

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 16-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

12—14 декабря 2007 г.

Сыктывкар



2007

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 256 с.

В сборнике представлены материалы 16-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов,
с незначительной технической правкой*

Оргкомитет конференции

И. Н. Бурцев (председатель), Д. В. Камашев (зам. председателя),
Л. В. Соколова (секретарь), Е. В. Боровкова, Н. С. Бурдельная,
Е. А. Голубев, И. В. Козырева, А. Ю. Лысюк, Б. А. Макеев,
К. С. Нейман, А. Н. Сандула, А. Ф. Хазов, Д. В. Хипели,
Р. И. Шайбеков, Д. А. Шушков

© Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

12—14 декабря 2007 г. в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН состоится очередная, 16-я научная конференция «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента».

Наша конференция уже давно вышла на всероссийский уровень, стала хорошо известной не только в Республике Коми, но в областях и республиках Северо-Запада, Уральского региона. Научные сотрудники и специалисты многих научно-исследовательских организаций, производственных предприятий считают для себя важным и обязательным участвовать с докладами на конференции. Существовая главным образом на энтузиазме молодых участников, постоянно подпитываясь их азартом и энергией, конференция развивается как автономный коллектив, самостоятельно идет вперед и зарабатывает свой авторитет. И результаты, как говорится, налицо. Наша конференция — одна из немногих в области наук о Земле, организуемых ежегодно и существующих без какой-либо организационно-финансовой поддержки. Сегодня ее материалы обрабатываются и публикуются в Реферативном журнале институт ежегодно получает дополнительные заказы из различных библиотек страны. Это является свидетельством ее высокого научного уровня.

Доклады на конференции являются необходимой ступенью в профессиональной подготовке для многих молодых научных работников и специалистов. Это позволяет развивать и совершенствовать свои навыки в представлении полученных результатов и их публичной защите перед широкой аудиторией. Это важный элемент апробации работы перед защитой диссертации. И, конечно же, участие в конференции является еще и хорошей возможностью для налаживания творческих и личных дружеских контактов между молодыми ребятами из многих научно-исследовательских и образовательных учреждений нашей страны. Такие тесные связи уже давно установлены с коллегами из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатит, Ярославля, Воркуты, Ухты, Перми, Екатеринбурга, Уфы, Владивостока. География научных контактов простирается и за пределы страны — за счет участия молодых геологов из Украины, Узбекистана, Таджикистана, Казахстана, Монголии.

В этом году в конференции принимают участие наши коллеги из Ухты, Москвы, Санкт-Петербурга, Апатит, Екатеринбурга, Кунгура, Новосибирска, Владивостока, Уфы, Улан-Батора.

С благодарностью мы принимаем поддержку, оказываемую нам на протяжении многих лет Министерством природных ресурсов и охраны

окружающей среды Республики Коми, Министерством промышленности и энергетики Республики Коми, Управлением по недропользованию по Республике Коми, другими организациями. Желаем всем участникам успехов и удачи.

К. г.-м. н. И. Н. Бурцев

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА ОЛЫСЯ-МУСЮР (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. В. Алексеев

ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург

chromeagr@ursmu.ru

Ультраосновой массив Олыся-Мусюр расположен на Приполярном Урале и относится к Салатимскому базит-гипербазитовому поясу. Он представляет собой вытянутое согласно общеуральским структурам тело длиной 45 км при ширине от 2—3 до 5—6 км (рис. 1). Вмещающими породами служат метаморфические сланцы неркаюской свиты рифея (PR_1nk), на юге массив контактирует с вулканогенно-осадочными породами девона. Особенностью данной территории является крайне низкая степень обнаженности (3 %). По сути, доступные подробному изучению разрезы наблюдаются лишь по немногочисленным речным долинам. Кроме того, сказывается разная степень устойчивости пород — дунитовые и гарцбургитовые фации практически не образуют коренных выходов.

Массив является сложным по геологическому строению. Первоначально его относили к дунит-верлит-клинопироксенитовому (ДВК) комплексу и картировали в его пределах своеобразную зональность. С запада на восток отмечали следующую смену пород: клинопироксениты (мощностью до 2—3 км) → верлиты и оливинные клинопироксениты (узкая прерывистая зона мощностью до первых сотен метров) → дуниты (до 1,5 км) → альпинотипные гарцбургиты (до 2—3 км).

Согласно другим данным [1], хулгинский блок (массивы Олыся-Мусюр и Синотвож, рассматривались в качестве двух разнородных ассоциаций: дунит-гарцбургитовой и клинопироксенит-габбровой. Отмечалось, что дунит-гарцбургитовая

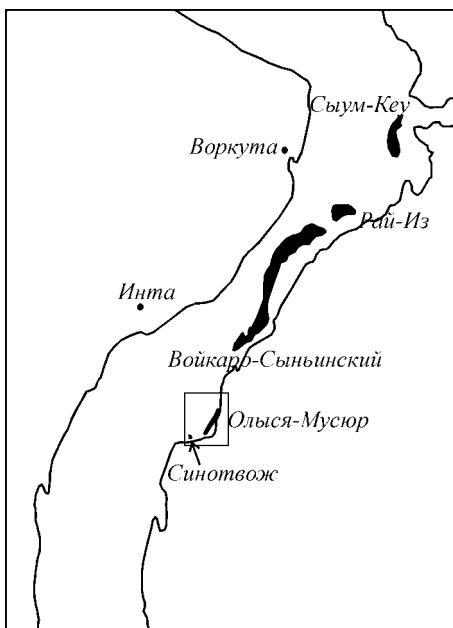


Рис. 1. Географическое положение массивов Хулгинского блока

ассоциация по трендам распределения редких земель сходна с гарцбургитами Хабаровинского и Войкарского массивов [2]. Клинопироксенит-габбровая ассоциация надстраивает ультрабазитовую часть через переходную зону дунитов и клинопироксенитов.

Проведенные в течение 2006 г. на массиве работы позволили дополнить и частично пересмотреть указанные точки зрения и сформулировать альтернативную гипотезу строения массива Олыся-Мусюр.

В ходе геологического изучения были описаны несколько геологических разрезов по речным долинам, пересекающим массив в широтном направлении. Оказалось, что широтный разрез массива обладает схожими чертами строения на всем своем протяжении, что позволило построить обобщенный геологический разрез (рис. 2). В дальнейшем по разрезам будут получены детальные химические и минералогические данные, что позволит более обосновано подойти к установлению генетической природы массива. Приведенные же в настоящей статье данные являются предварительными и базируются только на полевых наблюдениях.

При рассмотрении строения массива Олыся-Мусюр в первую очередь бросается в глаза несколько явных отличий от строения других массивов подобного типа (Хабарнинского, Верх-Нейвинского и пр.).

1. На массиве присутствует два типа клинопироксенитов. Первые распространены в восточной части массива Олыся-Мусюр и на Синотвоже. Они расположены в виде тонкой (максимум до первых сотен метров) полосы на контакте между гарцбургитами (дунитами) и габбро. Также образуют серию жильных тел в ультрабазитах. Макроскопически характеризуются крупно- и гигантозернистыми структурами, светло-зеленой окраской.

Клинопироксенитовый комплекс на западной части Олыся-Мусюра характеризуется гораздо более крупными размерами (мощность, как уже упоминалось, до нескольких километров). Полностью отсутствует габбровая часть, но появляются зоны гранат-плагиоклазовых клинопироксенитов (метасоматических пород), природа которых пока не ясна. Макроскопически клинопироксениты представлены среднезернистыми темноокрашенными разностями.

2. Породы, указываемые ранее как дуниты из ДВК комплекса (или дуниты переходной зоны), и картируемые вдоль всего контакта между гарцбургитовым и клинопироксенитовым комплексами, на самом деле представлены антигоритовыми серпентинитами, причем развивающимися как по дунитам, так и по гарцбургитам. По нашему мнению — это контактовые метасоматические породы, сформировавшиеся под воздействием клинопироксенитов.

3. Верлиты в обоих случаях имеют подчиненное значение.

В результате можно констатировать, что к клинопироксенит-габбро-

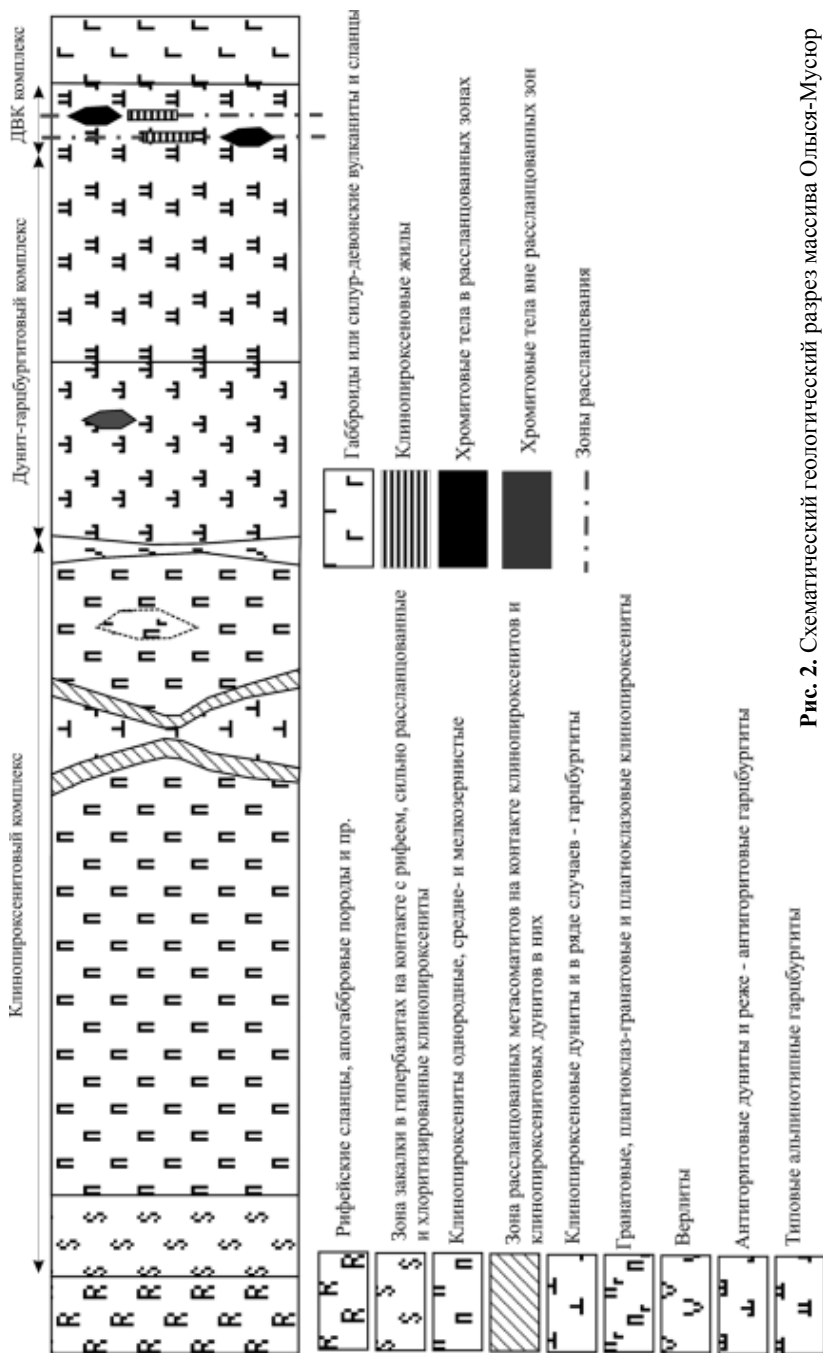


Рис. 2. Схематический геологический разрез массива Олыся-Мушюр

вому комплексу относятся только массив Синотвож и восточная часть Олыся-Мусюра. Клинопироксенитовый комплекс восточной части массива Олыся-Мусюр по времени формирования более поздний, чем дунит-гарцбургитовая ассоциация, он оказал на нее контактовое воздействие, выразившееся в антигоритизации пород. Генетическая природа клинопироксенитового блока пока не ясна, не хватает аналитических данных. В качестве рабочей гипотезы предполагаем, что она является частью платиноносной ассоциации, т.е. на примере массива Олыся-Мусюр мы имеем дело в совмещении двух ультрабазитовых поясов — платиноносного и хромитиносного.

Исследования выполнены при поддержке грантов: Президента России для молодых кандидатов наук, Фонда содействия отечественной науке, РФФИ-Урал проект № 07—05—96057.

Литература

1. Пучков В. Н., Карстен Л. А., Шмелев В. Р. Отчет о научно-исследовательской работе: Тектоника зоны Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале. Свердловск, 1984.

2. Шмелев В. Р. Базит-гипербазитовые комплексы севера Урала: геохимическая специализация и петрогенезис // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 124—135.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕМЕНТА ПЕСЧАНИКОВ ВМЕЩАЮЩИХ УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАРХУ

А. С. АЛЬХОВ
СПбГУ, Санкт-Петербург
alhoff@yandex.ru

На северо-восточном берегу Ладожского озера, находится хорошо известное урановое месторождение Карху, располагающееся в зоне структурно-стратиграфического несогласия. Вмещающими породами для уранового месторождения являются песчаники приозерской свиты.

Урановые руды сконцентрированы на небольшой прибрежной территории, что затрудняет возможность его освоения. Зона структурно-стратиграфического несогласия продолжается в Пашско-Ладожском прогибе. Есть большая заинтересованность в выявлении урановых месторождений на этой территории. Для того чтобы сформулировать качественные и количественные критерии поиска подобных объектов, нами проводится минералого-геохимическое изучение рудовмещающих терригенных пород приозерской свиты. Исследуются песчаники приозерской свиты («неизмененные») и породы затронутые гидротермально-метасоматическими изменениями («измененные»).

Изучение литолого-стратиграфических особенностей свиты, минерального состава обломочного матрикса и цемента пород, ассоциации акцессорных минералов, химического состава пород дает массу интересной информации. Наиболее привлекательными для анализа являются: результаты факторного анализа содержаний х. э. и спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в цементах песчаников.

