза отмечаются метабазалты повышенной основности, которые сменяются метабазами и преобладающими метаандезибазами. В верхней части разреза появляются потоки порфиоровых метариодацитов, которые встречаются в переслаивании с метавулканитами основного состава (Чащин и др., 2008).

Результаты исследования. Вулканыты сумия ИВС представляют непрерывный ряд базальтов-риолитов преимущественно нормальной щелочности и занимают область пород толеитовой и известково-щелочной серии. На вариационных диаграммах Харкера эволюция состава выражается в последовательном снижении содержания железа, магния и кальция по мере возрастания количества кремнезема, что сопровождается увеличением щелочности. В некоторых случаях наблюдается повышенное содержание оксида магния в андези-базальтах, что сближает их с бонинитоподобными образованиями. Отдельно в Арвареченской структуре ИВЗ обнаружены вулканыты, относящиеся к коматиитовой серии, характеризующиеся низким содержанием TiO_2 (<1 мас. %), щелочных оксидов ($Na_2O + K_2O < 0,5$ мас.%) и варьируются в широких пределах от коматиитов (MgO 18-12 мас. %) до базальтов (MgO 9-12 мас. %) (Вревский, 2011).

Особенности распределения РЗЭ для метабазалтов и метаандезибазалтов использованы данные, приведенные в (Минц и др., 1996). Породы характеризуются отношением $((La/Yb)_N = 6.3-8.8)$ и имеют отрицательную Eu-аномалию. Распределение РЗЭ в метариодацитах характеризуется высокой степенью фракционирования с обогащением легкими РЗЭ, в 200 раз превышающими хондритовый уровень, с отношением $(La/Yb)_N = 3.1$ и отрицательной Eu-аномалией. Таким образом, спектры РЗЭ в вулканытах располагаются параллельно друг другу с последовательным увеличением концентрации РЗЭ по мере снижения основности пород (Чащин, 2008).

Геологические, геохимические и изотопные данные (Вревский, 2011; Чащин, 2008) позволяют рассматривать Имандра-Варзугскую структуру в качестве континентального рифта.

В данной работе ИВС сравнивалась по петрографическим, петрологическим, геохимическим и изотопно-геохронологическим особенностям со структурами Карелии, состоящими из вулканытов, преимущественно сумийского возраста. На основе этого анализа были сделаны выводы о сходствах и различиях геодинамической обстановки ИВС и структур Карелии.

На двух участках (гора Голец и гора Мяндуха), расположенных в разных блоках Ветреного пояса (юго-восточная окраина Балтийского щита), были изучены метавулканыты одноименной свиты (Межеловский, 2011). Дискриминационные диаграммы для обеих территорий показали приуроченность точек составов к границам полей СОХ и островных дуг.

Вулканыты сумийского возраста, расположенные в Центральной Карелии (северо-западного Прионежья) в районе Кумсинской структуры, д. Красная речка – д. Койкары – р. Семчь) формируют мощную лавовую толщу. Приведенные модели (Светов и др., 2004) предполагают малоглубинный характер зарождения магм, что свойственно для субдукционных обстановок.

Шомбозерская и Лехтинская структуры, расположенные в северо-восточной части Балтийского щита, являются частью Паанаярви-Выгозерского пояса карелид, простирающегося в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Карельского кратона и

Беломорского подвижного пояса. Наиболее предпочтительной геодинамической моделью формирования отложений является континентальный рифт (Мыскова и др., 2013).

В пределах Паанаярви-Ципрингской структуры Северной Карелии по приведенным геологическим, петрохимическим и геохронологическим данным установлено формирование осадочно-вулканогенных толщ в обстановке континентального рифта (Буйко, 1993).

Выводы. В результате изучения литературных источников было установлено, что в Имандра-Варзугской структуре геодинамическая обстановка по геологическим, петрохимическим и изотопным данным близка к обстановкам Шомбозерской, Лехтинской структур Паанаярви-Выгозерского пояса и Паанаярви-Ципрингской структуры (Северная Карелия). Тогда как в структуре Ветренный пояс (юго-восточная окраина Балтийского щита) предполагается обстановка СОХ и островных дуг, а в районе Кумсинской структуры (Центральная Карелия) - субдукционная обстановка.

Список литературы

- Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сарийского комплекса сСеверной Карелии (Паанаярви_ципрингская структура). // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т.3. №4. С.16-30.
- Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита. // Петрология. 2011. Т.19. №5. С. 1-29.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелидсеверо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Межеловский А.Д., Корсаков А.К., Лукашенко С.В. Состав и строение метавулканитов свиты ветреного пояса (Ветренный пояс, Балтийский щит) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. №6. С. 28-35.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996, 287 с.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л., Сорохтин Н.О., Пожиленко В.И. кольский глубинный раннедокембрийский коллизии: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 5-21.
- Мыскова Т.А., Иванов Н.М., Корсакова М.А., Милькевич Р.И., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей-протерозой в Северной Карелии. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т.21. №4. С. 3-25.
- Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии. // Геохимия. 2004. №7. С. 1-11.
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные. // Петрология. 2008. Т.16. № 3. С. 296-316.
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петро-геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расчлененных интрузий. // Петрология. 2015. №Т.23. №5. С. 459-489.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДОВ СУРОВСКО-ТАЛОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ИНТРУЗИВА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Гурова А.В.¹, Хромых С.В.^{1,2}

sushka386@gmail.com

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Введение. В последнее время в исследованиях аккреционно-коллизийных систем всё чаще подчеркивается роль базитовых комплексов, находящихся в их составе (Хромых и др., 2016). Территория Восточного Казахстана, благоприятная для подобных исследований, является частью Алтайской коллизийно-сдвиговой системы, сформированной в позднем палеозое в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов (Владимиров и др., 2003).

Объекты исследования. В пределах Калба-Нарымской зоны Алтайской коллизийной системы проявлены ультрабазит-базитовые комплексы, представляющие собой цепочку небольших массивов (Марьин и др., 1966; Хромых и др., 2016). Нами был изучен наиболее крупный Суровско-Таловский интрузив, расположенный на правом (Суровский массив) и левом (Таловский массив) берегах р. Иртыш вблизи г. Усть-Каменогорска. Массив вытянут в северо-западном направлении на 18 км при поперечных размерах 5-8 км. Предшествующими исследованиями (Марьин и др., 1966; Юрченко, 1981) было установлено, что массив имеет дифференцированное строение и сложен ультрабазит-базитовыми породами. Геохронологические данные ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопные исследования) позволяют установить время формирования массива в 312-313 млн лет (авторские неопубликованные данные).

Результаты. В ходе проведенных исследований выявлены четыре группы пород, различающиеся по минералогическим и вещественным характеристикам. Породы первой группы слагают основной объем Суровского массива. Они представлены перидотитами, троктолитами и габбро, от меланократовых до лейкогаббро. Типоморфным минералом является оливин с железистостью $f =$ от 18-24 до 26-32, увеличивающейся к габбро. Увеличение железистости отмечается также для ортопироксенов и клинопироксенов; плагиоклаз представлен битовнитом, а амфибол – паргаситом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, хромитом, пирротинитом и пентландитом. Петрографические наблюдения позволяют определить последовательность минералообразования в породах серии: $Ol \rightarrow Opx \rightarrow Pl \rightarrow Cpx \rightarrow Amph$.

Вторая группа пород слагает основной объем Таловского массива. Она представлена преимущественно габбро, иногда меланогаббро разной степени измененности. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (битовнит, лабрадор) и клинопироксен (авгит), редко амфибол, акцессорные минералы – ильменит, апатит, циркон. Петрографические наблюдения указывают на следующую последовательность минералообразования: $Pl \rightarrow Cpx \rightarrow Amph$.

К породам третьей группы относятся амфиболовые габбронориты, проявленные в подчиненном количестве в эндоконтактовых зонах Суровского интрузива. Для них отмечается отсутствие оливина, а главными породообразующими минералами являются клинопироксен (салит и авгит) и плагиоклаз (лабрадор – андезин), также присутствуют ортопироксен - гиперстен (наиболее ранний), амфибол (эденит) и биотит (суммарно до 15-20 об. %). Иногда встречаются ксеноморфные зерна позднемагматического кварца (1-2 об. %). Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, цирконом, пентландитом, халькопиритом. Последовательность минералообразования по петрографическим данным следующая: $Opx \rightarrow Pl + Cpx \rightarrow Amph + Bt \rightarrow Qtz$

Породы четвёртой группы представлены биотитовыми оливиновыми габбро, биотитовыми оливиновыми габброноритами, биотитовыми троктолитами и амфиболовыми габбро. Данная разновидность пород проявлена в восточном эндоконтакте Таловского массива. Главными породообразующими минералами для этой группы являются: плагиоклаз (андезин, лабрадор), оливин с железистостью $f =$ от 33-36 до 42-44, биотит (по составу занимающий промежуточное положение в ряду флогопит-аннит и характеризующийся повышенным содержанием алюминия), клино- и иногда ортопироксен, редко амфибол; акцессорные – ильменит, апатит, циркон. Также для этих пород характерны вкрапления сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). По петрографическим данным последовательность минералообразования здесь такова: $Ol \rightarrow Pl + Orx \rightarrow Crx \rightarrow Bt \pm Amph$.

Породы перидотит-габбровой серии первой группы образуют единый дифференцированный ряд, который широко варьирует по содержанию MgO , CaO , Al_2O_3 (рис. 1А).

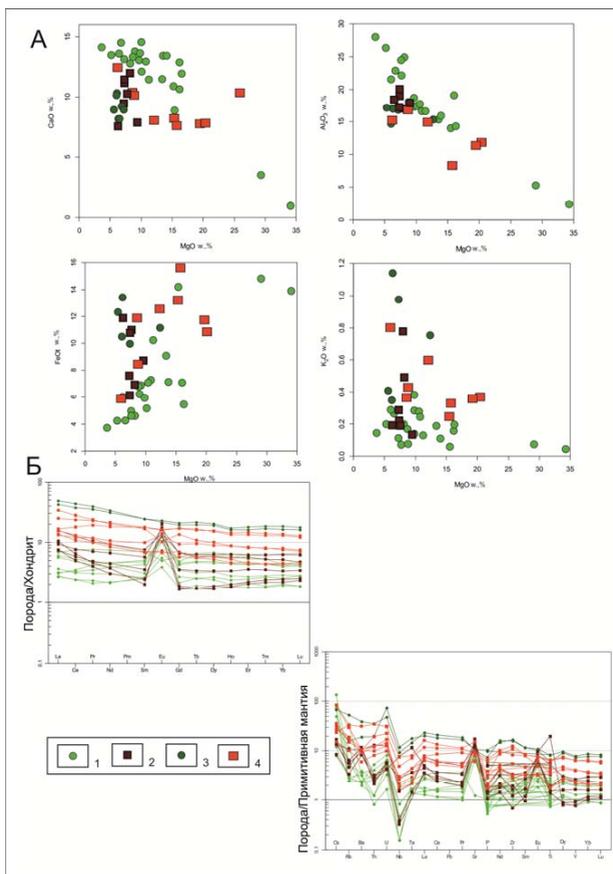


Рисунок 1. А) Диаграммы содержания петрогенных компонентов для пород Суровско-Таловского интрузива; Б) Мультиэлементная диаграмма и диаграмма содержания РЭЭ. 1 - Породы первой группы Суровского массива; 2 - породы второй группы Таловского массива; 3 - породы третьей группы Суровского массива; 4 - породы четвёртой группы Таловского массива.