Метод главных компонентов факторного анализа позволил выделить три основных фактора: первый $F1_{0.30} = \text{Ta}0.93 \text{ Ti}0.92 \text{ Sn}0.88 \text{ Th}0.87 \text{ Zr}0.86 \text{ Ag}0.85 \text{ Pt}0.67 \text{ Pd}0.63$ — фактор обогащенности песчаников акцессорными элементами (рутил, циркон, ильменит) и как видно на графике (рис. 1) пробы различных типов практически друг от друга не отличаются; второй $F2_{0.15} = \text{Mg}0.67 \text{ Rb}0.83 \text{ K}0.82 \text{ Co}0.64 \text{ Mn}0.62 \text{ Na}0.57$ — фактор гидротермальной переработки (предрудный?), возможно отвечающий калиевому метасоматозу. Это, на наш взгляд, самый интересный и загадочный фактор, так как пробы «измененные» разделяются на две группы. Причина такого явления нами до конца не установлена, но скорее всего это вызвано разницей в изначальном составе цемента. Третий фактор, без сомнений рудный $F3_{0.14} = \text{U}0.67 \text{ Zn}0.62 \text{ Pb}0.61 \text{ Cu}0.61 \text{ As}0.46 \text{ W}0.45$.

Для состава РЗЭ глинистых пород требуется нормирование на подобный эталон, поэтому нами была выбрана генеральная проба глин Рус-

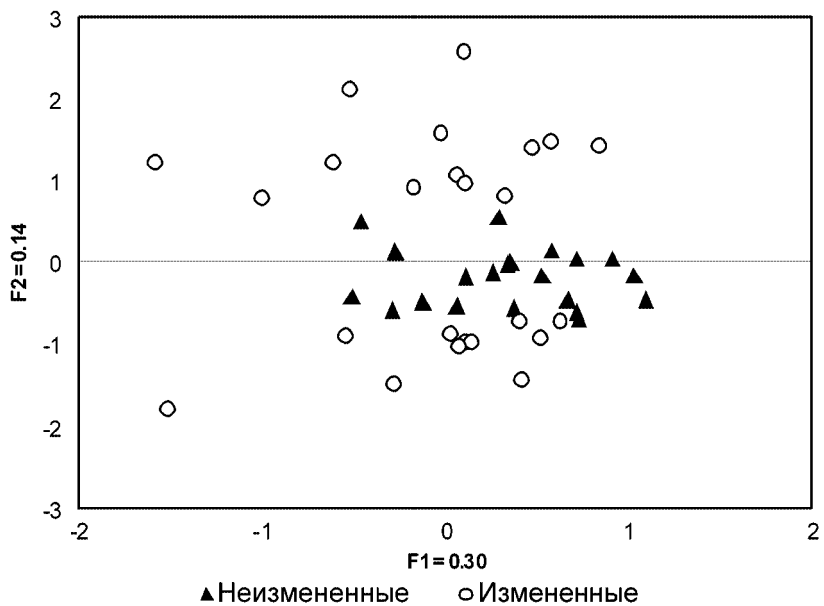


Рис. 1. График значений первого и второго факторов

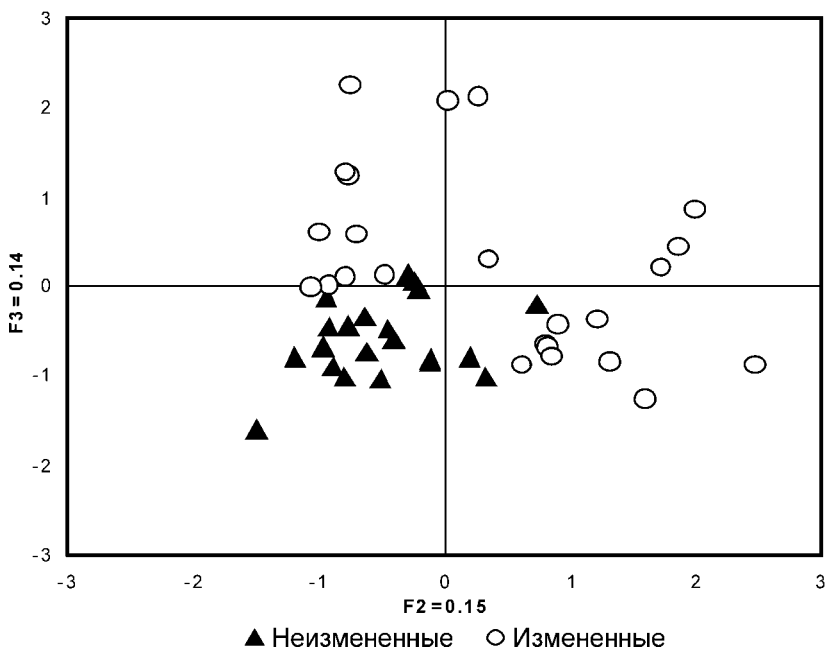


Рис. 2. График значений второго и третьего факторов

ской платформы стандарт RPSC [1]. Спектров распределения РЗЭ в цементах основных разновидностей песчаников Приозерской свиты (рис. 3) наглядно иллюстрирует различия между ними.

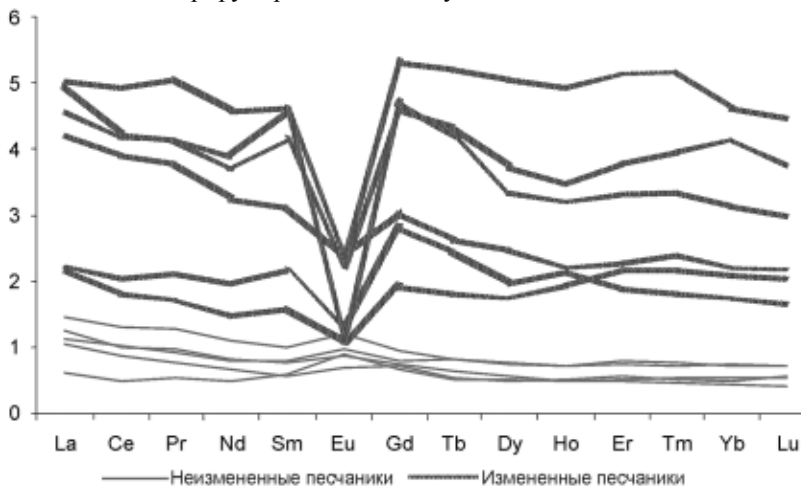


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ основных разновидностей песчаников приозерской свиты

Неизмененные породы характеризуются небольшим обогащением легких лантаноидов цериевой группы, а также не характерной для осадочных пород положительной Eu аномалией, что указывает на слабо щелочные условия среды образования глинистых минералов [2]. Для обоих типов пород характерно относительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми: La/Yb отношение варьирует от 17 в «неизмененных» породах, до 34 в измененных. В измененных происходит 2-, 3-кратное увеличение суммы РЗЭ, а также смена окислительного-восстановительного режима со на кислый.

Авторы продолжают изучение минералого-геохимических особенностей цемента пород. В ближайшем будущем будут проведены дополнительные рентгеноструктурные исследования для изучения минералов группы глин (каолинит, хлорит, монтмориллонит и др.), содержащихся в цементе. Эти данные дополняют информацию об условиях и процессах, происходивших при гидротермальных изменениях в породах приозерской свиты.

Литература

1. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира. Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451—475
2. Балашев Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

РАЗВИТИЕ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА И СИЛУРА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Е. В. Антропова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

antropova@geo.komisc.ru

Некоторые горизонты стратиграфической схемы верхнего ордовика и силура западного склона Приполярного Урала хорошо выделяются по строматопороидеям, фауна других горизонтов тесно связана между собой.

Для ордовика Приполярного Урала характерны виды семейства *Labechiidae* с цистозным строением. Род *Cystostroma* характеризуется наиболее примитивным строением. Но уже в яптикшорское время начинает возрастать значение пузырчато-ламинарных строматопороидей рода *Ecclimadictyon* — древнейшего представителя отряда *Clathrodictyidae*. Родовой состав строматопороидей претерпевает изменения к юнкошорскому времени. Возможно, имевшее место глобальное похолодание рубежа ордовик–силур уничтожило многие рода и виды. Характерный лландоверийский комплекс образуют пузырчато-ламинарные формы отряда *Clathrodictyidae*. Появившиеся в начале силура таксоны имеют отличную от ордовикских форм родовую принадлежность, за исключением рода *Ecclimadictyon*. Появляется род *Clathrodictyon*, который, совместно с представителями рода *Ecclimadictyon* пользуются преимущественным распространением (более 90 % отобранных ценостеумов). Видовые группы этих родов в лландовери имеют большое значение для целей стратиграфии, так как они эврифациальны. В верхней части лландовери, начиная с филиппельского времени, родовой состав строматопороидей начинает обогащаться. Появляются рода *Clavidictyon*, *Neobeatricea* и *Labechiina*, затем в маршрутинское время *Actinodictyon*. По своему морфологическому строению эти рода более близки с венлокскими, чем с лландоверийскими формами.

В венлоке наибольшим распространением пользуются ламинарные формы появившихся родов *Simplexodictyon*, *Desmostroma*, *Densastroma*, *Stromatopora*. Продолжают существовать рода *Clathrodictyon*, *Actinodictyon*, *Ecclimadiction*.

Лудлов отмечен широким распространением и большим разнообразием строматопороидей. Появляются рода *Plexodictyon*, *Syringostromella*, *Hermatostromella*, *Parallelostroma*, *Araneosustroma*, *Amphipora*. Продолжают существовать *Ecclimadictyon*, *Desmostroma*, *Densastroma*,

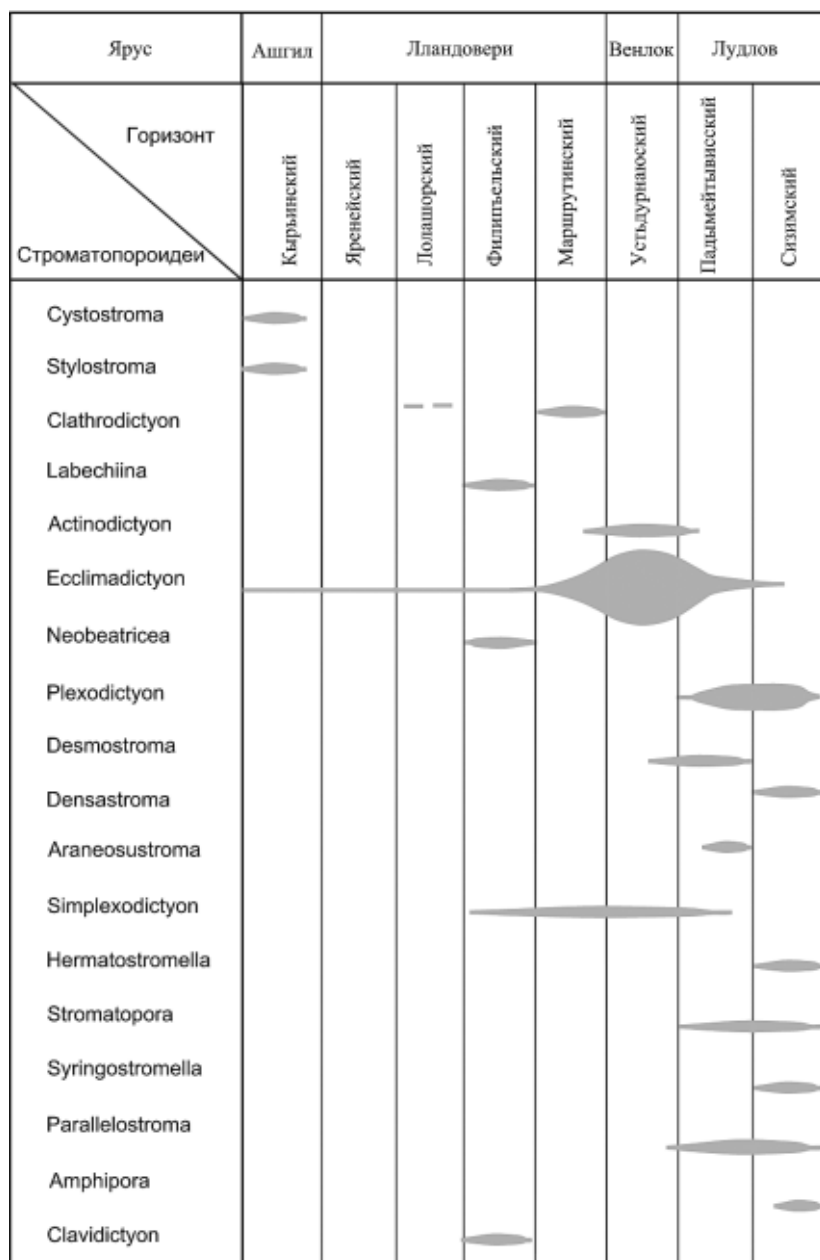


Рис. 1. Схема распространение родов строматопороидей в верхнем ордовике и силуре Приполярного Урала

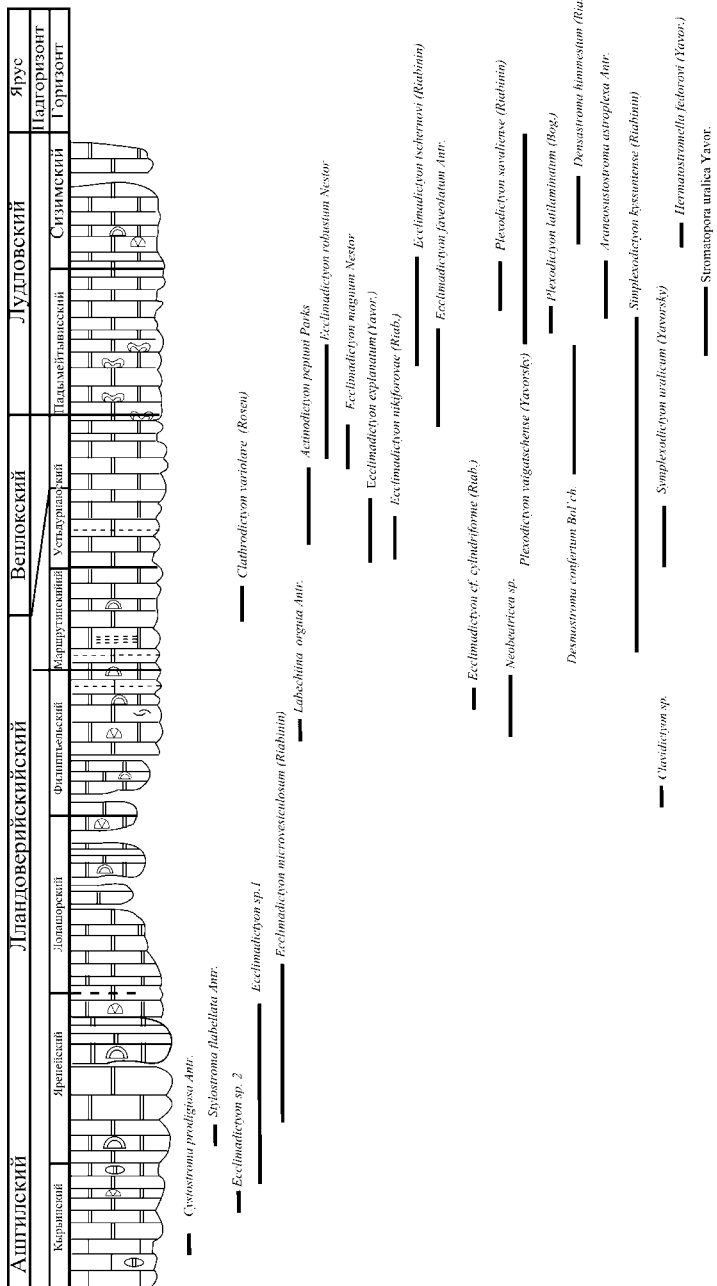


Рис. 2. Распространение строматороидей в сводном разрезе верхнего ордовика и силура западного склона Приполярного Урала

Stromatopora, Simplexodictyon. Общая стратиграфическая приуроченность видов строматопороидей в верхнем ордовике и силуре на Приполярном Урале показана на рис. 2.

Анализ стратиграфического распространения строматопороидей подтверждает, что эта группа фауны сравнительно быстро эволюционировала, что позволяет довольно детально решать стратиграфические вопросы.

ЭМАНАЦИИ МЕТАНА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮГОРСКОГО ПОЛУОСТРОВА (КАРСКОЕ МОРЕ)

Е. А. Баженова¹, П. В. Илатовская¹, М. В. Кузнецова²,
П. Б. Семенов³, П. И. Серов¹

¹СПбГУ, ²СПбГТУ, ³ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

*EvgeniaBazhenova@rambler.ru*¹

В настоящее время образование метановых эманаций на арктическом шельфе, включая и прибрежную зону, связывают, в основном, с разложением органического вещества. При этом интенсивность разложения органического вещества на арктическом побережье, как правило, определяется климатическим фактором. Однако как показали наши исследования, не менее важное значения для образования эманаций метана имеет его глубинное поступление, как непосредственно из недр Земли, так и за счет глубокозалегающих залежей углеводородов.

Летом 2007 года на траверзе урочища Шпиндлер (побережье Югорского п-ва, Карское море) было выполнено профильное геологическое опробование с использованием бокскорера и гравитационной трубки. Урочище Шпиндлер-локализуется к востоку от Амдермы до правобережья р. Хубтьяха, с протяженностью около 40 км. На данном ключевом участке развиты мощные залежи пластового льда и крупные термоцирки.

Интерес к данному району обусловлен двумя причинами. С одной стороны, исследования надводного и подводного рельефа побережья на ключевом участке с использованием комплекса прецизионных геодезических измерений указывают на присутствие реликтов термоцирков и на прилегающих участках морского дна. С другой — наличие в районе Карской метеоритной структуры, синтезированной из сюжетов, полученных спутником Landsat 7.

В процессе геологического опробования бокскорером были отобраны пробы донных осадков массой до двух килограмм, которые подвергались консервации. В стационарной лаборатории пробы донных осадков дегазировались, в них определялись концентрации метана и его гомологов. На каждой геологической станции проводилось непрерывное зондирование водной толщи с измерением температуры, солености, концентрации кислорода, метана, а также отбор придонной воды. Отобранные пробы придонной воды дегазировались непосредственно на борту судна. Всего по профилю было выполнено 8 комплексных станций.

Донные осадки представлены темно-серыми и серыми алевропелитами с незначительной примесью мелкозернистого песка. В отдельных

колонках донных осадков отмечаются примазки черного гидротроилита. Температура осадка составляет 1.2 °С. В мелководной части профиля в забое были вскрыты плотные темно-серые сухие плейстоценовые глины.

Результаты аналитических исследований концентраций метана в донных осадках указывают на резкое увеличение их газонасыщенности (до 127890 нл/кг) на четырех станциях. Причем максимальная газонасыщенность осадков отмечается в мелководной части. По результатам зондирования водной толщи в глубоководной части также были выявлены две аномалии по метану. На этих же станциях отмечается повышение концентраций метана и в придонной воде.

В этот же период проводились береговые исследования в пределах урочища Шпиндлер, главной задачей которых являлось составление геокриологических разрезов вскрытых термоцирков непосредственно в прибрежной зоне. При описании геокриологических разрезов в подножье термоцирков были зафиксированы мелкие «грязевые вулканчики» с выходом газовой компоненты.

Полученные данные по распределению метана в береговой зоне, донных осадках и в воде, а также наличие в данном районе мощных тектонических нарушений в большей степени свидетельствуют о глубинных источниках поступления метана как в пределах береговой зоны, так и в мористой части.

НОВАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО АКАНТОДА *ACANTHODES LOPATINI* ROHON, 1889

П. А. Безносков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

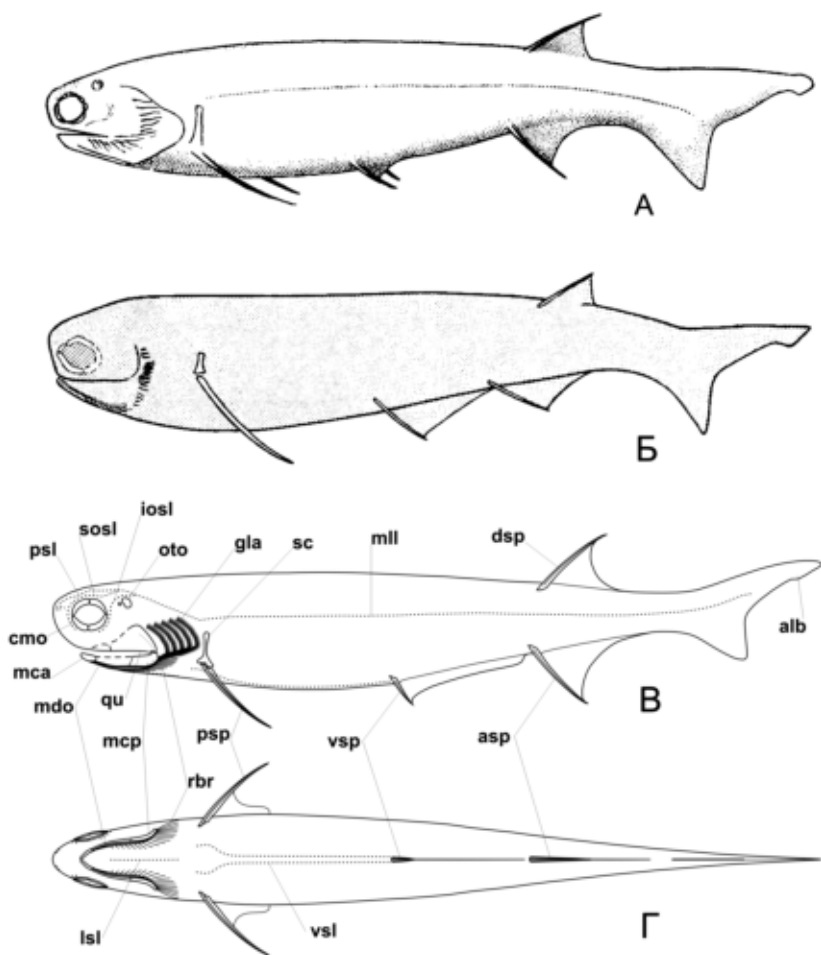
Beznosov@geo.komisc.ru



В Минусинском прогибе расположено несколько местонахождений раннекаменноугольной ихтиофауны, для которых отмечены многочисленные находки хорошо сохранившихся целых скелетов акантод. В пределах России кроме данного региона только из нижнедевонских отложений о. Северная Земля известно несколько частично сочлененных экземпляров представителей этого класса рыб (Valiukevicius, 1992; 2004). Впервые коллекция акантод из Минусинского прогиба была изучена еще в конце XIX века Й. В. Рогоном (Rohon, 1889), который описал оттуда два новых вида — *Acanthodes lopatini* and *A. parvulus*. Позднее А. В. Хабаков (1941) синонимизировал их, отдав приоритет первому виду и указав на его сходство с *Acanthodes oveni* White, 1927 из нижнекаменноугольных отложений Шотландии.

В «Основах палеонтологии» Л. И. Новицкой и Д. В. Обручевым (1964) была пересмотрена таксономическая принадлежность этого вида, в результате чего он был отнесен к роду *Homalacanthus* Russell, 1951. Описанная ранее Д. В. Обручевым (1962) по единственному экземпляру из одновозрастных отложений Тувы близкая, но более крупная форма *Acanthodes bergi* ими была оставлена в составе рода *Acanthodes* Agassiz, 1833. Проведя ревизию рода *Homalacanthus*, Р. С. Майлз (Miles, 1966) установил новый монотипичный род *Carycinacanthus* для минусинского вида, а Р. Дэнисон (Denisin, 1979) включил тувинскую форму в состав *Homalacanthus*. В последней классификации акантод оба этих вида отнесены Й. Зидеком (Zidek, 1993) к семейству Cheiracanthidae Berg, 1940, как наиболее молодые его представители.

В результате изучения более 100 экземпляров полных и частично сочлененных скелетов минусинских акантод из коллекций Палеонтологического института РАН, кафедры палеонтологии и кафедры зоологии позвоночных СПбГУ, Института геологии нефти и газа СО РАН, Латвийского музея природы и Стокгольмского музея естественной истории были получены новые данные по морфологии и онтогенезу этого вида, позволившие вернуть его в состав рода *Acanthodes* (Beznosov, 2007). В частности, было установлено присутствие только одного, непарного брюшного шипа, что свойственно, согласно Я. Зайцу (Zajic, 1995) только предста-



Раннекаменноугольный акантод *Acanthodes lopatini* Rohon.

А — реконструкция Д.В. Обручева (из Новицкой, Обручева, 1964); Б — реконструкция Х.-П. Шульца (из Schultze, 1990); В, Г — новая реконструкция: В — вид сбоку, Г — вид снизу. Условные обозначения: **psp** — грудной шип, **vsp** — брюшной шип, **asp** — анальный шип, **dsp** — спинной шип, **cmo** — циркуморбитальные кости, **oto** — отолиты, **qu** — квадратный хрящ, **mca** — переднее окостенение меккелева хряща, **mcp** — заднее окостенение меккелева хряща, **mdo** — мандибулярная кость, **rbr** — бранхиостегальные лучи, **gla** — жаберные дуги, **mll** — канал боковой линии, **psl** — теменной канал, **sosl** — надглазничный канал, **iosl** — подглазничный канал, **lsl** — подъязычный канал, **vsl** — брюшной канал, **alb** — апикальная лопасть хвостового плавника

вителям семейства Acanthodidae Huxley, 1861. Исследование единственного экземпляра из Тувы — голотипа *A. bergi* (= *Homalacanthus bergi* sensu Denison, 1979) показало, что в действительности он неопределим и, по видимому, представляет собой крупную особь *A. lopatini*.

Преыдушие реконструкции *A. lopatini* были выполнены Д. В. Обручевым (фиг. 1, А) и Х.-П. Шульце (фиг. 1, Б) по единственному экземпляру ПИН № 114-29 (Новицкая, Обручев, 1964: Табл. I, фиг. 6, А). Новая реконструкция (фиг. 1, В, Г) основана на измерениях нескольких десятков целых скелетов, в т. ч. и упомянутого экземпляра, что позволило уточнить пропорции тела рыбы. Использование нетрадиционной методики просмотра образцов в спирте дало возможность восстановить строение висцерального скелета и сейсмоденситивной системы. Как и предполагал в свое время А. В. Хабаков (1941), наиболее близким к *A. lopatini* видом является *A. ovensi*, который, согласно последним исследованиям (Forey & Young, 1985), отличается от него меньшей степенью окостенения элементов челюстной и гиоидной дуг, положением каналов боковой линии, значительно более медленным развитием чешуйного покрова в процессе онтогенеза и его отсутствием у взрослых особей в передней части туловища и на голове, а также отсутствием апикальной лопасти на вершине хвостового плавника.

Автор признателен к. г.-м. н. А. О. Иванову, д. б. н. Г. О. Черепанову (СПбГУ, Санкт-Петербург), к. г.-м. н. О. А. Лебедеву (ПИН РАН, Москва), Л. В. Вьюшковой, О. А. Родиной (ИГНГ СО РАН, Новосибирск), проф. Э. Лукшевичу (Рига, Латвия), д-ру Т. Морсу (Стокгольм, Швеция) за возможность изучения материала и д-ру Я. Зайцу (Прага, Чехия) за консультацию.

Работа выполнена в рамках 491 проекта IGCP «*Middle Palaeozoic Vertebrate Biogeography, Palaeogeography, and Climate*».