Разнообразие их составов обусловлено процессами фракционирования оливина и плагиоклаза. Породы второй группы в целом схожи с породами первой, однако в них отмечается заметно меньшее содержание MgO и CaO; вариации составов пород указывают на фракционирование клинопироксена. Габброиды этих групп обоих массивов характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных элементов с выраженным европиевым максимумом (величина Eu/Eu^* от 2 до 10); в перидотитах понижены концентрации легких лантаноидов при сохранении «габброидного» уровня тяжелых РЗЭ (La/Yb отношение от 0.7 до 4 в габброидах и от 0.4 до 1.0 в перидотитах) (рис. 1Б).

Амфиболовые породы третьей группы по содержанию петрогенных компонентов значительно отличаются от пород главной фазы массивов (рис. 1А) пониженными содержаниями магния и кальция, повышенными содержаниями кремнезема и щелочей, а также железа, титана и фосфора. Они имеют спектры редкоземельных элементов со слабым отрицательным наклоном, европиевый минимум отсутствует, характерны повышенные содержания редких элементов, в т.ч. Rb, Ba, Th, U, K (рис. 1Б).

Четвёртая группа оливиновых габброноритов обнаруживает повышенные содержания магния (до 20 мас. %), но помимо этого – высокие содержания железа (Ij 15.6 масс. %), титана (до 1.32 масс. %), калия (до 0.6 масс. %) и фосфора (до 0.14 масс. %); содержания кальция относительно пород первой и второй групп понижено (рис. 1А). При этом по наклону кривых спектров редкоземельных элементов эта группа очень близка с третьей группой амфиболовых габбро (рис. 1Б).

Обсуждение результатов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что породы первой и второй (преобладающих) групп в целом близки к толеитовой серии. Породы третьей и четвёртой групп, обнаруженные в эндоконтактных зонах, отличаются повышенными содержаниями K и P, что можно было бы интерпретировать как следствие контаминации магмы вмещающими породами, при условии повышенного содержания SiO_2 , что наблюдается для пород третьей группы. Однако, для пород четвёртой группы характерны повышенные содержания Mg, что выражено в присутствии ликвидусного оливина. Основываясь на близких вещественных характеристиках пород первых двух групп, для них можно предположить одинаковый мантийный источник. При этом контаминация первичной магмы вмещающими породами могла привести к формированию пород третьей группы. Кристаллизация же пород четвёртой группы, по всей видимости, происходила из другой первичной магмы, более геохимически обогащенной. Данная схема является предварительной и будет уточнена при дальнейших детальнейших минералогических и петрологических исследованиях.

Список литературы

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. – № 12. – С. 1321–1338.
- Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г., Шуликов Е.С. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия. // Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Труды ИГН им. К.И. Сатпаева. Т. 17. Алма-Ата: «Наука». 1966. с. 32-45.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 5. с. 983-1004.
- Юрченко Е.М. Новые данные о внутреннем строении Таловского ультрабазит-габброидного массива // Проблема магматической геологии Зайсанской складчатой области // Труды ИГН им. К.И. Сатпаева. Т. 40. Алма-Ата: «Наука». 1981. с. 114-120.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ГРАНИТАХ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА: ТЕТРАД-ЭФФЕКТ И ЕГО ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ, СВЯЗЬ С НАКОПЛЕНИЕМ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

А.А. Кобышев

icelopa@gmail.com

ГЕОХИ РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина 19

ИЭМ РАН, 142432, Черноголовка, ул. Осипьяна 4

Введение. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в большинстве геологических процессов контролируется их ионным радиусом и зарядом. Однако плавность распределения нормированного спектра РЗЭ в некоторых случаях нарушается, приводя к его разделению в виде зигзагообразной кривой на четыре части: La-Nd, Sm-Gd, Gd-Ho и Er-Lu (Fidelis, Siekierski, 1966). Возникновение этого эффекта, названного "тетрадным" (по числу частей на которые делится спектр), связывают с комплексообразованием в водной среде с участием не до конца заполненной электронной f-оболочки (Kawabe, 1992), в образованных комплексных соединениях связь между центральным атомом и лигандами становится ковалентной. Теоретическое обоснование и механизм возникновения этого эффекта описывается в (Jorgensen, 1962; Новоженев, 2001).

В природных объектах было выделено два типа тетрад-эффектов: М – тип, с выгнутыми кривыми между конечными элементами тетрад, характерный для гранитных систем (Masuda et al., 1987) и W – тип, с вогнутыми кривыми, обнаруженный в водорослях, морской воде, и некоторых грунтовых водах (Masuda, Ikeuchi, 1979). Тетрад-эффект распределения РЗЭ, также обнаружен между органической и водной фазами (Peppard, 1969), алюмосиликатным и алюмофторидным расплавом (Граменицкий и др., 2005).

Методика оценки величины тетрад-эффекта, основана на оценке отклонения измененных концентраций РЗЭ центральных членов тетрады к величине, рассчитанной при помощи интерполяции по концентрации первого и последнего элемента тетрады (Irber, 1999):

$$T_i = ((C_{2cn}/(C_{1cn}^{2/3} \times C_{4cn}^{1/3}))/C_{3cn}/(C_{1cn}^{1/3} \times C_{4cn}^{2/3}))^{0.5} \quad [1]$$

$$TE_{1,3,4} = (T_1 \times T_3 \times T_4)^{1/3} \quad [2]$$

где: T_i - i -я тетрада; C_n - номер элемента в тетраде с 1 по 4-й; C_{cn} - нормированное по хондри-ту значение концентрации элемента; TE_n - общий тетрад-эффект.

С учетом аналитической погрешности метода ICP-MS, тетрад-эффект принимается значимым, если $TE_i > 1.1$ (М-тип) или $TE_i < 0.9$ (W-тип) (Irber, 1999; Ясныгина, Рассказов, 2008). Наиболее корректные оценки дает совместное использование в расчетах первой, третьей и четвертой тетрад ($TE_{1,3,4}$), в ряде случаев при наличии отрицательной, или положительной аномалии Се – отбраковывается первая тетрада. Вторую тетраду не учитывают в расчетах, из-за нарушения распределения Eu в гранитных системах (Минимумы, связаны с вхождением Eu^{2+} в плагиоклаз при кристаллизационной дифференциации магмы) и с участием вещества мантии (максимумы), отсутствием Pm в Земных условиях. В нормированных спектрах РЗЭ, при отсутствии тетрад-эффекта, величины T_i равны единице.

Геологический очерк. Салминский плутон относится к анортозит-рапакивигранитной формации гранитов А-типа (Ларин, 2001). Плутон расположен в Южной Карелии на восточном берегу Ладожского озера. Его протолитом являются нижнекоровые породы свекофенского времени и карельского кратона (Newmark et al., 1994). Породы плутона представлены широким перечнем пород от габбро и анортозитов до Li-F гранитов, образовавшихся в период 1530-1547 млн лет назад (Amelin et al., 1997).

В Северо-западной части плутона, в районе г. Питкяранта, породы полого залегают под метасадочными, карбонатсодержащими толщами протерозоя, в которых локализованы многочисленные скарновые, грейзеновые и пегматитовые месторождения и рудопроявления Питкярантского рудного узла. В этой части плутона проявлены многочисленные выходы незначительных по мощности тел топазсодержащих: Li-сидерофиллит и циннвальдитсодержащих гранитов, в то время как основной объём этих гранитов скрыт на глубине. С их рудогенетическим потенциалом, некоторые геологи (Amelin et al., 1991) связывают образования рудных объектов района.

В Питкярантском рудном районе были отобраны образцы гранитной серии пород: оvoidные биотит-роговообманковые граниты (Sal1), оvoidные биотитовые граниты (Sal2), равномернозернистые биотитовые граниты (Sal10, Sal19), Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты (Sal15, Sal16, Sal17), топаз – циннвальдитовые граниты (Li-F граниты) (Sal4, Sal12), жила аплитов (Sal14), гнейсы куполов вмещающие (Sal4) и (Sal14) – (Sal9) и (Sal13) соответственно. Состав пород был проанализирован на петро и микроэлементный состав методами XRF и ICP-MS

Спектры редкоземельных элементов нормированные на хондрит (Andres and Grevese, 1989) в породах Салминского плутона показаны на рисунках 1 и 2.

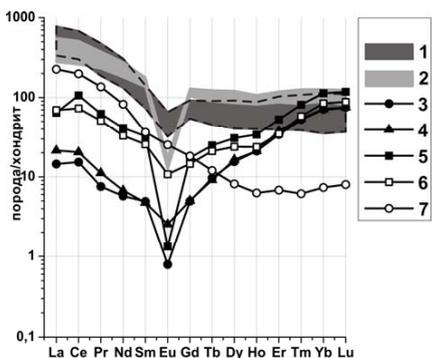


Рис 1. 1 – Ранние фазы, Sal1 и Sal2; 2 – равномернозернистые биотитовые граниты Sal10 и Sal19; Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты: 3 – Sal15, 4 – Sal16, 5 – Sal17; 6 – жила аплитов Sal14; 7- гнейсы Sal13 вмещающие Sal14.

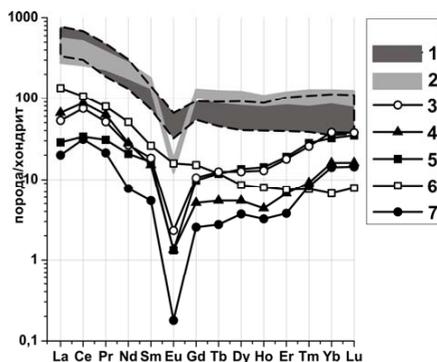


Рис 2. 1 – Ранние фазы, Sal1 и Sal2; 2 – равномернозернистые биотитовые граниты Sal10 и Sal19; топаз-циннвальдитовые (Li-F) граниты: 3 – Sal4, 4 – Sal12, 5 – 403-13 (Ларин, 2011), 7- 97/ИИ/67 (Haapala, 1997); 6 – гнейсы Sal9 вмещающие Sal4.

Обсуждение. В рассматриваемых в работе гранитных породах наблюдается тетрад-эффект М-типа, его значение $TE_{1,3,4}$ представлено в табл. 1, по (Irber, 1999). Проявление тетрад-эффекта положительно коррелирует с выносом, Eu, накоплением Ta, уменьшением значения Zr/Hf и является следствием возрастания количества F и воды в магме, понижении температуры её солидуса.

Оvoidные биотит-амфиболовые и биотитовые, а также равномернозернистые биотитовые граниты - характеризуются преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми, значимые значения тетрад-эффекта не проявлены.

Таблица 1

Некоторые геохимические особенности пород Салминского плутона и вмещающих

Тип пород	Граниты рапакиви		Биотитовые равнозернистые граниты.		Li-сидерофиллитовые топазсодержащие граниты .			Топазцинвальдитовые (Li-F) граниты		Гнейсы куполов	
	Sal1	Sal2	Sal10	Sal19	Sal15	Sal16	Sal17	Sal4	Sal12	Sal13	Sal9
Номер образца											
Li, ppm	31	51	101	71	182	76	91	453	370	26	76
Ta, ppm	2.1	2.9	6.6	9.6	22.5	16.1	34.4	38.6	70	1.5	1.3
K/Rb	236	230	121	94	72	71	57	25	22	143	156
Zr/Hf	32.4	37.6	23.9	20.6	9.3	8.5	7.4	5.6	5.1	36	33.5
Nb/Ta	5.7	11.8	13.3	13.2	3.3	3.8	3.1	2.6	1.6	5.8	4.9
Y/Ho	22	26.6	26.2	30	25.3	27	20.1	15.7	14.3	21	27
T.E. _{1,2,3}	1.07	1	1.02	1.07	1.19	1.21	1.29	1.29	1.32	1.01	0.98

Отличительной чертой Li-сидерофиллитсодержащих гранитов является преобладание тяжёлых нормированных лантаноидов относительно лёгких, $LREE/HREE \leq 1$, при этом нормированные Er-Lu находятся на уровне концентраций в наиболее ранних гранитных фазах. Увеличение концентрации тяжёлых лантаноидов в магме может быть связано с их привнесом при помощи F-содержащего флюида, так как фтор легко образует комплексные соединения с лантаноидами, устойчивость которых возрастает с увеличением их атомного номера (Балашов, 1976; Wood, 1990). Это может быть реализовано, например, при отделении флюида от расплава после кристаллизации менее эволюционно продвинутых гранитов с большей температурой солидуса.

Li-F цинвальдитсодержащие граниты сохраняют, как и в более ранних гранитных фазах - преобладание содержаний лёгких лантаноидов над тяжёлыми, при этом, в отличие от наиболее ранних гранитных фаз, также как и в спектрах Li-сидерофиллитсодержащих гранитов (хотя и менее проявлено) - наблюдается привнос тяжелых РЗЭ. Отличительной чертой Li-F гранитов является обеднение по всем редкоземельными элементам по сравнению с более ранними фазами. На рис. 2, кроме изучаемых нами образцов Li-F гранитов также показаны спектры РЗЭ по данным литературных источников. Образец 403-13 (СКВ. 413, глубина не менее 300 метров) (Ларин, 2011) практически идентичен образцу Sal4, в то время как Sal12 отличается ещё большей обедненностью по всем РЗЭ, что похоже на картину наблюдаемую в рапаквигранитном штоке Еурайоки (образец топазсодержащих риолитов 97/ИН/67 (Haarala, 1997).

В образце (Sal14) представляющим собой небольшую аплитовую дайку мощностью до первых см., наблюдается идентичный с лейкогранитами нормированный спектр РЗЭ. Биотиткалишпатовые гнейсы (Sal13), вмещающие жилу аплитов (Sal14) имеют резко отличный спектр РЗЭ, отсутствие Eu отрицательной аномалии, значимый суммарный тетрад-эффект не проявлен (рис.1). Данный факт можно интерпретировать, как накопление тяжелых РЗЭ, а также проявления тетрадэффекта на магматической стадии. Также хочется отметить, что биотитовые гнейсы Sal9, вмещающие интрузивное тело Li-F гранитов (Sal4), также как и Sal13 – не имеют значимого суммарного тетрадэффекта и Eu минимума (рис. 2), что также говорит об отсутствии возникновения тетрад-эффекта на постмагматической стадии.

Для наиболее дифференционно продвинутых гранитов отмечается отрицательная европиевая аномалия, она углубляется по мере роста эволюции гранитов, считается, что она

связана с распределением Eu^{2+} в полевые шпаты в результате кристаллизационной дифференциации расплава. Некоторые авторы отмечают (Ясныгина и Рассказов, 2008), что европиевый минимум является индикатором роста фугитивности кислорода в магме, что соответствует наблюдениям за эволюцией составов магматических флюидов, полученным в результате изучения включений в породах Салминского плутона (Sviridenko, 1994).

Заклучение. Основываясь на освещённых выше наблюдениях, в наиболее дифференцированных гранитных разностях Салминского плутона на магматической стадии происходило увеличение содержания Li и F, что приводило как к уменьшению температуры солидуса, так и, вероятно, к возникновению жидкостной несмесимости и разделению на ионную фторидную и ковалентную силикатную жидкости. Именно с отделением фторидного расплава связывают проявление тетрад-эффекта М-типа в высокодифференцированных гранитах, вынос Y относительно Ho, привнос тяжёлых РЗЭ относительно лёгких. Наиболее вероятно проявление жидкостной несмесимости для Li-F гранитов являющихся сателлитами Li-F гранитов скрытых под Уксинским куполом.

Автор благодарит Российский фонд фундаментальных исследований за финансовую поддержку работы грантами 14-05-31098 мол_а и 15-05-03393А

Список литературы

- Балашов Ю.А., 1976. Геохимия редкоземельных элементов. Наука, Москва, 267 стр.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., 2005. Поведение редкоземельных элементов, иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм. Геохимия №1, 45-59
- Ларин А.М., 2011. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Наука, С-Петербург, 402 стр.
- Новоженов В.А., 2001. Введение в неорганическую химию. Алтайский государственный университет, Барнаул, 648 стр.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., 2008. Редкоземельные спектры с тетрад-эффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна. Геохимия № 8, 877—880.
- Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D., 1997. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. Contrib Mineral Petrol 127, 353-368.
- Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. et al., 1991. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia. Geol. Surv. Finland / Eds I. Haapala, O.T. Ramo, P.T. Salonsaari, Guide 33.
- Andres E., Grevesse N., 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochimica acta vol 53, 197-214
- Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M., 1994. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi Rapakivi Granite-Anorthosite Batolith (Karelia, Russia). Mineralogy and petrology vol 50, 173-193.
- Irber W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochimica et Cosmochimica Acta vol 63, No3/4, 489-508
- Fidelis I., Siekierski S., 1966. The regularities in stability constants of some rare earth complexes. Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry № 28, 185—188.
- Haapala I., 1997. Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topaz-bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. Journal of petrology, vol 38, № 12, 1645—1659
- Jorgensen C.K., 1962. Electron transfer spectra of lanthanide complexes. Mol. Phys. vol 5, 271-277
- Kawabe I., 1992. Lanthanide tetrad effect in the Ln^{3+} ionic radii and refined spin-pairing energy theory. Geochem. J. vol 26, 309-335
- Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T., 1987. Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types W and M. Geochimica et Cosmochimica acta № 21, 119—124.
- Masuda A., Ikeuchi Y., 1979. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment. Geochimica et Cosmochimica acta vol 13, 19-22.
- Peppard D.F., Mason G.W., lewey S.A., 1969. A tetrad effect in the liquid- liquid extraction ordering of lanthanides (III) // Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry vol 31, 2271-2272.
- Sviridenko L.P., 1994. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi Pluton, Karelia, Russia. Mineralogy and petrology vol 50., 59-67.
- Wood S.A., 1990. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium, 2. Theoretical predictions of the speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. Chem. Geol. vol 88, 99-125.

ТИПЫ КРУПНООБЪЕМНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТО-КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р.Х. Мансуров

rinman81@bk.ru

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, 1

В последние годы наблюдается тенденция к увеличению отработки месторождений коренного золота и, напротив, к сокращению добычи золота из россыпей. В настоящее время в регионе основное внимание золотопромышленных компаний уделяется месторождениям золота с низкими содержаниями металла 1,5-3,0 г/т, но при условии значительных запасов, простой морфологии рудных тел, возможности отработки карьерами и находящиеся в непосредственной близости от действующих предприятий (Волков, 2012; Константинов и др., 2007; Михайлов и др., 2001).

Примерами таких месторождений в России являются такие объекты, как Олимпиадинское, Благодатное, Ведугинское в Енисейской, Сухой Лог в Байкало-Патомской, Наталкинское в Верхояно-Колымской провинциях (Михайлов и др., 2001; Золоторудные ..., 2010; Волков, 2012). Среди зарубежных примеров – Мурунтау (Узбекистан), Ашанти (Гана), Оюу-Толгой (Монголия), Грасберг (Индонезия), Пост Бетце (США) и ряд других (Волков, 2012; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Goldfarb et al., 2005; Groves et al., 2005). Среди геолого-промышленных типов крупнообъемных месторождений выделяются золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные, объединяемые в иностранной литературе в семейство орогенных, собственно золото-порфировые и комплексные золото-медно-(молибден)-порфировые, некоторые эпitherмальные, золото-колчеданные, объекты карлинского типа (Константинов и др., 2007; Золоторудные ..., 2010; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Cooke et al., 2005; Goldfarb et al., 2005; Groves et al., 2005; Hart, 2007).

На сегодняшний день одним из главнейших золотодобывающих регионов на Востоке РФ является Енисейский край. В пределах Енисейской золоторудной провинции ежегодно добывается около 50 т золота (Мкртчян и др., 2010; Сердюк и др., 2010; Совмен и др., 2009).

Практически все золоторудные месторождения Енисейской золоторудной провинции локализованы в относительно небольшом интервале стратиграфического разреза, включающего (снизу вверх), пенченгинскую свиту, рассматриваемую как начальный рифтогенный комплекс дорифейского протерозойского основания, кординскую свиту нижнего рифея, а также горбилокскую, удерейскую и частично погорюйскую свиты среднего рифея (Мкртчян и др., 2010; Сердюк и др., 2010). Мощность этого разреза составляет от 8 до 10 км, а время его формирования порядка 600 млн. лет (Мкртчян и др., 2010).

Золоторудные объекты Енисейской золоторудной провинции представлены двумя главными геолого-промышленными типами: 1) жильные и жильно-прожилковые зоны золото-кварцевого типа, локализованные преимущественно в терригенных углеродистых отложениях (Советское, Эльдорадо, Аяхтинское, Васильевское и др.); 2) жильно-прожилковые и прожилково-вкрапленные золото-сульфидно-кварцевого и золото-(мышьяковисто)-сульфидного типов в карбонатно-терригенных и терригенных отложениях (Олимпиадинское, Благодатное, Ведугинское и др.) (Мкртчян и др., 2010; Сердюк и др., 2010; Совмен и др., 2009).

Практически все месторождения локализуются в достаточно узкой полосе шириной около 30 км ССЗ простирания между Татарским (с запада) и Ишимбинским (с востока) региональными глубинными долгоживущими рудоконтролирующими разломами. Причем месторождения золото-кварцевого типа локализуются преимущественно в зоне Ишимбинского разлома, а золото-сульфидно-кварцевого и золото-(мышьяковисто)-сульфидного типов тяго-

теют к экзоконтактам крупных гранитоидных интрузий в зоне динамического влияния Татарского разлома (Совмен и др., 2009).

Большинство месторождений и проявлений Северо-Енисейского рудного района относятся к золото-кварцевому геолого-промышленному типу (Советское, Эльдорадо, Кварцевая Гора, Титимухта и др.) (Мкртчян и др., 2010; Сердюк и др., 2010).

Вместе с тем, растущую золотодобывающую отрасль района формируют крупнообъемные месторождения золото-сульфидно-кварцевого и золото-(мышьяковисто)-сульфидного типов (Олимпиадинское, Благодатное, Ведугинское) с низкими средними содержаниями металла (Мкртчян и др., 2010; Совмен и др., 2009). Кроме того, в последние годы наметилась тенденция по переоценке и доразведке золото-кварцевых объектов, с целью увеличения их запасов за счет вовлечения в отработку флангов известных рудных с более низкими содержаниями золота. Ярким примерам переоценки является месторождение Благодатное, относимое в настоящий момент к объектам золото-сульфидно-кварцевого типа (Совмен и др., 2009).

Общей закономерностью является наличие крупнообъемных линейно-изометричных штокероподобных минерализованных зон с (прожилково)-вкрапленными рудами преимущественно с золото-сульфидной минерализацией с низкими средними содержаниями золота, не превышающими первые г/т, в осевых частях которых, как правило, устанавливаются стержневые жильно-прожилково-вкрапленные золото-сульфидно-кварцевые зоны с высокими (более 3 г/т) концентрациями металла.