Литература

- Новицкая Л. И., Обручев Д. В. Класс Acanthodei. Акантоды // *Основы палеонтологии*. Беспчелюстные, рыбы. Москва, 1964. С. 175—194.
- Обручев Д. В. Класс Acanthodei. Акантоды // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Верхний палеозой. 1962. Т. 3. Вып. 21. С. 212.
- Хабаков А. В. Класс Pisces. Рыбы // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Нижний отдел каменноугольной системы. 1941. Т. 4. С. 164—170.
- Beznosov P. New data on the Early Carboniferous acanthodian *Acanthodes lopatini* Rohon // *Ichthiolith Issues*, Spec. Publ. 10. Uppsala, 2007. P. 18.
- Denison R. H. Acanthodii // Н.-П. Schultze (ed.), *Handbook of Paleichthyology*. Stuttgart–New York, 1979. Vol. 5. P. 1—62.
- Forey P. L. & Young V. T. Acanthodian and coelacanth fish from the Dinantian of Foulden, Berwickshire, Scotland // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1985. № 76. P. 53—59.

Miles R. S. 1966. The acanthodian fishes of the Devonian Plattenkalk of the Paf-frath Trough in the Rhineland with an appendix containing a classification of the Acan-thodii and a revision of the genus Homalacanthus // *Arkiv for Zoologi*. Bd 18 nr 9: 1966. P. 147—194.

Rohon J. V. Uber fossile Fische vom oberen Jenissei // *Met. Acad. Sci. St.-Petersb.*, 1889. V. 36 (7). N 13. P. 1—17.

Valiukevicius J. First articulated *Poracanthodes* from the Lower Devonian of Sev-ernaya Zemlya // E. Mark-Kurik (ed), *Fossil fishes as living animals*. Academia 1. Tallinn, 1992. P. 193—213.

Valiukevicius J. Devonian acanthodians from Severnaya Zemlya Archipelago (Rus-sia) // *Geodiversitas*. 2003. 25 (1). P. 131—204.

Zajic J. Some consequences of resent investigations on the family Acanthodidae Huxley, 1861 // *Geobios*, M.S. 1995. № 19. P. 167—169.

Zidek J. Acanthodii // *The Fossil Record* 2. London, 1993. P. 587—590.

СТЕРЕОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДНОГО АГРЕГАТА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗА ЭНЕРГОСБЕРЕГАЮЩИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ РУД

Р. Л. Бродская¹, Е. Л. Котова²

¹ ВСЕГЕИ, ² СПбГИ (ТУ), Санкт-Петербург

Полнота извлечения полезного компонента из рудного агрегата зависит от многих причин. В первую очередь — от качества дезинтеграции руды. Предполагается, что на качество разрушения минерального агрегата влияют два основных фактора: характер строения (структура и текстура) рудного агрегата и способ его дезинтеграции.

Структура и текстура минерального агрегата — отражения условий его образования и преобразования. Важно понимать, что энергия разрушения не может быть больше энергии агрегации, энергии образования сростков. Известно, что на образование сростков между минеральными индивидами одного и того же минерала тратится меньше энергии, чем на образование сростков между зернами разных минералов. При давлениях или стрессах, которые испытывает минеральный агрегат в процессе своего развития, площадь границ минеральных индивидов меняется. Может наблюдаться селективное увеличение площади границ при сохранении среднего размера зерна, может случиться грануляция — увеличение количества минеральных индивидов при неизменной их модальной доле и уменьшении гранулометрического состава.

Некоторые минеральные индивиды увеличивают свои размеры при повышенных давлениях. При сбросе литостатического или бокового давления большинство минеральных зерен увеличивает свой объем, обычно за счет интерстициальных или пленочных растворов или за счет исчезающих мелких зерен. Это лишь частные примеры онтогенеза минерального агрегата.

Все изменения в строении минерального агрегата — отклик на меняющиеся внешние, т. е. геологические условия. Можно считать, что отклик это — процесс адаптации минерального агрегата, попадающего в новые силовые и энергетические поля. Механизмом адаптации служит совокупность внутренних границ минерального агрегата. Сростки минеральных индивидов формируются своими границами. Таким образом, наиболее информативными параметрами стереометрического анализа являются: количественная оценка объемной формы рудного минерала, общая площадь его границ, удельная площадь границ срастания рудного минерала дифференцированно с другими минералами матрицы минераль-

ного агрегата, а также традиционные гранулометрический и модальный составы.

Для реализации этих видов анализа имеются разработанные технологии измерения, программы расчета и приборы, осуществляющие анализ в полуавтоматическом режиме.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ

А. Б. Донцов¹, М. Н. Буравская²

¹СыктГУ, ² ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар

dozent_1@mail.ru, buravskaya@geo.komisc.ru

Река Вычегда — крупнейший приток р. Северной Двины, берет начало на склонах Южного Тимана из болота Дзюрнюр. Ее общая длина 1130 км, площадь водосбора, представляющая собой залесенную и заболоченную холмистую равнину, составляет 121 тыс. км² [3].

Изучение четвертичных осадков проводилось в среднем течении р. Вычегды на участке между с. Мыелдино и п. Шерьяг. На этом участке р. Вычегда протекает в хорошо разработанной долине и представляет собой типично равнинную реку. Береговые обнажения мощностью от 3.5 до 15 м сложены четвертичными отложениями, представленными в основном различными песками, глинистыми осадками, торфами, реже валунными суглинками [4].

Для характеристики генетических типов отложений были использованы результаты гранулометрического и минералогического анализов. Гранулометрический анализ проводился с целью выяснения структурных особенностей отложений: размеров слагающих частиц, степени их сортированности. Минералогический анализ позволяет установить минералогические провинции сноса осадков, охарактеризовать фациальные типы отложений.

Среди четвертичных отложений выделены следующие генетические типы: аллювиальные, ледниковые (гляциальные) и водно-ледниковые (флювиогляциальные).

В аллювиальной толще выделены три фации: русловая, пойменная и старичная [1]. *Русловой* аллювий залегает в основании аллювиальных отложений и состоит из средне- и мелкозернистых влажных песков светло-серого цвета с горизонтальной слоистостью. Мощность отложений от 0.5 до 0.8 м. Иногда слои разрисованы пятнами бурого цвета, что говорит об ожелезнении. Осадки хорошо сортированы ($S_c = 0.85$ при $d_{cp} = 0.136$ мм), грубообломочный материал встречается редко. Текстуры отчетливо слоистые, преобладает четкая диагональная слоистость ряби течения и волнения.

Пойменный аллювий представлен переслаиванием мелкозернистых светло-серых песков с супесью серого цвета или с серой пластичной глиной. Контакт песка с супесью, как правило, ожелезнен. Включения крупнообломочного материала не наблюдаются, но часто встречаются корни

растений. Отложения пойменного аллювия имеют полого волнистую, реже горизонтальную слоистость, вызванную чередованием более песчаных и суглинистых прослоев ритмичного сезонного характера. Мощность отложений от 2 до 5 м. Отложения имеют различную степень сортированности от хорошей, характерной для фации прирусловых валов ($S_c = 0.79$ при $d_{cp} = 0.134$ мм), до плохой ($S_c = 0.21$ при $d_{cp} = 0.022$ мм) для фации внутренней поймы. Для пойменного аллювия характерны линзы и пятна омарганцевания. Часто пески ожелезнены, что придает отложениям пойменного аллювия буроватую окраску [1].

Старичный аллювий сложен торфом коричневого, темно-коричневого цвета с резким переходом от слоя глины. Мощность отложений достигает 1.0—1.2 м.

По результатам исследования гранулометрического состава аллювиальных отложений наблюдается изменение размеров слагающих частиц осадка снизу вверх по разрезу от относительно грубых до мелко- и тонкозернистых. Вверх по разрезу также происходит закономерное изменение типов текстур. Крупная косая слоистость в русловой фации и тонкая горизонтальная и волнистая слоистость в пойменной фации позволяют сделать вывод о формировании осадков в речной обстановке седиментации. По данным минералогического анализа в аллювиальных отложениях преобладает гранат (21 %) — эпидотовая (23 %) ассоциация тяжелых минералов, также присутствуют пироксен (9.4 %), лейкоксен (9.4 %), ильменит (8.5 %), амфибол (6.3 %). На основе полученных результатов минерального состава аллювия можно предположить, что формирование его происходило в значительной степени за счет размыва вычегодского (московского) тилла Фенноскандинавского центра оледенения [2].

Ледниковые отложения в среднем течении р. Вычегды представлены валунным суглинком темно-серого цвета с сизым оттенком [5]. Валуны на контакте с суглинком ожелезнены. Осадки очень плотные, содержание валунов незначительное. Крупнообломочный материал имеет штриховку и уютгообразную форму. Мощность ледниковых отложений достигает более 10 м. Отложения имеют слабую сортировку ($S_c = 0.11$ при $d_{cp} = 0.031$), процентное содержание песка (38.6 %), алеврита (27.0 %) и глины (31.2 %) практически одинаковое, что характерно для моренных отложений. Минеральный состав тяжелой фракции морены определяется содержанием эпидота (24 %), ильменита (12 %), а также присутствием сидерита (17 %). Данные руководящие минералы характерны для печорского ледникового горизонта Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции. Заметно повышенные содержания сидерита объясняются его поступлением из подстилающих местных пород мезозойского возраста [2].

Флювиогляциальные отложения, изученные в среднем течении р. Вычегды, представлены зандровыми песками. Пески в разрезе средне-, мелкозернистые и их процентное содержание в образцах достигает 98 %. Отложения хорошо сортированы ($S_c = 0.65$ при $d_{cp} = 0.223$ мм). Верхняя часть разреза состоит из очень сильно ожелезненных средне- и мелкозернистых песков. Разрез венчает подзолистый слой, представленный белым мелкозернистым хорошо промытым песком пронизанный корнями растений. В тяжелой фракции флювиогляциальных отложений установлено преобладание эпидота (36 %) граната (24 %), а также по содержанию выделяются ильменит (8.83 %), амфибол (7.68 %) и ставролит (7.29 %).

Таким образом, изучение строения и состава четвертичных образований с среднем течением р. Вычегды позволило выделить и охарактеризовать их различные генетические типы.

Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.
2. *Андреичева Л. Н.* Основные морены европейского северо-востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
3. Атлас по климату и гидрологии Республики Коми. М.: Дрофа; ДиК, 1997. 116 с.
4. *Буравская М. Н., Братуцак Ю. В., Донцов А. Б.* Генетические типы четвертичных отложений в среднем течении р. Вычегды. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информационные материалы 15 научной конференции. Сыктывкар Сыктывкар: Геопринт, 2003
5. *Кириллин С. И., Терешко В. В.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50000 на территории листов Р-40-73 Книга 1, Сыктывкар, 1991.

КЕРОГЕН ВЕРХНЕЮРСКИХ И ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА РОССИИ

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
burdelnaya@geo.komisc.ru

Кероген представляет собой сложно построенное органическое вещество осадочных пород нерастворимое в органических растворителях [1]. Методы полного структурного изучения керогена отсутствуют. Наиболее используемыми являются термические методы исследования структурных составляющих керогена. Объектом исследования послужили верхнеюрские (J_3v_2) горючесланцевые отложения Русской плиты (Сысольский сланценосный район, Кашпирское месторождение горючих сланцев), а также углеродистые отложения доманика (D_3dm) Ухтинского района (обнажения по рр. Лья-Ель, Чуть, Доманик).

Согласно данным элементного анализа кероген верхнеюрских отложений высококалорийен и обогащен органически связанной серой и кислородом. Усредненное значение отношения $S_{орг}/C_{орг}$ в исследуемой выборке керогенов средневожских горючих сланцев соответствует II-S типу керогена. В керогене девонских отложений ниже среднее содержание кислорода, что объясняется потерей гетероэлементов в процессе начальных стадий катагенеза [1]. Содержание органически связанной серы в керогене доманика ниже, чем в средневожском, элементный состав керогена соответствует II типу, т. е. он не является сернистым. Содержание азота при этом здесь в 1.5 раза выше, чем в юрских отложениях.

Пиролиз керогена приводит к образованию низкомолекулярных составляющих, представленных алкилзамещенными тиофенами, бензолами, фенолами, а также *n*-алканами и *n*-алкенами-1 [2, 3]. Высокомолекулярные продукты пиролиза представлены в основном *n*-алканами, *n*-алкенами, *n*-алкилбензолами, *n*-алкилтиофенами, 2-метил-5-*n*-алкилтиофенами, в случае доманика дополнительно четко идентифицируются пики *n*-алкилбензтиофенов и *n*-алкилнафталинов [3]. Вклад серосвязанных углеводных компонентов в состав керогена доманиковых отложений в два раза ниже их содержания в керогене юрских отложений, что подтверждается невысокими концентрациями короткоцепочечных 2,5-диалкилтиофенов в составе пиролизатов [3]. Данные продуктов пиролиза верхнеюрского керогена свидетельствуют о наличии полисеросвязанных структур в геополимере, приводящих при пиролизе к бисернистым циклическим соединениям. В керогене доманика такие структуры отсутству-

ют. Наличие данных соединений в составе продуктов пиролиза керогена экстремально обогащенных $C_{орг}$ горючих сланцев J_3V_2 свидетельствует о высокой степени осерненности *n*-алкильных структур [4]. *H*-алканы и *n*-алкены являются основными компонентами алифатической фракции, генерируемыми в процессе пиролиза керогена. Считается, что образование при пиролизе *n*-алканов и *n*-алкенов связано с разрушением нерастворимых, негидролизующих высокоалифатичных биомакромолекул — алгаенанов, входящих в состав матрицы керогена. Количественный расчет *n*-алканов и *n*-алкенов в продуктах пиролиза исследуемых керогенов показал более высокое содержание данных компонентов в керогене доманиковых отложений.

Таким образом, фрагмент структуры керогена верхнеюрских отложений представляет собой высокоалифатичный полимер, *n*-алкильные составляющие которого связаны с матрицей через гетероатомы. Наличие повышенного содержания кислородсодержащих структур в таком керогене, вероятно, связано с доминирующим вкладом углеводных компонентов в процессе его формирования. Отношение данного керогена к П-S типу свидетельствует об аноксидных условиях его образования. Кероген доманиковых отложений также является высокоалифатичным. В его составе преимущественно доминируют производные липидов. Пониженное по сравнению с верхнеюрским керогеном содержание органически связанной серы указывает на менее значимое влияние процесса раннедиагенетического осернения органического вещества доманика на его консервацию.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-65018 и гранта Президента Российской Федерации для поддержки молодых ученых — кандидатов наук 951.2007.5.