Недавние работы ФГУП ЦНИГРИ, осуществлявшиеся в период 2013-2015 гг. в рамках госконтракта Роснедра МПР РФ («Поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Кольвской золоторудных провинций»), позволили усовершенствовать имеющиеся к подходы в вопросах прогноза и поисков крупнообъемного золотого оруденения.

При прогнозировании крупнообъемных месторождений исследуется широкий спектр геологической информации, главным образом, геологическая, геохимическая, геофизическая изученность территории, данные космодешифрирования, прямые и косвенные признаки золотонности. В результате составляется результирующая карта прогноза с основными элементами золотонности, позволяющая выделить наиболее перспективные первоочередные поисковые площади и участки. В конечном итоге на стадии прогноза разрабатываются прогнозно-поисковые модели для разноранговых металлогенических таксонов с выделением эталонных объектов (Иванов и др., 2016).

Для вышеназванных регионов, включая Енисейскую золоторудную провинцию, характерно широкое развитие перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнепринесенных отложений, затрудняющих поиски. В таких условиях применяется комплексная методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, позволяющая в кратчайшие сроки определить перспективы поисковых площадей и участков (Иванов, 2014; Иванов и др., 2016; Мансуров и др., 2015).

Непосредственно поисковые исследования осуществляются в несколько последовательных этапов.

На первом этапе поисковые перспективные площади изучаются серией опорных геолого-геофизических профилей с целью выявления рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций (рассланцевания). Последние приурочены, как правило, к зонам разрывных нарушений, опережающих к крупным долгоживущим региональным глубинным разломам, в узлах пересечения разрывов более высоких порядков.

Длина профилей до 12 км, расстояние между ними 4–5 км. Исследования по опорным профилям включают комплекс геологических (геолого-поисковые маршруты), геохимических

(шлиховое, литохимическое по вторичным ореолам рассеяния и сколковое опробование нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в шурфах на глубине, в среднем, 1-1,5 м) и геофизических (электро-, грави-, магниторазведка) методов (Мансуров и др., 2015).

В ходе работ установлено, что наиболее перспективные на выявление золоторудных месторождений приурочены к участкам разрушения («распада») структуры магнитного поля – области резкого ослабления интенсивности линейных магнитных аномалий и полного градиента магнитного поля. Предполагается, что «распад» структуры магнитного поля связан с разрушением осадочно-метаморфогенного пирротина в результате гидротермально-метасоматического преобразования (Иванов и др., 2016).

На втором этапе поисковых работ в пределах наиболее перспективных поисковых участков в пределах рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций осуществляются площадные литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, проходка линий копушей глубиной 0,8–1 м, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. Проходка линий копушей глубиной, в среднем, 0,8–1,0 м производится по нижним бортам склонов с интервалом 20–40 м между копушами с целью шлихового и литохимического опробования по ВОР нижнего надкоренного малосмещенного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений (Иванов, 2014; Мансуров и др., 2015).

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

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

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

Список литературы

- Волков А.В. Крупнотоннажные месторождения в мировой и российской золотодобыче // Золото и технологии. 2012. № 2(16). С. 38–46.
- Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. – М.: Акварель, 2010. 349 с.
- Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы, 2014. № 1. С. 36–42.
- Иванов А.И., Вартанян С.С., Черных А.И. и др. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012-2015 гг.) // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 11–62.
- Константинов М. М., Волков С.В., Стружков С.Ф., Цымбалюк Н.В. Крупнотоннажные месторождения – ресурс добычи золота в России // Разведка и охрана недр. 2007. № 6. С. 5–11.
- Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.
- Михайлов Б.К., Прусс Ю.В., Волков С.В. Крупнообъемные золоторудные месторождения Центральной Колымы – объекты XXI века // Золотодобывающая промышленность России: Проблемы и перспективы. М.: ЦНИГРИ, 2001. С. 23–28.

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

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

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

Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls // *Economic Geology*. 2005. V. 100. № 5. P. 801-818.

Goldfarb R. J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Economic Geology 100-th anniversary volume*. 2005. V. 40.

Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky M.D. and Vielreicher R.M. 100th Anniversary Special Paper: secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // *Economic Geology*. 2005. V. 100. № 2. P. 203-224.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*. 2007. № 5. P. 95-112.

Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // *Special Publication-Society of Economic Geologists*. 2003. V. 10. P. 315-343.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УЧАСТКА ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ 3 (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Я.А. Мирошникова, П.В. Припачкин, В.В. Пуха

miroshnikova@geoksc.apatity.ru

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14

Введение. Участок Южносопчинский 3 находится в пределах так называемого Южно-Сопчинского массива (ЮСМ), который расположен в центральной части Кольского региона, в зоне сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов – Мончеплутона и Мончетундровской интрузии. ЮСМ простирается на 10 км в северо-западном направлении и, по данным бурения, погружается на юго-запад под углом около 60°. В конце 90-х гг. XX в. в его северо-восточной части поисковыми работами ОАО Центрально-Кольская экспедиция была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью (так называемая «Южносопчинская рудная зона»). Содержание суммы элементов платиновой группы и золота в метаморфизированных габброноритах, норитах и пироксенитах составляют в среднем около 2-3 г/т (Рундквист и др., 2012).

По данным Т.Л. Гроховской и соавторов (Гроховская и др., 2012), платинометальная минерализация ЮСМ связана с пегматоидными пироксенитами, которые образуют шпирсы и участки неправильной формы и жильные образования среди среднезернистых пироксенитов. К настоящему времени в ЭПГ-проявлениях ЮСМ установлено более 20 различных видов минералов платиновой группы – висмутотеллуриды и арсениды палладия, сульфиды Pt и Pd (Гроховская и др., 2012).

Во время полевых работ 2014 г. нами были детально исследованы геология и рудная минерализация участка Южносопчинский 3, расположенного на крайнем юго-восточном фланге ЮСМ. В обнажениях на этой территории зафиксированы две главные породные разновидности – метапироксениты (с переходами к метаноритам) и метагаббронориты, с преобладанием первых. Структурные взаимоотношения между габброноритами и пироксенитами указывают на то, что габбронориты представляют собой более позднюю фазу, т.к. часто можно наблюдать зоны брекчирования, где обломки метапироксенитов и метаноритов заключены в метагабброноритовый цемент.

В отдельных обнажениях породы интенсивно переработаны, вплоть до образования сланцев по габброидам. Контакты между метапироксенитами и метагабброноритами извилистые, участками с контактными эпидот-хлоритовыми оторочками.

Также в пределах участка Южносопчинский 3 развиты многочисленные жильные тела различного состава и морфологии. Наиболее распространены жилы амфибол-плагиоклазового состава. Важной особенностью амфибол-плагиоклазовых жил является их тесная связь с телами метагабброноритов. Наблюдается непосредственный переход от габброноритового тела через тонкие апофизы к плагиоклаз-амфиболовым жилам. В центральной части участка на площади нескольких десятков квадратных метров апофизы и жилы образуют густую сеть. Мощность жил обычно не превышает 50 см.

Рудная минерализация в жильных плагиоклаз-амфиболовых породах. Результаты изучения рудной минерализации приведены в таблице 1.

Изучение рудных минеральных ассоциаций проводилось с помощью микроскопа Axio-plan оснащенного соответствующей видеоаппаратурой, позволяющей проводить фотодокументацию исследуемых объектов. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнялся на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46. Диагностика минералов в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионных спектро-

метров Röntec и Bruker X Flash-5010 к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах.

Исследование рудной минерализации в плагиоклаз-амфиболовых жилах участка Южносопчинский 3 показало, что главными сульфидными минералами являются халькопирит, пирротин и виоларит, реже встречается пирит. Халькопирит представлен мелкими (2-20 мкм) и крупными (до 1.5 мм) выделениями неправильной формы. Пирит обнаружен в виде неправильных выделений размером 5-100 мкм. Местами вокруг зёрен халькопирита и пири-

Таблица 1. Рудные минералы в жильных телах участка Южносопчинский 3

Минерал	Формула	Встречаемость
<i>Сульфиды и их аналоги, сульфосоли</i>		
<i>Группа никелина</i>		
Котульскит	PdTe	XX
<i>Несгруппированные теллуриды</i>		
Меренскиит	PdTe ₂	XX
Темагамит	Pd ₃ HgTe ₃	X
<i>Группа пирита</i>		
Пирит	FeS ₂	XXX
<i>Группа халькопирита</i>		
Халькопирит	CuFeS ₂	XXXX
<i>Сульфиды сидерофильных элементов</i>		
Пирротин	Fe _{1-x} S	XXXX
Виоларит	FeNi ₂ S ₄	XXXX
<i>Оксиды и гидроксиды</i>		
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	XXX

Примечания: X – единичные находки, XX – редкий, XXX – часто встречающийся, XXXX – главный.

та наблюдается кайма, сложенная окислами и гидроокислами железа (вероятно, гётитом и гидрогётитом). Пирротин чаще всего представлен ячеистыми псевдоморфозами (Рамдор, 1962). В центре ячеек наблюдается полное выщелачивание пирротина (его замещение на силикатные минералы), тогда как ближе к краям ещё сохраняется так называемый «промежуточный продукт» (Рамдор, 1962), а по самому краю ячейки можно наблюдать тонкую каймку по составу отвечающую пирит-марказитовой смеси. Местами встречается незамещённый пирротин, который образует ксеноморфные зёрна размером до 0.4 мкм, и сростания с халькопиритом или с халькопиритом и виоларитом размером 0.05-0.4 мм. Пентландит в исследуемых породах практически полностью замещен виоларитом. Предположительно размер его индивидов достигал 50-200 мкм.

Оксидные минералы в жилах представлены магнетитом, который образует агрегаты неправильной формы с сульфидными минералами (пирротин и халькопирит), размером до 300 мкм. Размер отдельных индивидов магнетита достигает 200 мкм.

Минералы платиновых металлов выделяются на границах и встречаются в виде мелких включений в зёрнах сульфидных и силикатных минералов.

Котульскит (PdTe) является самым часто встречаемым минералом платиновой группы. Размер индивидов от 4 до 10 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 35.49-42.20, Te 40.69-53.22, Bi 11.29-16.24 (мас. %). В составе присутствует примесь Sb – 0-2.71 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала: Pd_{0.829-0.981} (Te_{0.798-1.037} Bi_{0.134-0.194} Sb_{0-0.055})_{0.019-1.171}. Выделяется на границе зёрен халькопирита (Рис. 1а) и силикатных минералов (титанит и диоксид) в виде включений. Также обнаружены сростания котульскита с меренскиитом размером 10 и 15 мкм на границе зёрен халькопирита и пирротина (Рис. 1в). Кроме вышперечисленных минералов в ассоциации присутствует марказит.

Меренскиит (PdTe₂) также является довольно распространённым минералом. Размер отдельных индивидов 10-20 мкм. Форма индивидов изометричная. Химический состав: Pd 26.80-28.28, Te 54.60-63.72, Bi 9.49-18.03 (мас. %). В составе некоторых индивидов присутствуют примеси Pt – 0-0.27 и Sb – 0-0.54 (мас. %). Формула минерала: (Pd_{0.948-1.022} Pt_{0-0.005})_{0.948-1.022} (Te_{1.667-1.881} Bi_{0.171-0.336} Sb_{0-0.017})_{1.978-2.052}. Отдельные выделения встречаются в виде включе-

ний в халькопирите (Рис. 1б) и силикатных минералах. Находится в ассоциации с пирротинном, котульским и марказитом.