Литература

1. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.
2. Бушнев Д. А. Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печорского бассейна // Нефтехимия, 2002. Т. 42. № 5. С. 325—339.
3. Бушнев Д. А. Продукты пиролиза керогена верхнеюрской толщи Сысольского сланценосного района // Литология и полезные ископаемые, 2001. № 1. С. 96—101.
4. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Сероорганические соединения верхнеюрской сланценосной толщи Сысольского района // Нефтехимия, 2003. Т. 43. № 4. С. 256—265.

СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗРЕЗОВ УХТИНСКОГО ДОМАНИКА

Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
boushnev@geo.komisc.ru

Доманиковым отложениям среднего франа Ухтинского района посвящено значительное число работ (Гуляева и др., 1961; Катченков, 1969; Мерц и др., 1990; Беляева и др., 1998; Афанасьева, Михайлова, 2001). Состав их минеральной части определяется взаимоотношением трех основных компонентов – карбоната, глины и свободного кремнезема (Максимова, 1970). Целью данной работы является изучение молекулярного состава битумоида и продуктов пиролиза керогена, выделенных из отложений доманиковых фаций D_3dm Ухтинского района – это обнажения по рр. Чуть, Доманик, Лья-Ель.

Исследованные нами образцы содержат от 0.17 до 18.1 % C_{org} (всего изучен 71 образец). Основная масса пород доманика имеет содержания C_{org} характерные для богатых нефтематеринских толщ, в категорию горючих сланцев попадает очень малое число образцов. Еще ниже доля горючих сланцев в разрезе, так как мощность их слоев очень мала. Содержание ХБА в породах доманика обычно высокое. В исследованных нами образцах оно колеблется от 0.047 до 3.82 %. Столь высокие содержания битумоида обычно трактуются как свидетельство его эпигенетического характера. Ранее проведенные нами работы по сопоставлению состава стерановых УВ, содержащихся в битумоиде и продуктах пиролиза керогена, выделенного из ограниченного числа образцов из обнажений по р. Лья-Ель указывали на возможно сингенетичное образование столь высоких концентраций битумоида (Бушнев, 2002).

Изучение состава полициклических биомаркеров битумоида показало, что зрелость органического вещества доманика невелика и не превосходит начала главной фазы нефтеобразования. Органическое вещество имеет смешанное происхождение, в его формирование основной вклад внесли морские микроводоросли и цианобактерии. Накопление органического вещества происходило в условиях аноксии наддонных вод палеобассейна.

Детальная характеристика качественного состава продуктов пиролиза керогена выделенного из пород доманикового возраста Ухтинского района была приведена в нашей более ранней работе (Бушнев, 2002). Расширение базы исследованных образцов керогена позволяет судить о том, что качественный состав продуктов пиролиза керогена доманика

однороден. Здесь присутствуют характерные для продуктов пиролиза многих керогенов *n*-алканы и *n*-алкены-1, *n*-алкилбензолы, *n*-алкилтолуолы, *n*-алкилнафталины, *n*-алкилтиофены, алкилированные производные бензтиофена, фенолы.

Полученные нами результаты свидетельствуют о снижении выхода сернистых соединений при пиролизе керогена с ростом $C_{\text{орг}}$ в породе. Это не вполне характерная для осадков аноксических бассейнов закономерность. Коэффициент $2,3\text{-ДТМ}/(2\text{-ЭТ}+2,4\text{-ДМТ}+2,3\text{-ДМТ})$, пропорциональный согласно данным (Van Kaam-Peters et al., 1998) доле серосвязанных остатков сахаров в структуре керогена также имеет тенденцию к снижению с ростом $C_{\text{орг}}$ породы. В данном случае, объяснение действием фактора катагенеза невозможно, так как пиролиз керогена, выделенного из предварительно автоклавированного при различных температурах сланца, ясно показал, что этот коэффициент имеет выраженную тенденцию к росту при катагенезе ОВ (Бушнев и др., 2004). Остается остановиться на выводе, что накопление ОВ пород доманика, содержащих повышенные концентрации $C_{\text{орг}}$ не было связано с протеканием эффективного осернения углеводной части исходного органического вещества. В то же время нельзя исключать значимое влияние процесса природной вулканизации (Sinninghe Damstee et al., 1989) на консервацию липидных фрагментов исходного органического вещества. Активное протекание этого процесса подтверждается высокими концентрациями в продуктах пиролиза керогена доманика разнообразных длинноцепочечных *n*-алкилтиофенов и *n*-алкилбензтиофенов. Их концентрация прямо связана с отношением S/C керогена, определенном через тиофеновый индекс.

Можно предполагать, что формирование обогащенных органическим веществом пород доманика обязано преимущественно факторам, не связанным напрямую с эффективностью консервации органического вещества в осадке. К таким факторам относятся темп минеральной седиментации и величина первичной биологической продуктивности. Последняя, при этом, в значительной мере влияет на установление аноксических условий в бассейне.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-65018 и гранта Президента Российской Федерации МК 951.2007.5.

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УРЭГНУРСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

А. В. Вишнеvский¹, Т. Оюунчимэг^{1,2},
А. Э Изох¹, В. М. Калугин¹

¹ ИГМ СО РАН, Новосибирск

² ИГиМР Монголии, Улан-Батор

vishnevsky@uiggm.nsc.ru

Урэгнурская пикритоидная ассоциация, впервые описанная Н. А. Берзиным в 1991 году [1] располагается в северной части Монгольского Алтая, в пределах Хархиринского террейна, представляющего собой сложную аккреционную структуру (рис. 1). В состав ассоциации входят лавовые потоки, силлы, дайки и крупное интрузивное тело габброидов, прослеживающиеся в пределах Харгитгольской расчешуенной тектонической пластины на расстояние порядка 40 километров. Сама пластина состоит из многочисленных лавовых потоков оливин-пироксеновых и пла-

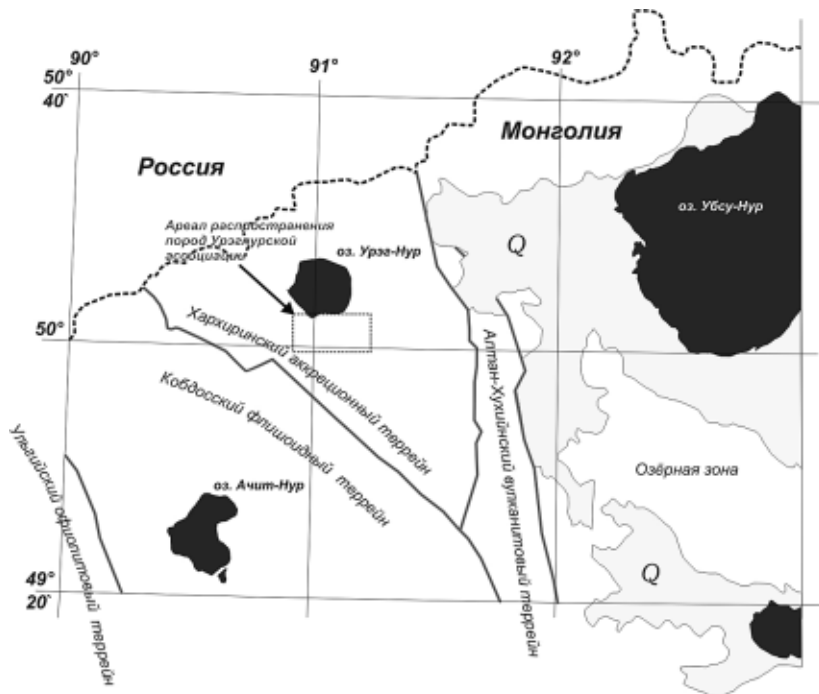


Рис. 1. Ареал распространения пород Урэгнурской ассоциации на тектонической схеме Северо-Западной Монголии

гиоклаз-пироксеновых базальтов, перемежающихся с туфотурбидитами и выше по разрезу — песчаниками. Эта вулканогенно-осадочная пачка содержит довольно крупные силлы в которых наблюдается гравитационная дифференциация (от перидотитов до меланогаббро) и многочисленные дайки долеритов и пикритов, в некоторых из которых фиксируются признаки дифференциации течения, что позволяет рассматривать их как магмаподводящие каналы. Крупный Бургустайнский интрузив с площадью выхода на поверхность около 6 км², имеет преимущественно тектонические контакты с вмещающими породами, однако обнаружены и интрузивные взаимоотношения с образованием роговиков, что свидетельствует об относительно низкой величине давления на момент внедрения.

В пределах ареала распространения пород Урэгнурской ассоциации известны несколько промышленных золотых россыпей с платиноидами. Россыпь по р. Бургустайн-гол обрабатывается частной старательской артелью.

Нами было исследовано различными методами порядка 200 образцов пород Урэгнурской вулканоплутонической ассоциации, а также несколько выборок зерен золота, платиноидов и хромитов из шлиховых проб (600 анализов).

Проведенные исследования показали правомерность выделения нами единой вулканоплутонической ассоциации по совокупности общих геологических, петро- и геохимических особенностей. Численное моделирование хода кристаллизации для различных пород, в частности для краевых частей крупных даек с дифференциацией течения, показало, что состав первичного расплава для ассоциации отвечает пикриту с содержанием MgO порядка 18 мас. % в равновесии с наиболее магнезиальным оливином Fo₉₀ в условиях буфера QFM. Давление кристаллизации в данном случае определялось с помощью клинопироксенового барометра Нимица [2] по крупным наиболее магнезиальным зернам авгита, как 3 кбар.

Анализ россыпных минералов проводился на микрозондовом анализаторе Camebax Micro в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Золото высокопробное, 80 % выборки — зерна с пробностью свыше 920. Отчетливо выделяется вторая группа зерен с пробностью 840—880, представляющая собой электрум. Отмечаются небольшие примеси Hg, в среднем по выборке 0.4 мас. %, единичные — до 5.8 мас. %. Содержание Cu в 90 % зерен — менее 0.2 мас. %, однако в нескольких оно достигает 1—4 мас. %.

Абсолютное большинство зерен минералов группы платины представлено изоферроплатиной (Pt₃Fe) с содержанием Fe в среднем 7.6 мас. %. В целом, изоферроплатина довольно однородна по составу, как по выборке, так и в пределах одного зерна. Отмечаются довольно постоянные

примеси Pd, Rh, Ni, Cu, концентрации Ir, Os и Ru в некоторых зернах резко повышены в сравнении со средним по выборке. Кроме изоферроплатины в шлихах обнаружено крупное зерно рутениридосмина (Ir, Os, Ru). Включения в зернах изоферроплатины представлены купорродситом $Cu(Rh, Pt)_2S_4$ и малонитом $Cu(Pt, Rh)_2S_4$, реже холлингвортитом $RhAsS$, бауитом Rh_2S_3 , куперитом PtS и лауритом RuS_2 на одном из зерен обнаружена кайма сперрилита $PtAs_2$, ее происхождение связано, по-видимому, с гидротермальным преобразованием первичных минералов. Зерно рутениридосмина однородно и включений не содержит. В целом, специфика составов зерен изоферроплатины и включений в них указывает на наличие минерализации Урало-Аляскинского типа.

Анализ составов хромшпинелидов проводился по выборке зерен из шлиховых проб и непосредственно по включениям их в оливине из пород Урэнгурской ассоциации. Проведенные исследования показали, что их составы соответствуют феррихромиту с содержанием Al_2O_3 7—9.5 мас. %, и образуют очень компактное поле составов на классификационной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺+2Ti (рис. 2). Хромшпинелиды имеют состав характерный для ассоциаций Урало-Аляскинского типа платинометальной минерализации, резко отличаясь от типичных для офиолитов.

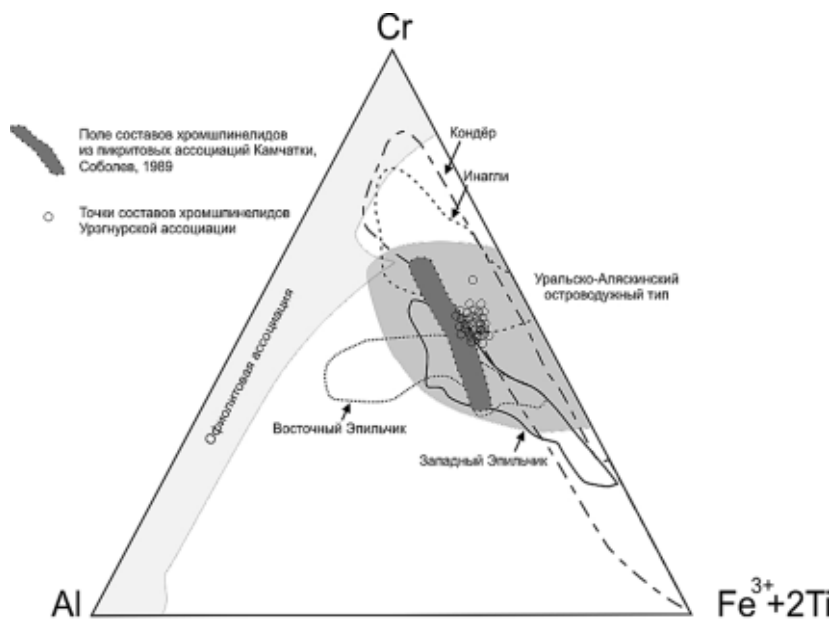


Рис. 2. Классификационная диаграмма для хромшпинелидов. Нанесены поля составов по нескольким платиноносными массивам Корьяко-Камчатской области и Восточной Сибири

Ассоциации, подобные Урэгнурской описаны на Камчатке — Тумрокский выступ, Валагинский хребет и г. Шаромский Мыс, в Японии на краевой части Идзу-Бонинской островной дуги, примыкающей к Японской — Остров Ошима, на Соломоновых островах, на острове Амбаи (островная дуга Вануату, Фиджи), а также еще в нескольких островодужных структурах. Проведенное сопоставление показало наибольшую схожесть петро- и геохимических особенностей пород Урэгнурской ассоциации с пикритами Камчатки.

На основании сходства пород Урэгнурской пикритовой ассоциации с кембрийскими базальтами Чепошской зоны Горного Алтая, высокомагнезиальными порфиритами хр. Алтан-Хухийн-Нуру и массивами иркутского комплекса (Кузнецкий Алатау), для которых также установлена сходная платинометальная минерализация, становится возможным выделить единый пояс кембрийского высокомагнезиального магматизма, протягивающийся вдоль кембрийских островодужных структур Монголии, Алтая и Кузнецкого Алатау более чем на 800 км.

Литература

1. *Berzin N. A.* Fragments of Early Hercynian rift structure with ultrabasic volcanism in Caledonides of the northwestern Mongolia // Geodynamic evolution and main sutures of Paleasian ocean. IGCP Project 283, report N 2, Beijing, 1991, p. 9—14.
2. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, vol. 135, p. 62—74.

Ni-Co МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОНДОЛЬТОЙ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б. Л. Гармаев, Б. Б. Дамдинов
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ
garm@gin.bsnet.ru

Территория Восточного Саяна давно известна своей золотоносностью. Наиболее распространены золото-кварцевые (Пионерское, Гранитное, Динамитное и др.), золото-сульфидно-кварцевые (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское и др.) месторождения [1]. В результате проведенных исследований золото-серебряного рудопроявления Ондольтой, расположенного в юго-восточной части Восточного Саяна, была установлена Ni-Co минерализация, не характерная для данного типа оруденения.

Участок Ондольтой расположен на юге юго-восточной части Восточного Саяна, в междуречье рек Хоре и Урда-Боксон. Золото-серебряное оруденение приурочено к карбонатно-сланцевой толще дабанжалгинской свиты (O_3-S_2), сложенной углеродистыми, кварц-хлорит-серицитовыми, эпидот-кремнисто-хлоритовыми сланцами, филлитами, известняками и доломитами, с будинообразными мелкими телами лиственитов. Вся толща подвержена интенсивным складчато-блоковым деформациям. В южной участка картируется цепочка выходов базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации: серпентинизированных дунитов, габбро-норитов, габбро. В центральной части участка в субмеридиональном простирании протягивается зона измененных андезитов (андезито-базальтов). Отмечаются также дайки средних и основных пород и единичные мелкие тела габбро-диоритов и гранодиоритов. К юго-востоку от южной границы участка закартирован интрузивный массив, сложенный роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и диоритами.

По морфологии, составу и минералого-геохимическим особенностям, на участке Ондольтой установлено 2 основных типа руд: зоны кварц-сульфидного прожилкования в горизонте кварцевых песчаников (оруденелые песчаники) и оруденелые окварцованные известняки. Первые представляют собой участки сгущения маломощных (0.5—2см) кварцевых прожилков с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией в маломощном (2—3 м) горизонте кварцевых песчаников, залегающем на контакте сланцевой и карбонатной толщ.

Сульфидные минералы зон кварц-сульфидного прожилкования представлены преимущественно пиритом, халькопиритом, сфалеритом, реже борнитом. При электронно-микроскопическом изучении руд установле-

ны такие минералы как галенит, *кобальтин*, *герсдорфит*, *миллерит*, буланжерит, аргентит, пираргирит, *фрейбергит*, висмутин, самородный висмут. В виде микровключений в сульфидах присутствуют необычные соединения PbSeO, CoBiTeAs. Пирит содержит примеси Ni, Co, As. Самородное золото в рудах имеет среднюю пробыность 856—924 ‰. Содержания Au и Ag достигают соответственно 1.6 и 4.8 г/т. Таким образом, геохимический спектр богатых руд можно охарактеризовать как (Sb)-As-Pb-Zn-Fe-Cu-Au-Ag.

Второй тип оруденения представлен зонами густого кварцевого прожилкования в известняках, доходящих до существенно кварцевых пород, с содержанием рудных минералов порядка 10—15 об. %. Рудная минерализация в окварцованных известняках характеризуется преобладанием таких минералов как блеклые руды (фрейбергит, тетраэдрит), арсенопирит и галенит, в меньших количествах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, пираргирит, аргентит. Здесь следует отметить, что фрейбергит содержит в своем составе до 7.72 мас. % Ag, а также примеси Zn, Fe, тетраэдрит также содержит Ag в количестве 0.89 мас. %. В пирите установлены примеси Ni и As. Самородное Au имеет среднюю пробыность 714—751‰.

Оруденелые окварцованные известняки характеризуются высокими концентрациями Cu (до 0.125 мас. %), Pb (до 800 г/т), Zn (до 0.335 мас. %), Cd (до 74 г/т), Mo (38 г/т), As (85 г/т), Sb (до 980 г/т), при крайне низких содержаниях остальных элементов-примесей. Геохимический спектр руд, соответственно As-Sb-Cu-Pb-Zn-(Cd-Mo)-Ag-Au. Содержания Au имеют значения 0.2—0.31 г/т, Ag — 203—280 г/т. Повышенные концентрации Ag в рудах связаны с широким распространением Ag-содержащих блеклых руд (фрейбергита) и аргентита.

Широким распространением на участке пользуются кварцевые и прожилки. По макроскопическому описанию кварц представлен зернами различного размера. Наиболее распространен крупнозернистый, молочно-белый, иногда полупрозрачный, участками друзовидный кварц. Однако рудная минерализация в кварцевых жилах и прожилках встречается спорадически и представлена чаще всего редкой рассеянной вкрапленностью пирита.

Исключения составляют кварцевые жилы и прожилки, содержащие в телах лиственитов. В них установлена сульфоарсенидная кобальт-никелевая минерализация, с преобладанием минералов Ni и Co и их примесями в пирите. Установлены следующие минеральные фазы: *миллерит*, *герсдорфит*, *кобальтин*, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, буланжерит. Содержания рудообразующих элементов в кварце из лиственитов достигают 210 г/т As, 9 г/т Sb, 1 г/т Mo, 12 г/т Pb, 0.011 г/т Au, 2.4 г/т Ag, следовательно, рудную геохимическую специа-

лизацию лиственитов можно охарактеризовать как Ni-Co-As-Sb-Pb-Au-Ag. Содержания золота и серебра достигают 0,015 и 4,8 г/т соответственно.

Сульфоарсениды Ni и Co распространены во всех перечисленных типах руд, независимо от вмещающего субстрата; постоянно фиксируется примесь Ni, Co и As в пирите, по минеральному составу, выделенные типы руд весьма схожи с лиственитами, отсюда можно сделать вывод, что источником рудообразующих элементов служили базит-гипербазиты офиолитовой ассоциации, распространенные в пределах участка. Однако следует иметь в виду, что рудопроявление приурочено к карбонатно-сланцевой толще, насыщенной прослоями углеродистых сланцев, которые также могли являться источниками вещества. Проведенный изотопный анализ сульфидной серы по пириту из оруденелых песчаников показал значение $\delta^{34}\text{S} = 8,2 \text{ ‰}$. Такой изотопный состав свидетельствует о поступлении серы как мантийного, так и осадочного генезиса, что свидетельствует о привносе осадочной серы из вмещающих сланцев, наряду с мантийной.

Сланцевая толща является, по всей видимости, верхней, вулканогенно-осадочной частью офиолитового комплекса (аналог ильчирской толщи Восточного Саяна) и содержит ксенолиты (олистолиты) карбонатных пород и гипербазитов (лиственитов). К такому выводу склоняют такие признаки как: близкий вещественный состав карбонатно-сланцевой толщи с отложениями ильчирской толщи [2], близкие геохимические характеристики сланцев с лиственитами, геологическое положение сланцевой толщи вблизи выходов базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации, а также наличие горизонта измененных андезитов-базальтов, представляющих вулканогенную часть отложений. Имеющиеся немногочисленные данные по химическому составу этих пород обнаруживают близкие геохимические характеристики андезитов-базальтов с типичными офиолитовыми габброидами.

Таким образом, нашими исследованиями установлена Ni-Co минерализация в Au-Ag рудах, что связано с поступлением рудообразующих компонентов из базит гипербазитов, без заметного влияния интрузивных пород (в частности гранитоидов).

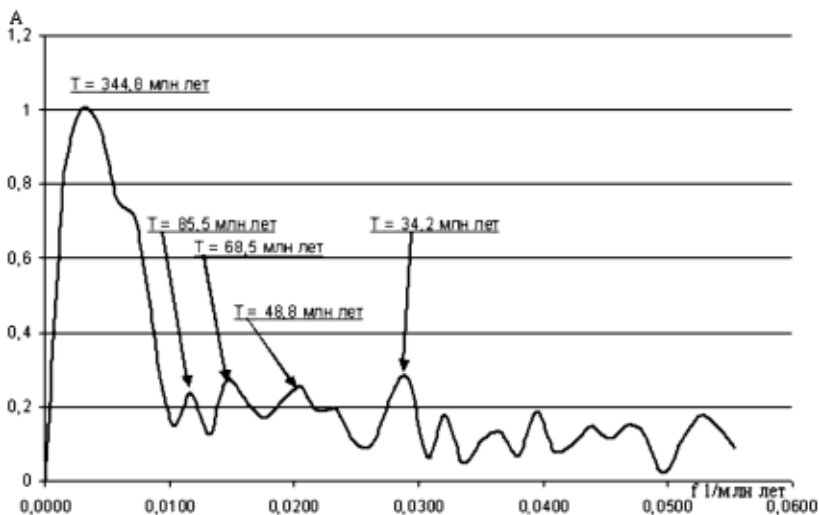
Литература

1. *Мионов А. Г., Жмодик С. М.* Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41, №1. С. 54—69.
2. *Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л.* и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

ГЛОБАЛЬНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И МАНТИИ С ХАДЕЯ ДО НЕОГЕЯ

Д. О. Глазачев
МИФИ, Москва

Более века геологи обсуждают проблему глобальных циклов Вильсона, Бертрана и Штилле. В [1] в графической форме представлены вариации интенсивности эндогенной активности для верхней мантии и коры (более 12 тысяч датировок по U—Th—Pb, K—Ar, Sm—Nd системам) в интервале всего геологического времени. Ю. А. Балашов выделяет 100 млн. лет периодичность. Нами, после оцифровки графических данных Ю. А. Балашова проведен Фурье-анализ временного ряда (см. рисунок) В докладе обсуждаются возможности исследования проявлений циклов Бертрана и Штилле в регионах (в частности, приуральских) в раннем и позднем докембрии.



Литература

1. Балашов Ю. А. Концепция времени в геологической истории Земли // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 3. Новые подходы к изучению геологических образований. Апатиты: Институт геологии КНЦ, 2002. С. 51—75.

СТРОЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Е. А. Голубев, О. В. Ковалева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

golubev@geo.komisc.ru, OlgaKovaleva@geo.komisc.ru

Ископаемые смолы, включая янтари, являются сложными органическими минеральными веществами, в силу чего существуют значительные затруднения при характеристике их структуры [1—3]. На территории Северной Евразии обнаружено множество проявлений ископаемых смол. Наиболее крупной и изученной янтареносной провинцией является Балтийско-Днепровская, охватывающая Калининградскую область, Польшу, Литву, запад Латвии, юго-запад Белоруссии и правобережную Украину. Арктическая провинция янтаря охватывает всю Российскую Арктику и Лено-Виллойскую зону. К Дальневосточной провинции относятся Приморский край, остров Сахалин, восточное побережье Камчатки и бассейн реки Анадырь. В Европе находки ископаемых смол известны в Великобритании, Франции, Германии, Австрии, Чехии, Словакии, Венгрии, Румынии [4]. Общеизвестная классификация ископаемых смол еще не сформирована, в прикладном аспекте их делят на две группы: а) вязкие, к которым относятся например сукцинит, румэнит; б) хрупкие, к которым относится большинство прочих видов ископаемых смол.

В качестве диагностических чаще всего применяются методы термического анализа [2], а также ИК и КР спектроскопии [3—5]. В представленной работе (в комплексе с данными ИК-спектроскопии и термального анализа) приводятся результаты исследования строения ископаемых смол Северной Евразии методом атомно-силовой микроскопии, с помощью которого ранее на примере балтийских янтарей была выявлена наноразмерная структура [6].

Материалами для исследования послужили зерна ископаемых смол Северной Евразии, охватывающими все вышеописанные провинции.

Структурная диагностика образцов осуществлялась с использованием инфракрасной спектроскопии. Образцы анализировались на ИК-Фурье спектрометре Инфралюм ФТ-801 фирмы «Люмэкс-Сибирь» (г. Новосибирск, Россия) в диапазоне волновых чисел $4000—500\text{ см}^{-1}$ с разрешением 4 см^{-1} . Анализ полученных данных позволил идентифицировать исследуемые смолы вплоть до определения вида. Полосы поглощения расположенные в коротковолновой части спектра между 1250 и 1120 см^{-1} являются диагностическими. После изучения нескольких тысяч ИК-спектров сукцинитов [1, 5] стало ясно, что его уникальной характеристикой является присутствие широкого горизонтального уровня в диапазоне $1250—1195\text{ см}^{-1}$ сопровождаемого острым пиком, достига-

ющим максимальной интенсивности приблизительно при 1160 см^{-1} после, которого поглощение уменьшается очень быстро, так называемого «балтийского зубца» $1250 < 1160\text{ см}^{-1}$. ИК-спектр гедано-сукцинита отличается от спектров сукцинита тем, что для него характерно более ярко выраженная полоса при 1250 см^{-1} , хотя соотношение полос «балтийского зубца» сохраняется ($1250 < 1160\text{ см}^{-1}$). Геданиту — свойственна одинаковая интенсивность полос поглощения в области $1245\text{—}1257$ и 1176 см^{-1} ($1245\text{—}1257 \approx 1176\text{ см}^{-1}$) и четкая, интенсивная полоса при 888 см^{-1} . Для румэнита характерно то, что соотношение полос оставляющих «балтийский зубец» ($1250 < 1160\text{ см}^{-1}$) сохраняется как для гедано-сукцинитов, но интенсивность полосы при 1250 см^{-1} несколько меньше, чем у последних. Наблюдается слабая интенсивность полосы при 1020 см^{-1} , но полоса при 976 см^{-1} становится более отчетливой. Отсутствует полоса при 888 см^{-1} . Для ретинитов, как правило, характерна одинаковая интенсивность полос поглощения в области 1245 и 1176 см^{-1} ($1245\text{—}1257 \approx 1176\text{ см}^{-1}$), сопровождаемая большей (в некоторых случаях одинаковой) по интенсивности полосой при 1030 см^{-1} . Наблюдаются слабая полоса при 888 см^{-1} [7].