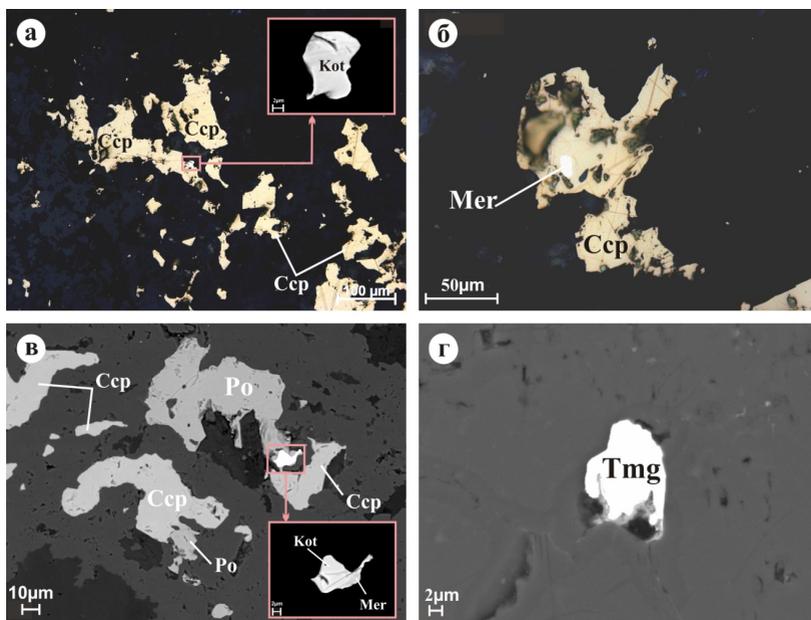


Рис. 1. Морфология минералов платиновой группы в жильных телах участка Южносопчинский 3: а – выделение котульскита (Kot) на границе зерна халькопирита (Ccp); б – самостоятельное включение меренскиита (Mer) в халькопирите (Ccp); в – сростание котульскита (Kot) с меренскиитом (Mer), расположенное на границе зерна пирротина (Po), сростание пирротина (Po) и халькопирита (Ccp); г – самостоятельное выделение темагамита (Tmg) в силикатном минерале. Изображения участков полированных шлифов в обратнорассеянных электронах.

Темагамит (Pd_3HgTe_3) – единичная находка. Размер индивида 10 мкм, форма неправильная. Химический состав: Pd 35.86, Te 44.02, Hg 17.15 (мас. %), отмечается примесь Bi – 2.96 (мас. %). Кристаллохимическая формула минерала: $Pd_{3,018} Hg_{0,766} (Te_{3,089} Bi_{0,127})_{3,216}$. Темагамит обнаружен в виде включения в силикатном минерале (Рис. 1г). В ассоциации присутствует халькопирит.

Заключение. На участке Южносопчинский 3 развиты метапироксены (с переходами к метаноритам), метагабронориты и жильные тела плагиоклаз-амфиболового состава. Важной особенностью амфибол-плагиоклазовых жил на участке является их тесная связь с телами метагаброноритов.

С жильными телами плагиоклаз-амфиболового состава связан халькопирит-пирротинный тип минерализации, который пространственно тесно ассоциирует с магнетитовым типом. В этих телах также обнаружена платинометальная минерализация, которая представлена теллуридами Pd.

Таким образом, на участке Южносопчинский 3 обнажаются породы, структурные взаимоотношения между которыми указывают на наличие сложной тектонической зоны в области контакта Мончеллутона и Мончетундровской интрузии. В формировании рудной мине-

рации, связанной с амфибол-плагиоклазовыми жильными телами, существенная роль принадлежала контактово-метасоматическим процессам.

Список литературы

- Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ- минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений. Т. 54. № 5. 2012. С. 416-440.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания // Под ред. А.Г. Бетехтина. Перевод с немецкого А.Д. Генкина, Т.Н. Шадлун. - М.: Изд-во ИЛ, 1962. - 1142 с.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносолпчинский», Кольский п-ов) // Литосфера, 2012. № 3. С. 65-79.

НИЖНЕКОРОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШПИЦ-БЕРГЕНА

А. Токушева¹, М.Ю. Корешкова¹, Л.П. Никитина^{1,2}, В.А. Глебовицкий^{1,2}, Х. Даунс³,
А.Г. Гончаров^{1,2}

aizhantokusheva@gmail.com

¹Санкт-Петербургский Государственный Университет,
199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, набережная Макарова, 2

³Биркбек, Университет Лондона, Лондон, улица Малет, WC1E 7HX

Введение. Верхнемантийные ксенолиты в кайнозойских базальтах Северо-Западного Шпицбергена это породы перидотитовой и пироксенитовой серий. Перидотитовая серия представлена шпинелевыми лерцолитами, пироксенитовая – амфиболсодержащими гранатовыми и безгранатовыми клинопироксенитами, гранатовыми клинопироксенитами, гранатовыми и безгранатовыми вебстеритами.

Верхняя часть мантийного разреза на глубине от 50 до 100 км складывается шпинелевыми перидотитами, на глубинах 80-110 км появляются пироксениты (возможно, дайки или жилы) (Гончаров, Никитина, 2015).

Методы исследования. Химический состав минералов на уровне главных элементов определен методом SEM-EDS в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Для определения состава главных и редких элементов в породах использованы методы XRF и ICPMS соответственно (Всегеи, Санкт-Петербург).

Результаты. Ксенолиты Grt-Spl-содержащих пироксенитов характеризуются следующими условиями равновесия 990-1100 °С, 1.6-2.0 ГПа, что соответствует мантийным глубинам. Однако в них сохраняются реликты магматической гипидиоморфнозернистой структуры и первичный парагенезис Spl-Орх-Срх. Пироксениты представлены высокоглиноземистыми авгитом и диопсидом, шпинели представляют собой твердые растворы (Mg,Fe)Al₂O₄ с низким содержанием Cr.

Гранат замещает шпинель или образует ксеноморфные и полигональные зерна по мере изменения структуры пород от гипидиоморфнозернистой до гранобластовой. Срх становится менее глиноземистым (при одинаковом содержании Na) в породах с гранобластовой структурой. Это указывает на то, что породы были метаморфизованы, в связи с чем образуется гранат и изменяется состав пироксенитов. Первоначальные кумуляты могли кристаллизоваться из эволюционировавших базальтовых или андезитовых расплавов, поскольку пироксениты и шпинели характеризуются низким содержанием Cr и магнезиальностью 0.75-0.80 и 0.54-0.57 соответственно.

Обсуждение результатов. Существуют три парагенезиса, три события в истории этих пород. Эти события привели к изменению состава существующих минералов или к образованию новых минералов:

1. Появление в породе граната;
2. Появление амфибола;
3. Карманы плавления.

Задачей исследования является установление условий образования исходной породы. Карманы плавления характеризуют условия непосредственно перед и во время выноса ксенолитов на поверхность. Второй парагенезис с гранатом дает нам условия метаморфизма этой породы и указывает на рост давления. Происхождение амфибола пока не совсем понятно. С одной стороны, амфибол мог кристаллизоваться из расплава вместе со шпинелью, Орх и Срх. С другой стороны, амфибол характеризуется высоким содержанием титана и в ря-

де случаев представлен керсутитом. Поэтому мы предполагаем, что его появление может быть связано с метасоматозом.

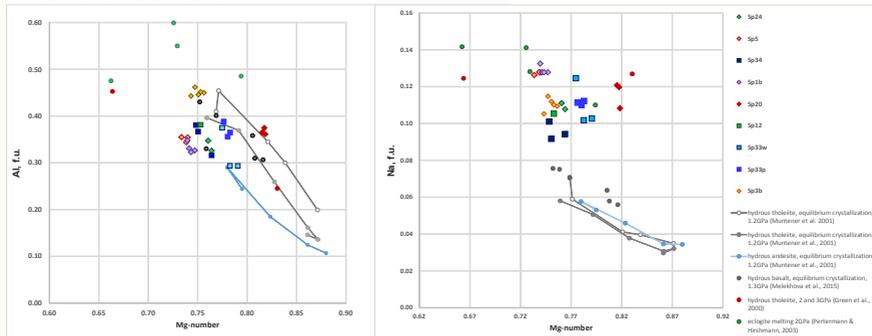


Рисунок 1. Сравнение состава клинопироксенов из ксенолитов и полученных в экспериментах по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов (Müntener et al., 2001, Melekhova et al., 2015)

Минеральная ассоциация Spl-Orх-Cpx ± Grt,Amph и высокое содержание Al в пироксенах указывают на образование пироксенитов из водосодержащих расплавов при высоком давлении. Составы пироксенов и шпинели из гипидиоморфнозернистых пироксенитов близки к составам минералов, полученным в экспериментах по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов при давлении 1.2-1.3 ГПа (Müntener et al., 2001, Melekhova et al., 2015). Отсутствие Eu-аномалии на графике нормированных содержаний REE согласуется с отсутствием плагиоклаза в первичном парагенезисе. Однако содержание Na в Cpx выше, чем в экспериментах (Рис. 1), тогда как при большем давлении (2 ГПа), Орх и Spl отсутствуют на ликвидусе (Pertermann, Hirshmann, 2003). Содержание Na может отражать кристаллизацию клинопироксена при давлении большем, чем 1.3 ГПа, или может быть связано с наложенными метаморфизмом и метасоматозом.

Тренды валовых составов пород (Рис. 2) согласуются с происхождением этих пород в качестве безплагиоклазовых Spl-Orх-Cpx ± Grt,Amph кумулятов из водосодержащих базальтовых расплавов при 1 ГПа ≤ P < 2 ГПа.

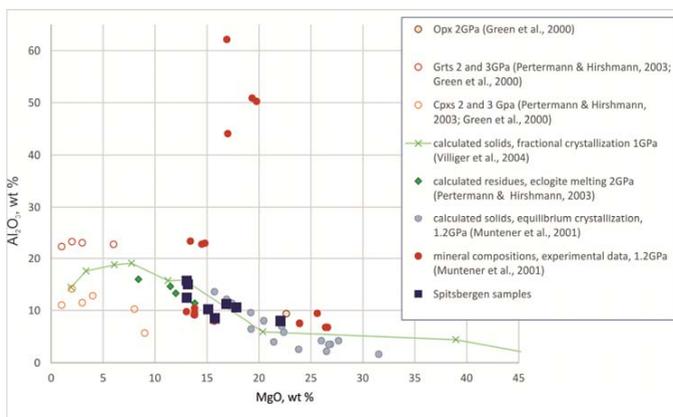


Рисунок 2. Сравнение состава пироксенитов и кумулятов, полученных в экспериментах по кристаллизации водосодержащих базальтовых и андезитовых расплавов (Müntener et al., 2001, Melekhova et al., 2015)

Заключение. Мы предполагаем, что пироксениты образовались как кумуляты водосодержащих базальтовых расплавов при давлении порядка 1.2-1.3 ГПа. Кристаллизация происходила на глубинах более 30 км в пределах нижней коры зрелой островной дуги или активной континентальной окраины, но позднее пироксениты должны были быть погружены в литосферную мантию, например, в ходе формирования Каледонского коллизийного пояса.