Кроме того, был использован метод дифференциального термического анализа, который позволил разделить исследуемые смолы на две группы — вязких и хрупких смол [8].

Изображения поверхности были получены с помощью атомно-силового микроскопа (АСМ) ARIS3500 (Burleigh Instrument). Съёмки проводились в комнатных условиях. Качественные изображения надмолекулярной структуры ископаемых смол удалось получить преимущественно у вязких ископаемых смол (сукцинитов и румэнита). У хрупких смол (геданита и ретинитов) признаки надмолекулярного строения выявить не удалось [9].

В целом наноразмерное строение вязких разновидностей ископаемых смол Северной Евразии можно описать следующим образом. Янтари (сукциниты) преимущественно сложены скоплениями плотно агрегированных глобулоподобных частиц. Размеры частиц от 50 до 120 нм . Преобладающая форма частиц не определяется, морфологически они представляют собой ряд форм, меняющихся от эллипсоидальных глобул до укороченных волокон. В областях, где доминируют флюидальные текстуры, надмолекулярные частицы собраны в цепочки, часто переплетающиеся и разветвляющиеся. В областях без директивного направления ориентации скопления имеют разнообразие формы величиной в сотни нанометров. В подвергшихся термальному метаморфизму янтарях (румэнитах) преобладает волокнистое строение, наряду с ним присутствует и глобулярное. В хрупких ископаемых смолах не наблюдаются признаки наноразмерного коллоидного строения.

Полученные результаты позволяют вплотную приблизиться к пониманию механизмов образования и созданию современной классификации ископаемых смол.

Авторы благодарят М. А. Богдасарова, Н. П. Юшкина, С. Н. Шанину за предоставленные образцы. Работа поддержана грантом РФФИ (06-05-64755а).

Литература

1. *Савкевич С. С.* Янтарь. Л.: Недра, 1970. 190 с.
2. *Ragazzi E., Roghi G., Giaretta A., Gianolla P.* Classification of amber based on thermal analysis // *Thermochimica Acta*. 2003. V. 404. P. 43—54.
3. *Beck C. W.* Spectroscopic investigation of amber // *Applied Spectroscopy Reviews*. 22. 1986. P. 57—110.
4. *Богдасаров М. А.* Ископаемые смолы северной Евразии. Брест: Изд-во БрГУ. 175 с.
5. *Vavra N.* Fossil resin («amber») from the Paleocene of Renardodden (E cape Lyell, west Spitsbergen, Svalbard) // *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*. 2002. P. 263—277.
6. *Голубев Е. А., Ковалева О. В.* Визуализация надмолекулярного строения балтийского янтаря методом атомно-силовой микроскопии // *Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России*. Матер. XVII молодеж. науч. конфер. Петрозаводск. 2006. С. 79—80.
7. *Богдасаров М. А., Ковалева О. В.* Инфракрасная спектрометрия ископаемых смол Северной Евразии // *Ученые записки БрГУ*. Вып. 2. 2007
8. *Ковалева О. В., Богдасаров М. А.* Дифференциальный термический анализ ископаемых смол Северной Евразии // *Вестник БрУ, Серия естественных наук*. Вып 2. (29). 2007.
9. *Голубев Е. А., Богдасаров М. А.* Электронная и атомно-силовая микроскопия ископаемых смол Северной Евразии // *Вестник Брестского университета, Серия естественных наук*, 2007. № 2 (Вып. 29).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПОДЗОНАХ СРЕДНЕЙ И СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ В ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Ю. В. Голубева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

bratushchak@geo.komisc.ru

Подзона средней тайги на территории Республики Коми выражена в бассейне Вычегды и Мезени, на среднем и южном Тимане и простирается от 64 до 60° с. ш. Для подзоны характерны сомкнутые ельники с черникой и сопутствующими бореальными видами (лиинейя, майник, седмичник), подлесок обычно отсутствует (редко можжевельник, рябина, шиповник), в покрове — зеленые мхи.

В подзоне северной тайги господствуют еловые и елово-березовые леса долгомошной и зеленомошно-сфагново-долгомошной групп со значительным участием лиственницы. В Печорском бассейне, представляющем собой обширную аккумулятивную вводно-ледниковую равнину, преобладают еловые, березово-еловые леса часто с примесью сосны, пихты, осины, в Предуралье — кедра. Сосновые леса приурочены к борovým террасам, к песчаным зандровым и озерным равнинам. Характерным признаком является наличие тундровых элементов по узким морозобойным долинам, где выпадает лесная растительность, развиты ивнячково-ерниковые заросли с тундровыми торфянисто-глебовыми почвами [1, 2, 11].

Несмотря на то, что для обозначенной территории имеется обширный материал по палинологии [4, 10, 3, 9, 7, 5, 8], ряд вопросов остается нерешенным. Так, если палинологическую характеристику северных районов можно считать достаточно подробной, то для южных районов приводятся данные по немногочисленным разрезам, охватывающим только отдельные периоды голоцена. Слабо изучены субатлантический и бореальный периоды. Дискуссионной является проблема подразделения голоцена на периоды и положения их хронологических рамок. Палинологическое изучение голоценовых отложений в подзонах средней и северной тайги, занимающих большую площадь Республики Коми, является ключевым звеном в комплексе методов, направленных на выполнение цели реконструкции развития природной среды и климата в голоцене как на территории республики, так и на европейском северо-востоке России в целом.

В настоящей работе характеристика развития растительности по подзонам средней и северной тайги ведется на примере разрезов Синдорский и Ижма-7, соответственно. Отложения разреза Синдорский вскрыты скважиной глубиной 2.5 м, заложенной в прибрежном болоте северо-восточного залива оз. Синдорского; представлены торфом и залегают на песке.

Обн. Ижма-7 расположено на правом берегу р. Ижмы в 1 км выше с. Ласта. Расчистка начинается в 60 см над урезом воды, высота ее 2.6 м. Здесь изучены озерные осадки, также представленные преимущественно торфом.

Л. Д. Никифоровой [10] на Северо-Востоке Европейской части России послеледниковые подразделяется на 14 зон (периодов). На основании данных палинологического анализа нами выделены и охарактеризованы шесть из них: АТ-1, АТ-2, АТ-3, SB-1, SB-2, SB-3.

Атлантический климатический период (4600—8000 лет назад) период характеризуется как теплый и влажный. В раннеатлантическое время (АТ-1) в южных районах широкое развитие получили еловые леса с сосной, березой и широколиственными породами (темнохвойные леса среднетаежного типа). На севере березовые леса сменились еловыми лесами с березой и единично встречающимися широколиственными породами [7, 6].

В середине атлантического периода (АТ-2) произошло незначительное похолодание. В составе лесов увеличилась роль березняков, которые вытесняли еловые леса, уменьшилось участие широколиственных пород. В это время возросло значение ерниковых зарослей.

В позднеатлантическое время (АТ-3) наступил климатический оптимум. В современной подзоне средней тайги еловые леса сменились южнотаежными (сосна, ель с участием пихты, лиственницы и березы). Большое распространение получили широколиственные породы (дуб, вяз, орешник, клен), количество пыльцы которых в бассейне р. Лузы достигало 14 % [6]. В современной подзоне северной тайги в это же время в составе лесов доминирующую роль играли березняки и сосновые леса. В качестве устойчивой примеси входили ольха, пихта и широколиственные породы (до 6 %).

В рамках суббореального периода (2500—4600 лет назад) выделены три зоны.

В раннесуббореальный период (SB-1) имело место похолодание. В южных районах республики произрастали березово-еловые леса, из состава которых постепенно выпали широколиственные породы. Роль еловых лесов сократилась. Севернее 64° с. ш. (р. Ижма) растительность характеризовалась развитием березово-еловых лесов со значительной примесью ольхи, содержание пыльцы которой достигало 52 %. Тундровые группировки потеснили лесную растительность и стали на севере господствующими формациями [10], что указывает ухудшение климатических условий.

В середине суббореального периода (SB-2) преобладали еловые леса с заметной долей сосны и березы. В древостое в качестве устойчивой примеси выступали пихта, ольха, широколиственные породы (липа, вяз и лещина, содержание пыльцы которых в сумме достигало 4 %). Л. Д. Никифоровой установлено, что западнее, в бассейне р. Виледь, пихта имела максимальное распространение за весь голоцен и обнаружена даже в разрезах у Полярного круга, а общая сумма пыльцы широколиственных пород для полосы 61—64° с. ш. достигала 17 %, что в 2—3 раза больше, чем в атлантическом периоде. Специфической особенностью развития природной среды европейского северо-востока является наличие на этом этапе значительного потепления [10]. Согласно нашим данным, потепление в суббореальное время проявилось не столь сильно и имело, вероятно, подчиненное значение по отношению к позднеатлантическому потеплению.

В конце суббореала (SB-3) сократилось значение еловых лесов и увеличилась роль ерниковых зарослей. На юге (оз. Синдорское) в среднетаежной зоне уменьшилась примесь широколиственных пород. В спектрах северных разрезов (р. Ижма) отмечена пыльца ольховника, ольхи, ивы.

Полученные данные о развитии растительности в современных подзонах средней и северной тайги Республики Коми в послеледниковое время позволят в дальнейшем произвести палеоклиматические пространственные реконструкции, а также построить карты растительности голоцена.

Работа поддержана ОНЗ РАН (программа № 12) и Грантом для молодых ученых и аспирантов УрО РАН.

Литература

1. Атлас Коми АССР. М.: Изд-во Главного управления геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР, 1964. 112 с.
2. Атлас Республики Коми. М.: Изд-во «Дизайн. Информация. Картография», 2001. 552 с.
3. Волокитин А. В., Коноваленко Л. А. Новый мезолитический памятник Парч 3 на Вычегде // Памятники эпохи камня и металла северного Приуралья. Сыктывкар, 1988. С. 19—31.
4. Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. С. 85—88.
5. Мариева Н. А. Палинокомплексы голоцена в разрезе «Парч» (р. Вычегда) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 4. Сыктывкар, 2000. С. 69—71.
6. Мариева Н. А., Марченко-Ваганова Т. И. Условия формирования старичных отложений р. Лузы в голоцене // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 115—117.
7. Марченко Т. И., Дурагина Д. А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 42 с.

8. *Марченко-Вагапова Т. И., Мариева Н. А.* Палинологическая и диатомовая характеристики природной среды в голоцене района средней Вычегды // Вест. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 2001. № 10. С. 6—9.

9. *Непомидуева Н. И., Дурягина Д. А.* К истории лиственничников Среднего Тимана в голоцене (Коми АССР) // Ботанический журнал. Л.: Наука, 1990. Т. 75. С. 326—335.

10. *Никифорова Л. Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР. Автореф. канд. дис. М., 1980. 25 с.

11. Республика Коми / Автор-составитель к. г. н. А. П. Обедков. Сыктывкар, 1995. 78 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОЛУЧЕНИЯ КАРБИДНЫХ МАТЕРИАЛОВ НА ОСНОВЕ ОКСИДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В. Э. Грасс, А. В. Надуткин

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

grass-ve@chemi.komisc.ru

Поиск новых сырьевых ресурсов для получения важных материалов является одним из приоритетных направлений современного материаловедения. Особая роль в подобных изысканиях принадлежит решению задач, которые составляют предмет технической минералогии и включа-

Исходный химический состав и фазовый состав продуктов переработки исследуемого минерального сырья

Лейкоксеновый концентрат*

Химический состав исходного сырья, мас.%

TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Nb ₂ O ₅	P ₂ O ₅
50	40	4	4	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Условия восстановления: С — 27,6 мас.%; среда — динамический вакуум, Т = 1720 К.

Фазовый состав продуктов восстановления: TiC, Ti₃SiC₂.

Боксит** (прокален на воздухе)

Химический состав исходного сырья, мас.%

Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
75	15	5	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Условия восстановления: С — 20 мас.%; среда — динамический вакуум, Т = 1870 К.

Фазовый состав продуктов восстановления: TiC, Fe₃C; конденсат — β-SiC, Si, Al₄O₄C, Al₄C₃, Al, Al₂OC.

Условия восстановления: С — 28,6 мас.%; среда — Ar, Т = 2020 К.

Фазовый состав продуктов восстановления: Al_{8/3+2x/3}O_{4-x}C_x, Al₂OC, SiC, TiC, Fe₃C.

Шунгит***

Химический состав исходного сырья, мас.%

C	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	CuO	ZnO
62	33	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Условия восстановления: среда — Ar, Т = 1870 К.

Фазовый состав продуктов восстановления: β-SiC, FeSi, (Al₂OC)_{1-x}(SiC)_x.

Примечание. * Ярегское месторождение; ** Вежаю-Ворыквинское месторождение; *** Карелия.

ют, в частности, выявление условий синтеза, изучение физико-химических закономерностей фазообразования и кристаллохимических превращений веществ, происходящих в рамках технологических процессов.