Список литературы

- Melekhova, E., Blundy, J., Robertson, R., Humphreys M. C. S., 2015. Experimental Evidence for Polybaric Differentiation of Primitive Arc Basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles. *Journal Petrology* 56, 161-192.
- Müntener, O., Kelemen P. B., Grove T. L., 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141, 643 – 658.
- Pertermann M., Hirshmann M. M., 2003. Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral–Melt Partitioning of Major Elements at 2–3 GPa. *Journal Petrology* 44, 2173-2201.
- Гончаров, А. Г., Никитина, Л. П., Боровков, Н. В., Бабушкина, М. С., Сироткин, А. Н., 2015. Термальные и редокс-условия образования верхнемантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов Северо-Западного Шпицбергена. *Геология и геофизика* 56, 2000-2030.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЕЛ СЕВЕРНОЕ И РИТА СПОРНИНСКО-ДЯППЕНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА

И.В. Варлаханов

ivanvarlakhanov@mail.ru

Институт Наук о Земле СПбГУ, 199155, Санкт-Петербург, пер. Декабристов 16

Введение. Спорнинско-Дяппенский золоторудный узел находится на левобережье нижнего течения р. Амур, в междуречье Пильды и Лимури в верховьях р. Дяппе. В административном отношении он расположен на территории Ульчского муниципального района Хабаровского края с районным центром в с. Богородское. Изучаемая площадь (Рис. 1) является частью Приамурской структурно-формационной подзоны

Сихотэ-Алинской складчатой системы и структурно относится к Горинскому синклинию (Геология СССР, 1966). В стратиграфическом разрезе принимают участие нижне-верхнемеловые терригенно-осадочные отложения, среди которых М.К. Дьячковым выделены алевролитовая толща и туфопесчаниковая толща. Интрузивные образования представлены позднемеловыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В разрывной тектонике ведущая роль принадлежит складчатым и кососекущим по отношению к складчатым разрывам северо-восточной ориентировки. Среди них наиболее протяженным является Дяппенский разлом (Екимов, 2012).

Объект исследования. Объектом исследования являются руды тел Северное и Рита Спорнинско-Дяппенского золоторудного узла. На детальном участке встречается два типа метасоматических процессов, которым соответствуют два типа руд на месторождении – кварцевые брекчии и метасоматиты серицит-мусковит-кварцевого состава. Эти руды относятся к убогосульфидной золото-кварцевой формации гидротермально-метасоматического типа средней глубинности (Дьячков, 1989).

Методы исследования. Проводилось минераграфическое изучение аншлифов, а также их исследование на рудном микроскопе ПОЛАМ Р-312, на электронном микроскопическом анализаторе Hitachi TM 3000 (Ресурсный центр СПбГУ «Микроскопии и микроанализа»), микротвердометре ПМТ-3 (каф. ГМПИ), микроспектрофотометре МФ-10 (каф. ГМПИ).

Результаты. В ходе минераграфического изучения отобранных из разных рудных тел Спорнинско-Дяппенского золоторудного узла препаратов установлено следующее:

1. Выявлены особенности их минерального состава и установлено, что рудная минерализация сложена шестью парагенезисами. Наиболее ранний из них рутил-монацитовый, в

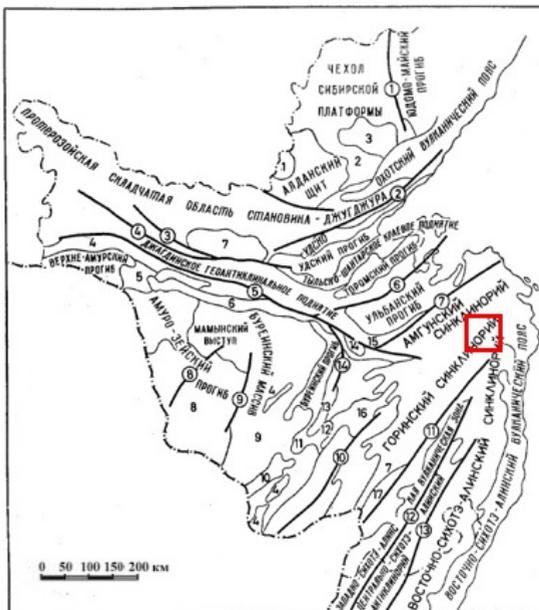


Рисунок 1. Схема размещения структурных элементов юга Дальнего Востока, красным квадратом обозначена изучаемая территория (Геология СССР, 1966).

который входят рутил и монацит, относится к породе-субстрату; следующий золото-кварцево-прожилковый, далее – пирит-арсенопиритовый, следующий – золото-полиметалльно-теллуридный, далее – сульфидно-сульфосольный, и последний – гипергенный (Табл. 1.);

Таблица 1

Минеральные парагенезисы и последовательность их образования

Парагенезис Минералы	Рутил-монацитовый	Золото-кварцево-прожилковый	Пирит-арсенопиритовый	Золото-полиметалльно-теллуридный	Сульфидно-сульфосольный	Гипергенный
Рутил TiO_2	+					
Монацит $(Ce,La)PO_4$	+					
Золото-1 Au		+				
Электрум Au-Ag		+				
Арсенопирит FeAsS			+			
Пирит FeS_2			+			
Сфалерит ZnS				+		
Галенит PbS				+		
Пирротин $Fe_{1-x}S$				+		
Алтаит PbTe				+		
Эмпрессит AgTe				+		
Золото-2 Au				+		
Тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$					+	
Станнин Cu_2FeSnS_4					+	
Акантит Ag_2S					+	
Ковеллин CuS						+
Ярозит $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$						+
Гидрогематит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$						+

2. Золото встречается в виде минералов – самородного золота-1 и электрума, образовавшихся в ходе формирования кварцевых прожилков, и золота-2 оконтуривающего и секущего кристаллы арсенопирита;

3. В ходе минералогического изучения и исследований под электронным микроскопом в образцах из рудного тела Рита были выявлены минералы теллуридов серебра и свинца – *алтаита* и *эмпрессита*, которые обычно сопутствуют золоторудной минерализации.

4. В рудах участка рудного тела Северное выявлен сульфид олова – *станнин*.

5. Таким образом, на территории детального участка распространены кварцевые брекчи и метасоматиты серицит-мусковит-кварцевого состава; в них локализовано золотое

оруденение; данная формация метасоматитов и руд относится к золото-кварцевой убого-сульфидной. Сульфиды распространяются неравномерно в рудах и составляют от 3 до 7% от общего объема породы.

Заключение. Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Детальный участок месторождения имеет сложную складчатую структуру, с тектоническими нарушениями и позднемеловыми интрузиями, которые прорывают вмещающие осадочные образования.

2. Золоторудная минерализация во втором парагенезисе представлена самородным золотом-1 и электрумом, в четвертом – самородным золотом-2, а в составе серебряной минерализации установлены акантит – сульфид серебра и эпсессит – теллурид серебра.

3. В рудах рассмотренного участка впервые выявлен сульфид олова – станнин.

Благодарности. Автор выражает благодарность сотрудникам Санкт-Петербургского государственного университета, сотрудникам ООО «Дяппе». В первую очередь – своему научному руководителю Полеховскому Ю.С. за помощь и ценные указания в течение всего периода написания данной работы, а также Янсон С.Ю. за помощь в проведении и интерпретации микрозондовых анализов, Никитиной М.В. за помощь в изготовлении аншлифов.

Список литературы

- Верещагин В. Н., Меловая система Дальнего Востока. – Л., «Недра», 1977. – 208 с.
Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. Часть 1. М., изд-во «Недра», 1966. – 736 стр.
Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. Часть 2. М., изд-во «Недра», 1976. – 271 стр.
Исаенко М., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л., Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. Учеб. пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. – 382 с.
Коваленкер В. А., Вьяльсов Л. Н., Тронева Н. В., Завьялов Е. Н. О находке редких минералов системы Ag-Te. Новые минералы и первые находки в СССР, Вып. 1, – М., 1979, с. 52-62
Милановский Е. Е., Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 448 с.: ил.
Фондовая:
Дьячков М.К. и др. Отчет Лимурийской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной в бассейнах рек Лимури и Пильда, за 1984-89 гг. с. Красное, 1989.
Екимов А.А. Техничко-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций и подсчет запасов на золоторудном месторождении Дяппе по состоянию на 01.01.2012 г. 858 стр., 14 ил, 18 текст. прил., 35 граф. прил.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

А.А. Зуангирова, И.А. Алексеев

Angela3624@yandex.ru

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

Введение. В Северном Приладожье известно несколько интрузий основного и ультраосновного состава. В частности, это массивы Кааламо и Вялимяки. Возраст интрузий по литературным данным (Богачев, 1999) примерно 1,89 млрд. лет. Практически все исследователи данных объектов отмечают присутствие сульфидной минерализации. Состав сульфидной минерализации, её возраст и генезис интересны как с научной, так и с практической точки зрения. С поздней сульфидной минерализацией в массиве Кааламо и Вялимяки связаны проявления благородных металлов.

В качестве объекта настоящего исследования был выбран массив Вялимяки, в котором присутствует сульфидная минерализация, описываемая в трудах Холмберга Х., Саранчиной Г.М., Богачева В.А., Ивашенко В.И., Иванникова В.В., Алексеева И.А., Кулешевич Л.В. и др. Также с породами Вялимякской интрузии связаны полезные ископаемые в виде титаномагнетита и благороднометальная минерализация. Благодаря богатому содержанию титаномагнетита в пироксенитах массива Вялимяки, этот объект разрабатывался для добычи железной руды в конце XIX и в начале XX веков.

Для массива Вялимяки традиционно выделяют руды магматического этапа - титаномагнетитовые и более позднюю минерализацию, включающую сульфиды железа и меди. Время формирования титаномагнетитовых руд массива Вялимяки, по данным исследований предшественников, совпадает с моментом магматической кристаллизации породообразующих минералов в пироксенитах и габбро (~1890 млн. лет). Остается нерешенным вопрос, насколько сульфидная минерализация оторвана во времени от момента формирования массива. Есть предположения, что сульфидная минерализация сформировалась значительно позже момента кристаллизации пород массива.

Целью исследования является получение новых данных о составе сульфидов и их изотопных характеристик для выяснения времени и условий их формирования.

Объект исследования. Интрузив Вялимяки располагается в Северном Приладожье, на северном берегу Ладожского озера (залив Халинселька) в 5 км к югу от поселка Ляскеля. В современном эрозионном срезе интрузив имеет форму овала площадью около 8 км². Породы рамы представлены в различной степени метаморфизованными кварц-биотитовыми и ставролитовыми сланцами ладожской серии, возраст которых оценивается 1900-1800 млн. лет, что соответствует калевию общей геохронологической шкалы докембрия России. Породы ладожской серии смяты в изоклинальные складки (Алексеев, Котова, 2010).

Методы исследования. Образцы для выполнения исследования были отобраны лично автором под руководством Алексеева И.А. в ходе научно-исследовательской практики в 2016 году в северо-восточной и восточной частях массива Вялимяки в количестве 22 штук. Методика работы включает два этапа: на первом этапе дается описание горных пород, минералогический состав сульфидных парагенезисов. На втором этапе планируется выполнение геохронологического датирования, термодинамического моделирования условий образования пород и связанное с ними рудопроявление, интерпретация полученных результатов. В данных тезисах излагается результат первого этапа исследования.

Результаты. По результатам петрографических исследований в составе интрузии выделены породы: габбро, диориты, пироксениты. Породы пространственно взаимосвязаны и образуют зональную структуру интрузива, детально описанную в работах предшественников

(Алексеев, 2008). Все породы выделяются повышенной щелочностью. Структуру интрузива осложняют наложенные тектонические нарушения. Преобладают разломы субмеридионального и северо-восточного простирания. Разломы сопровождаются зоной трещиноватости и катаклаза.

В ходе исследования установлено: породы габбро мелко-, среднезернистые, состоящие преимущественно из полевых шпатов, амфибола, биотита, клинопироксена, акцессорные минералы апатит, цоизит, сфен. Полевые шпаты составляют 35-60% породы и представлены основным плагиоклазом. Амфибол составляет 15-30% и представлен магматической роговой обманкой. Биотит красно-коричневого цвета в виде второстепенного и породообразующего минерала, содержится в количестве до 20%. Диопсид содержится в породе до 10%. Наблюдалась трахитоидная текстура габбро, обусловленная ориентировкой лейст основного плагиоклаза. Вторичные изменения в породе проявлены в виде биотитизации, карбонатизации, соскуритизации по спайности и трещинкам плагиоклаза, к этим участкам тяготеет образование цоизита в виде мелких синеватых зерен и скопление апатита.

Диориты – это плотные мелкозернистые породы, по внешнему облику очень схожи с габбро, сложенные примерно на 50% плагиоклазом. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом. Плагиоклаз образует лейстовидные и пластинчатые зерна, нередко ориентированные в одном направлении. Крупные размеры зерен плагиоклазов (3-4 мм) на фоне мелко-равномерно-зернистой темноцветной массы создают порфириовидный облик породы (Алексеев, Котова, 2010). В габбро и диоритах вторичные изменения, помимо перечисленных выше, проявлены в виде наложенной калишпатизации с образованием микроклина. Вторичный калиевый полевой шпат придает породе розоватый оттенок.

Пироксениты представлены крупными телами линзовидной и овальной формы, а также, в виде шлировидных, жилоподобных разностей. Вмещающими породами для них являются габбро и диориты. В зависимости от процентного содержания породообразующих и второстепенных минералов, выделены разности: плагиоклазсодержащие, биотитовые, рогово-обманковые и рудные магнетитовые пироксениты. Пироксениты сложены: клинопироксеном 35-95%, амфиболом 7-30%, биотитом 10-20%, в пределах первых процентов присутствуют апатит, сфен, плагиоклаз.

Широко распространены вторичные изменения, развивающиеся по пироксенитам и габбро в различных минеральных формах и степени. Больше всего изменения проявляются в пироксенитах в виде амфиболизации и биотитизации клинопироксена, в меньшей степени, в виде образования карбоната и хлорита в межзерновом пространстве, развитии сфена в виде кайм вокруг зерен титаномагнетита и образовании отдельных кристаллов сфена внутри биотитовых агрегатов. Амфиболизация проявлена замещением клинопироксена актинолитом в виде кайм или замещая его полностью, также магматическая роговая обманка замещается вторичной роговой обманкой, при этом сохраняются единичные реликтовые участки.

Поздняя сульфидная минерализация наблюдается в пироксенитах. Сульфиды представлены преимущественно халькопиритом, пиритом, пирротинном, в единичных зернах галенит, сфалерит. Их содержание в породе от 1 до 15%. Пироксенит содержит вкрапленную и небогатую вкрапленно-прожилковую халькопиритовую и халькопирит-пиритовую минерализацию, в которой отмечается присутствие благородных металлов (Алексеев, Кулешевич 2016). Наиболее обильная сульфидная минерализация тяготеет к зонам трещиноватости и гидротермально-метасоматической проработки пироксенитов. Сульфиды представлены каплеобразными выделениями в виде отдельных зерен, а также в виде сростков пирита и халькопирита, местами пирротин замещается марказитом.

Благодарности. Работа выполняется совместно с Институтом геологии и геохронологии РАН (Санкт-Петербург). Автор признателен зам. директора по научной работе д.г.-м.н., Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН).

Список литературы

- Алексеев И. А., Кулешевич Л. В. благороднометалльная минерализация массива Вялимяки (Северное Приладожье, Карелия). Труды Карельского научного центра РАН № 2. 2016. С. 1–13.
- Алексеев И. А., Котова И. К. Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) // Сб. тр. молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Политехн.ун-т, 2010. С. 47–82.
- Богачев В.А., Иванников В.В., и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья. Вестник// СПбГУ. Сер 7, 1999, вып.3 (№21).

АВТОРСКИЙ ИНДЕКС

- Е. К. Агафонова 165
Акимова Е. Ю. 85
И. А. Алексеев 50, 291
Р. Л. Анисимов 243
О. А. Антипова 7
А. А. Антонов 134
А. В. Антонов 112
Д. С. Ашихмин 247
Е. В. Баданина 108
А. В. Базай 116
А. В. Бакаева 89
А. В. Баранская 14
Э. М. Батуева 169
А. И. Бахлюстов 12
Ю. С. Безносилова 93
С. Ю. Белов 17
Боровков Н. В. 250
В. Н. Бочаров 96, 112, 127
Н. А. Буркина 253
И. В. Варлаханов 288
Ващенко И. В. 219
Вдовина Н. А. 78
И. А. Вишневская 124
Н. С. Власенко 96, 112, 127
С. С. Власенко 80
А. В. Волошин 116
Габов Д. А. 104
А. В. Галиханов 225
Д. Н. Галушкина 177
В. А. Глебовицкий 285
А. Г. Гончаров 29, 285
Горбунцов Д. А. 219
Е. А. Гурина 267
Гурова А. В. 270
Г. А. Данукалова 144
Х. Даунс 285
А. В. Дмитриева 256
А. Г. Дорошкевич 130
Ж. Ю. Дружинина 260
К. А. Дубкова 25
А. М. Дурягина 99
Егорова Ю. С. 263
Ершова В. Б. 78
У. С. Ефремов 173
Зеленковский П. С. 187, 236
А. А. Зиангирова 291
А. А. Золотарев 96
Е. А. Золотарева 96
А. А. Иванова 108
Ивлева А. С. 78
М. И. Казанцева 112
А. А. Караман 29
Я. А. Кириченко 179
Л. Б. Кобик 183
А. А. Компанченко 116
А. А. Конышев 273
Копылова В. И. 187
М. Ю. Корешкова 285
С. А. Котлер 33
О. Ю. Крицкая 232
Л. Ю. Крючкова 127
А. А. Кудинов 36
А. Б. Кузнецов 144, 150
А. В. Кулешов 39
А. В. Кушнарёва 42
С. В. Лебедев 165, 173
Е. В. Левашова 120
П. Г. Лескова 191
И. В. Литвиненко 210
Ляховская А. К. 219
А. Ю. Максимова 195
В. И. Малов 124
Р. Х. Мансуров 277
А. С. Медведев 214
Р. А. Медведева 199
А. Е. Мельник 247
К. Д. Миронов 112
Я. А. Мирошникова 281
Мишенкова И. Н. 203
А. Н. Москаленко 42
А. В. Муромцева 127
А. П. Навинкин 183, 206
Н. В. Никерина 210
Л. П. Никитина 285

А. М. Николенко 130
Д. Г. Новицкий 214
Я. В. Оленёв 54
А. С. Осипов 134
Е. А. Павловская 50
А. И. Палкина 46
С. В. Петров 152, 253
Подковыров В. Н. 78
И. И. Подлипский 183, 187, 206, 219, 222,
236
Н. И. Пономарева 96, 112, 127
О. В. Постникова 7
В. В. Пошибаев 7
П. В. Припачкин 281
Ю. С. Пуговкина 54
В. В. Пуха 281
Л. П. Рихванов 177
Ф. А. Романенко 14
М. А. Рудмин 225
К. Р. Русланова 57
З. П. Рыбникова 137
Савченко Е. Э. 104
А. М. Сагитова 108
Е. Б. Сальникова 156
Н. А. Саноцкая 229
Г. Р. Сафина 199
С. А. Светов 137
К. Э. Себровский 183
А. М. Седова 140
А. В. Селиванова 60
Диара Абубакар Сидики 22
Д. Р. Ситкина 150
З. И. Слуковский 214
З. Б. Смирнова 150
П. Б. Соколов 112, 127
Н. Г. Солошенко 124
П. В. Сомченко 232
М. Д. Стеблецов 225
А. Г. Стельмах 67
К. Д. Степанова 152
М. В. Стифеева 156
Субботин В. В. 104
Л. Ф. Сырицо 108
И. В. Таловина 99
Теленкова А. П. 219

Терехова А. В. 236
Н. В. Терещенко 183
М. В. Тимофеева 70
Т. Ю. Товпенец 158
А. Токушева 285
Я. С. Трубин 73
Т. Л. Турченко 150
В. А. Федорова 199
Холматов Ш. Р. 219
Хохряков В. Р. 236
Хромых С. В. 270
Ю-С. Чен 247
Фанюань Чжун 96
Е. В. Шатрова 144
Шибаета А. С. 219
В. Шиловских 112
Л. В. Шпакович 146
О. В. Якубович 93
С. Ю. Янсон 96, 127

C

Charlier B. 102

F

Fischer L. A. 102

H

Holtz F. 102

N

Namur O. 102

S

Safaei H. 63

Sohrabi A. 63

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА	5
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИСАЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОК: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГАЗОНОСНОСТЬ О. А. Антипова, В. В. Пошибаев, О. В. Постникова	7
РОЛЬ ТРАССЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ КОНТРОЛЕ ЗА ОБВОДНЕННОСТЬЮ МЕСТОРОЖДЕНИЯ А. И. Бахлюстов	12
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА А. В. Баранская, Ф. А. Романенко	14
О ПРИКЛАДНЫХ АСПЕКТАХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В КОРТКОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН С. Ю. Белов	17
ИЗУЧЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНГИТОВ «МАКСОВО» МЕТОДОМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ Диара Абубакар Сидики	22
ВАЛАНЖИН-ГОТЕРИВСКИЕ КОЛЛЕКТОРЫ УГЛЕВОДОРОДОВ КРЫМА К. А. Дубкова	25
ГЕОНЕЙТРИНО — НОВЫЙ МЕТОД ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ ЗЕМЛИ А. А. Караман, А. Г. Гончаров	29
ЭТАПЫ ЭРОЗИОННОЙ И АККУМУЛЯТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК КАТУНЬ И ЧУЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СРЕДНИХ И НИЗКИХ ТЕРРАС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) С. А. Котлер	33
О КОНЦЕПЦИЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОГО МЕГАПРОГИБА А. А. Кудинов	36
ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МИЛОГРАДОВСКОЕ (ПРИМОРЬЕ) А. В. Кулешов	39
МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАРАМЕТРОВ СТРЕСС-СОСТОЯНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАВКАЗА А. В. Кушнарёва, А. Н. Москаленко	42
ПЕДОГЕННЫЕ СИЛКРЕТЫ И СИЛКРЕТЫ ГРУНТОВЫХ ВОД РАЙОНА СЛИЯНИЯ РЕК ТОСНА И САБЛИНКА А. И. Палкина	46
РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА УЧАСТКЕ «КИТТЕЛЯ-МУРСУЛА» (ИМПИЛАХТИНСКИЙ УЧЕБНО-НАУЧНЫЙ ПОЛИГОН, СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ) Е. А. Павловская, И. А. Алексеев	50

БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Я. В. Оленёв, Ю. С. Пуговкина	54
ОЦЕНКА ПРОСАДОЧНОСТИ ЛЕССОВЫХ ГРУНТОВ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ К. Р. Русланова	57
ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РЕЙТИНГОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ GSI ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЧНОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МАССИВОВ ФЛИША СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА А. В. Селиванова	60
GENERAL BASEMENT PATTERN OF NEHBANDAN FAULT BY ANALYSIS OF AEROMAGNETIC DATA IN UPWARD CONTINUATION METHOD, EAST OF IRAN Sohrabi A., Safaei H.	63
СТРАТИФИКАЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ОПОРНЫМ РАЗРЕЗАМ ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО РЕГИОНА А. Г. Стельмах	67
СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА И СУЛЬФИДОВ В ОБРАЗЦАХ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДАМИ КТ (РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ) И ВП (ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ) М. В. Тимофеева	70
ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКА СКОПЛЕНИЙ ИСКОПАЕМОЙ МАМОНТОВОЙ КОСТИ НА ЮГЕ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ Я. С. Трубин	73
РИФЕЙ-ВЕНДСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ: СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА Вдовина Н. А., Ивлева А. С., Подковыров В. Н., Ершова В. Б.	78
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНСКОГО И ДЖЪЕРСКОГО ГОРИЗОНТОВ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН) НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ № 1 СЕВЕРО-ЮГИДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С. С. Власенко	80
ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ	83
О СОСТАВЕ ЛЕТУЧИХ И БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ, ВЫДЕЛЯЮЩИХСЯ ИЗ МИНЕРАЛОВ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПРИ СТУПЕНЧАТОМ НАГРЕВАНИИ Акимова Е. Ю.	85
АРХЕЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КОМАТИИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ) А. В. Бакаева	89
КОМПЛЕКСНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ ЗОНЫ YELLOW 5 МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИК ДАМ (OLYMPIC DAM) Ю. С. Безносикова, О. В. Якубович.	93
ХРИЗОЛИТ ИЗ МЕТЕОРИТОВ	

Фанюань Чжун, Е. А. Золотарева, В. Н. Бочаров, Н. С. Власенко, А. А. Золотарев, Н. И. Пономарева, С. Ю. Янсон	96
ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВЕЛБОРСКОГО И НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ А. М. Дурягина, И. В. Таловина	99
MELT INCLUSIONS REVEAL IMMISCIBILITY IN THE UPPER ZONE OF BUSHVELD COMPLEX Fischer L. A., Charlier B., Namur O., & Holtz F.	102
ЗОНАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДЫ РТ И РД В СОСТАВЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮЖНОГО ПЛАТИНОНОСНОГО РИФА, ЗАПАДНО-ПАНСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э.	104
ЦИРКОНЫ ТУРГИНСКОГО МАССИВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ ГРАНИТОВ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ А. А. Иванова, Л. Ф. Сырицо, Е. В. Баданина, А. М. Сагитова	108
О ЦОИЗИТЕ ТАНЗАНИИ М. И. Казанцева, К. Д. Миронов, А. В. Антонов, В. Н. Бочаров, Н. С. Власенко, Н. И. Пономарева, П. Б. Соколов, В. Шиловских	112
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВАНАДИЕВОЙ И СКАНДИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ ЮЖНОЙ ПЕЧЕНГИ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН А. А. Компанченко, А. В. Волошин, А. В. Базай	116
ЛЕТУЧИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЦИРКОНЕ ИЗ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ШИТА Е. В. Левашова	120
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ПОРОД МАЛОГО КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) В. И. Малов, И. А. Вишневецкая, Н. Г. Солошенко	124
СРАСТАНИЯ ШПИНЕЛИ И КОРУНДА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОКА (МЬЯНМА) А. В. Муромцева, В. Н. Бочаров, Н. С. Власенко, Л. Ю. Крючкова, Н. И. Пономарева, П. Б. Соколов, С. Ю. Янсон	127
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК (МОНГОЛИЯ) А. М. Николенко, А. Г. Дорошкевич	130
РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ И СТРОНЦИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ КОНДЕРСКОГО МАССИВА А. С. Осипов, А. А. Антонов	134
ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕЗОАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС, Ц. КАРЕЛИЯ) З. П. Рыбникова, С. А. Светов	137
ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА И СРАВНЕНИЕ С КЛИНОПИРОКСЕНАМИ ХИБИНСКОГО МАССИВА А. М. Седова	140

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В БАССЕЙНЕ Р.БЕЛАЯ (БАШКИРИЯ) Е. В. Шатрова, А. Б. Кузнецов, Г. А. Данукалова	144
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕГАКРИСТОВ ПИРОКСЕНА И ГРАНАТА, ПОЛЕВОГО ШПАТА В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ МОНГОЛИИ Л. В. Шапович	146
РВ-РВ ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АРАОШЕЙСКОЙ СВИТЫ, ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ Д. Р. Ситкина, А. Б. Кузнецов, Э. Б. Смирнова, Т. Л. Турченко	150
МИНЕРАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛЬЦИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ АПАТИТ- КАРБОНАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОВДОРСКОГО МАССИВА К. Д. Степанова, С. В. Петров	152
U-РВ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНАТОВ ИЗ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАШКЕСАН (АЗЕРБАЙДЖАН) М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова	156
ИССЛЕДОВАНИЕ ШУНГИТА МЕТОДАМИ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И ЭЛЕКТРОННОЙ ДИФРАКЦИИ Т. Ю. Товпенец	158
ГЕОЭКОЛОГИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ	163
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОЧВО-ГРУНТАХ И СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ (НА ПРИМЕРЕ ВАСИЛЕОСТРОВСКОГО РАЙОНА САНКТ-ПЕТЕРБУРГА) Е. К. Агафонова, С. В. Лебедев	165
ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ОЗЕР БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ Э. М. Батуева	169
ДИКТИОНЕМОВЫЕ СЛАНЦЫ КАК ПРИРОДНЫЙ ИСТОЧНИК РАДИАЦИОННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ У. С. Ефремов, С. В. Лебедев	173
ПЛУТОНИЙ В КОМПОНЕНТАХ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ Д. Н. Галушкина, Л. П. Рихванов	177
РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА СТАРАЯ РУССА (НОВГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ) Я. А. Кириченко	179
ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ОЗЕРА РОДНИКОВОГО (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ) Л. Б. Кобик, К. Э. Себровский, Н. В. Терещенко, А. П. Навинкин, И. И. Подлипский	183
ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА АКВАТОРИИ И ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ОЗЁР ГОРОДИЩЕ И ПОГАНОЕ (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ») Копылова В. И., Зеленковский П. С., Подлипский И. И.	187
ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКИХ УЩЕРБОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ МИГРАЦИИ ЛЕГКИХ НЕФТЕПРОДУКТОВ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	

«ЗОЛОТИНКА» (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

П. Г. Лескова 191

ВЛИЯНИЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ТОМСКОГО РАЙОНА
(ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ) НА БИОАККУМУЛЯЦИЮ РТУТИ В РАСТЕНИЯХ
СЕМЕЙСТВА РЯСКОВЫЕ

А. Ю. Максимова 195

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ ГОРОДА КАЗАНЬ:
ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ РЕЗЕРВЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Р. А. Медведева, Г. Р. Сафина, В. А. Федорова 199

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ПОЛИГОНА ТБО БЛИЗ
ПОС. ЛЯСКЕЛЯ (ПИТКЯРАНТСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Мишенкова И. Н. 203

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТЕРРИТОРИИ МУРИНСКОГО ПАРКА (Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГ)

А. П. Навинкин, И. И. Подлипский 206

СПЕЦИФИКА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ ПРИРОДНОГО
И АНТРОПОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В МОРСКИХ АРКТИЧЕСКИХ
ЭКОСИСТЕМАХ

Н. В. Никерина, И. В. Литвиненко 210

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОДНОЙ СРЕДЫ
НА ТЕРРИТОРИИ МАЛОГО ГОРОДА (НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА СУОЯРВИ,
РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Д. Г. Новицкий, Э. И. Слуковский, А. С. Медведев. 214

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОДНЫХ
ОБЪЕКТОВ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ (ПИТКЯРАНТСКИЙ Р-Н,
РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

И. И. Подлипский, Ляховская А. К., Шибаета А. С., Горбунцов Д. А., Ващенко И. В.,
Теленкова А. П., Холматов Ш. Р. 219

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ОБЪЕКТОВ
ИМПИЛАХТИНСКОГО УЧЕБНО-НАУЧНОГО ПОЛИГОНА СПБГУ
(УНБ «ИМПИЛАХТИ», РЕСП. КАРЕЛИЯ)

И. И. Подлипский 222

ИЗУЧЕНИЕ ГЛАУКОНИТОВЫХ ПОРОД БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В КАЧЕСТВЕ НЕТРАДИЦИОННОГО МИНЕРАЛЬНОГО
УДОБРЕНИЯ

М. А. Рудмин, А. В. Галиханов, М. Д. Стеблецов 225

РАЗВИТИЕ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КАК СОВОКУПНОСТИ АКВАТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ
ПРИРОДНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Н. А. Саноцкая 229

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ВОД ЛАГОНАКСКОГО НАГОРЬЯ,
И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ЭКСПЛУАТАЦИИ ДЛЯ НУЖД ВОДОСНАБЖЕНИЯ

П. В. Сомченко, О. Ю. Крицкая 232

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ
СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА

«СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ» Терехова А. В., Зеленковский П. С., Подлипский И. И., Хохряков В. Р.	236
ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ	241
АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЖИЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ РАЙОНА ОЗЕРА ВУОСНАЯРВИ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) Р. Л. Анисимов	243
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛИ ИЗ КСЕНОЛИТОВ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ (ВУЛКАН СВЕРРЕ, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН) Д. С. Ашихмин, Ю-С. Чен, А. Е. Мельник.	247
ЧАРНОКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ И ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ Боровков Н. В.	250
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НА УРАЛЕ Н. А. Буркина, С. В. Петров	253
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ.	256
А. В. Дмитриева	256
190 РТ — ⁴ НЕ ВОЗРАСТ МПГ ИЗ МАКЫЛГАНСКОГО РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЯ Р. АЛДАН Ж. Ю. Дружинина	260
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА АРХЕЙСКИХ САЛУКИТОИДОВ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА Егорова Ю. С.	263
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СУМИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИХ СРАВНЕНИЕ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ВУЛКАНИТАМИ КАРЕЛИИ Е. А. Гурина	267
МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРОИДОВ СУРОВСКО-ТАЛОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ИНТРУЗИВА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН Гурова А. В., Хромых С. В.	270
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ГРАНИТАХ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА: ТЕТРАД-ЭФФЕКТ И ЕГО ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ, СВЯЗЬ С НАКОПЛЕНИЕМ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ А. А. Конышев	273
ТИПЫ КРУПНООБЪЕМНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТО- КАРБОНАТНО- ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Р. Х. Мансуров.	277
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УЧАСТКА ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ 3 (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) Я. А. Мирошникова, П. В. Припачкин, В. В. Пуха	281
НИЖНЕКОРОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА	

А. Токушева, М. Ю. Корешкова, Л. П. Никитина, В. А. Глебовицкий, Х. Даунс, А. Г. Гончаров.	285
ОБ ОСОБЕННОСТЯХ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЕЛ СЕВЕРНОЕ И РИТА СПОРНИНСКО-ДЯППЕНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА И. В. Варлаханов.	288
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ А. А. Зиангирова, И. А. Алексеев	291
АВТОРСКИЙ ИНДЕКС.	292

Подписано в печать 27.09.2017. Формат $60 \times 84^{1/16}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Calibri. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 17,55. Тираж 100 экз. Заказ № 379.

Отпечатано в Издательстве ВВМ .
198095, Санкт-Петербург, ул. Швецова, 41.