Многолетние исследования, проводимые в лаборатории керамического материаловедения Института химии Коми НЦ УрО РАН, позволили выявить перспективы получения различных карбидных материалов путем высокотемпературной восстановительной переработки оксидного минерального сырья [1]. Установлено, что карбид титана (TiC) — компонент высокотвердых абразивных электротехнических керамических материалов, а также карбидосилицид титана (Ti_3SiC_2) — новый технический материал, обладающий уникальным сочетанием свойств керамики и металла, входят в число основных продуктов карботермической переработки лейкоксена; оксикарбиды алюминия (Al_2OC и Al_4O_4C) — компоненты шлакоустойчивых огнеупоров образуются в результате карботермической переработки бокситов; карбид кремния (SiC) — материал с широким спектром полезных свойств, в том числе компонент радиопрозрачных и радиопоглощающих материалов СВЧ-диапазона, может быть получен путем высокотемпературной обработки шунгита.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. *Голдин Б. А., Рябков Ю. И., Истомин П. В., Грасс В. Э.* Высокотемпературная переработка оксидного минерального сырья. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 216 с.

ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАННЕЭМСКОЕ ВРЕМЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА (БАССЕЙН РЕКИ Б. НАДОТА)

Д. А. Груздев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

gruzdev@geo.komisc.ru

Район исследования расположен в зоне сочленения Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон (СФЗ) и имеет чешуйчато-надвиговое строение. Елецкая и Лемвинская структурно-формационные зоны впервые были выделены К. Г. Войновским-Кригером. Терригенно-карбонатные шельфовые формации Елецкой СФЗ находятся здесь в паравтохтонном залегании. Лемвинская зона (Лемвинский аллохтон) сложена преимущественно кремнисто-терригенными батинальными формациями и представляет собой пакет крупных тектонических покровов. В результате геолого-съёмочных и поисковых работ для данного района была предложена местная стратиграфическая схема [1], в которой Лемвинский рифовый комплекс (D_1lm) выделяется в объеме лохковского, пражского ярусов и нижнеэмского подъяруса и сложен различными типами карбонатных пород: светло-серыми и белыми водорослевыми известняками, доломитизированными известняковыми гравелитами и конглобрекциями, средне-крупнозернистыми вторичными доломитами. Лемвинский рифовый комплекс так же как и Балбаньюский риф на р. Кожим маркируют бровку шельфа. Вышележащие отложения надотамыльской свиты (D_{1-2nd}) охватывают стратиграфический интервал от нижнеэмского подъяруса нижнего девона по чеславский горизонт живетского яруса среднего девона [1] и представлены кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Контакт этих подразделений на притоке р. Бол. Надота руч. Кача-Шор наиболее полно описан В. Н. Пучковым и А. К. Афанасьевым, которые характеризуют его как стратиграфически нормальный, с размывом, но без видимого углового несогласия [2].

Снизу вверх по разрезу выделяются три пачки. Пачка 1 в нижней части сложена массивными темно-серыми органогенно-обломочными доломитизированными известняками с реликтами микрослоистой текстуры. Здесь были найдены зубы акантод, предположительно отряду *Climatiida* (определения В. Н. Каратаюте-Талимаа), которые обитали в прибрежно-морских водах. Выше залегают тонкоплитчатые темно-серые тонко-волнистослоистые обломочные известняки с глинистыми примазками. В верхней части пачки текстуры известняков становятся линзовиднослоистыми, с прослоями черных и зеленовато-серых аргиллитов. Кров-

ля пачки частично размыта. Поверхность размыва пологоволнистая, а глубина вреза на расстоянии 2 м составляет около 40 см по мощности. Микрорельеф поверхности размыва сильно расчлененный с U-образным профилем промоин. Неполная мощность пачки 0.85 м.

Накопление этих отложений происходило в относительно мелководных морских условиях со спокойным гидродинамическим режимом, где формировались пелитоморфные карбонатные илы. В то же время, наблюдается тенденция к активизации придонной гидродинамики и усилению терригенного сноса, о чем свидетельствует постепенное увеличение гранулометрии обломочной составляющих пород, смена массивных текстур на слоистые и линзовидно-слоистые, а также повышенный принос глинистого материала.

Пачка 2 в основании сложена серыми, коричневато-серыми мелко-среднезернистыми известковыми кварцевыми песчаниками с редкими гальками темно-серых известняков и прослоями известково-кварцевых алевролитов. Верхняя часть пачки представлена линзовидно-слоистыми известняками с примесью окатанных зерен кварца и известняков мелко-среднезернистой размерности. Поверхности напластования сильноволнистые, часто эрозионные с карманами. Органические остатки представлены обломками и целыми раковинами остракод, гастропод, а также ихтиофауны плохой сохранности. Последняя представлена фрагментами покровных костей кистеперых из сем. *Porolepididae*, и, предположительно, принадлежат роду *Porolepis* (эмс) (определения В. Н. Каратаюте-Талимаа), средой обитания которых были прибрежно-морские опресненные водоемы (?). В кровле пачки наблюдаются трещины усыхания, заполненные полуокатанным микрозернистым кварцевым материалом надотамылькской свиты. Мощность пачки 0.5 м.

Размыв отложений первой пачки, скорее всего, происходил в мелко-водно-морских условиях в результате существенного обмеления бассейна осадконакопления. Последующее накопление терригенно-карбонатных и терригенных осадков с обилием рыб, а так же бентосной фауны, говорит о сохранении мелководно-морского режима осадконакопления, но уже с прерывистым поступлением терригенного материала. В результате продолжающейся регрессии происходило осушение бровки шельфа.

Пачка 3 представлена темно серыми неяснослоистыми разномасштабными кварцевыми песчаниками с редкими зернами кварца гравийной размерности. Неполная мощность пачки 1.0 м. Данные отложения фиксируют начавшееся погружение края пассивной платформы.

Таким образом, полученные нами данные позволяют утверждать, что в раннеэмское время происходит осушение бровки шельфа. Максимум регрессии фиксируется образованием трещин усыхания в кровле раннеэмских отложений.

Литература

1. *Шишкин М. А.* Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200000 / Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар, 1999. Т. 2. С. 247—249.

2. *Пучков В. Н.* Батитальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

АРХЕЙСКИЕ СЕРИИ УМЕРЕННОЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ НА ПРИМЕРЕ ЭЛЬМУССКОГО САНУКИТОИДНОГО И ЗАПАДНО-ХИЖЬЯРВИНСКОГО СИЕНИТОВОГО МАССИВОВ

Ю. С. Егорова

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

ax-ox-ux@mail.ru

Архейские высокомагнезиальные, обогащенные LIL и LREE элементами гранитоиды и связанные с ними породы, известны на большинстве древних кратонов как санукитоиды. На Балтийском щите они установлены сравнительно недавно [2] и интенсивно изучаются в пределах Карельской провинции в последние годы сотрудниками ИГГД РАН [2, 3, 5].

В ряде регионов, в том числе в Карелии, наблюдаются тесная пространственно-временная связь санукитоидов с сиенитами. По результатам последних U-Th-Pb изотопно-геохронологических исследований цирконов из санукитоидов и сиенитов различных массивов Карелии было показано, что они были сформированы в два узких возрастных интервалах 2740 ± 10 в Центральной Карелии и 2715 ± 10 млн лет назад в Западной Карелии [1, 4].

В ходе моей работы были проанализированы Эльмусский (ЭМ) санукитоидный и Западно-Хижьярвинский (ЗХМ) сиенитовый массивы, приуроченные к одной субмеридиональной тектонической зоне в Центральной Карелии и сформировавшиеся субсинхронно 2.74 млрд лет назад.

По своему строению Эльмусская интрузия практически однородна и представлена порфиоровыми кварцевыми монцонитами, на 60—80 % сложенными анти- и мезопертитовым полевым шпатом, который и обуславливает порфиоровую структуру пород. Пространство между зернами полевого шпата выполнено амфиболом и слюдой. Акцессорные: кварц, карбонат, сфен, ортит, апатит, магнетит. Вторичные: актинолит, альбит, цоизит, эпидот, микроклин. Возможно, такая однородность пород обусловлена особенностью эрозийного среза. Лишь в северной части интрузии были встречены основные породы, превращенные в эпидотовые амфиболиты. Из-за слабой обнаженности и недостатка аналитических данных на данном этапе исследования происхождение этих пород спорно.

ЗХМ соответствует по морфологии пологонаклонной линзе. У лежачего бока развиты крупно- и гигантозернистые сиениты с тонкими (до 0.5 м) прослоями кумулюсных мета-клинопироксенитов. К центру массива, и соответственно, вверх по разрезу, они постепенно сменяются преимущественно равнозернистыми лейкосиенитами. На 70—90 % породы сложены анти- и мезопертитовым щелочным полевым шпатом, между

кристаллами которого расположены более мелкие призмы диопсида и амфибола в разной степени замещенные актинолитом. Второстепенные минералы и акцессории представлены кварцем, эпидотом, кальцитом, магнетитом, титанитом, цирконом и апатитом.

Главными породообразующими минералами для обоих массивов являются анти- и мезапегтитовые полевые шпаты, продукты распада твердого раствора, отвечающего анортклазу. Мафические минералы в породах ЭМ представлены амфиболом (ряда эденит-актинолит) и Mg-биотитом, в ЗХМ — диопсидом и амфиболом (ряда эденит-актинолит).

Породы обоих массивов характеризуются высоким содержанием щелочей ($K + Na/Al = 0.86—0.99$) и относятся к умереннощелочным породам.

По геохимическим характеристикам породы ЭМ соответствуют классическим санукитоидам: высокие содержания Sr, Ba, LREE, Cr и Ni, $mg\# > 0.5$, отсутствие Eu аномалии и уменьшение содержания REE с ростом SiO_2 . По содержанию и характеру распределения несовместимых элементов породы ЗХМ очень сходны с санукитоидами, однако существуют важные отличия: $mg\# < 0.5$, низкие содержания Cr и Ni и более высокое содержание Na.

Первые кристаллизующиеся фазы и в санукитоидах, и в сиенитах имеют высокую магнезиальность, следовательно, исходные расплавы и для тех, и для других были магнезиальными. При этом в момент окончательного становления интрузий составы кристаллизующихся расплавов различались, что выразилось, главным образом, в кристаллизации биотита в породах ЭМ. Наличие в породах ЭМ большого количества водосодержащих фаз, а также характер и интенсивность постмагматических изменений свидетельствует, что его формирование происходило в более водонасыщенных условиях, чем в случае для ЗХМ. Это могло повлиять на условия и ход кристаллизации.

Существование неорархейских субсинхронных магнезиальных и железистых серий умереннощелочных пород отмечается не только на Балтийском щите, но и на других древних кратонах.

На настоящий момент проблема причины их разделения остается открытой.

Литература

1. Бибикова Е. В., Арестова Н. А., Иваников В. В. и др. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитов в архее Центральной Карелии // Петрология. 2006. № 1.
2. Чекулаев В. П. Архейские санукитоиды Балтийского щита // ДАН. 1999. Т. 368.
3. Чекулаев В. П., Левченков, О. А., Иваников В. В., и др. Состав, возраст и Sm-Nd систематика архейских высоко-Mg гранитоидов (санукитоидов) Панозерского массива, Карелия // Геохимия. 2003. № 8. С. 817—28, 447.

4. *Bibikova E., Petrova A. & Claesson S.* The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 129—145.

5. *Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 107—128.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ ПРОДУКТИД В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ КАРБОНЕ СЕВЕРА ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А. В. Ерофеевский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

crystalik@nextmail.ru

Разработке глобальной хроностратиграфической шкалы каменноугольной системы мешают многие факторы. Одним из главных является резко выраженный провинциализм фаун во вторую половину карбона [1].

Одной из основных групп брахиопод на протяжении всего карбона считаются продуктиды. Использование продуктид для региональных корреляций, стратиграфии и палеогеографии обеспечивается их обилием и таксономическим разнообразием. Однако, из-за сильной чувствительности к фациям значение этой группы меньше чем, например, у конодонтов, фораминифер или аммоноидей. На сегодняшний момент для широких межрегиональных корреляций большее значение имеет не видовой, а более высокий — родовой уровень продуктид. Значительное вертикальное распространение большинства встречаемых продуктид на севере Урала и Пай-Хоя, их сильная видовая изменчивость и частые случаи конвергенции существенно снижают значение этой группы брахиопод как руководящих ископаемых. На протяжении среднего и верхнего карбона, а также в начале перми, эволюция брахиопод была очень медленной и поэтому интервалы стратиграфического распространения родов были слишком обширными. Это подтверждается многолетними исследованиями С. С. Лазарева [3], В. И. Полетаева и Н. В. Кашениковой.

В связи с этим включение в общую шкалу зонального деления такой широко распространенной группы как брахиоподы (и вместе с ними продуктид) в отношении среднего и верхнего карбона является несколько проблематичным. Тем не менее, определяемые комплексы продуктид дают возможность характеризовать отделы, ярусы и подъярусы системы. Естественно зональные формы должны быть достаточно изучены, опубликованы и сравнительно просто диагностируемы. Для подобных целей в палеонтологических работах существует такое понятие как «каменноугольный облик брахиопод» — это такие морфологические признаки, по которым различают брахиоподы каменноугольно-пермского периода. Например, у продуктид это ребристый висцеральный диск в сочетании с концентрической скульптурой; редукция зубов и зубных ямок (отсутствие замкового сочленения).

Средний и поздний карбон характеризуются уменьшением таксономического разнообразия продуктид, по сравнению с ранним карбоном и пермью, но возникновение новых форм продолжалось и в эти периоды. Наряду с характерными комплексами хористит, в среднем карбоне встречаются продуктиды *Echinoconchus*, *Buxtonia*, *Krotovia*, *Avonia*, *Linoproductus*, *Antiquatonia*, *Productus*, *Fluctuaria*. Уменьшение таксонов и слабый переход продуктид из серпуховских отложений в башкирские можно связать с так называемым среднекаменноугольным событием «малого» массового вымирания, совпадающего со значительным эвстатическим колебанием уровня моря [2]. В московском веке впервые появляются роды *Plicatiferina*, *Reticulatia*, *Muirwoodia*, *Waagenoconcha*, *Chaoiella*, *Alexenia*, *Kutorginella*, *Semicostella*, *Kozlowskia*, *Tubaria*.

Значительно более полно может быть охарактеризован комплексами продуктид верхний карбон, поскольку в этот период происходит существенное обновление их таксономического состава. В касимовском ярусе происходит появление родов *Calliprotonia*, *Plicatiferina*, *Horridonia* (= *Pleurohorridonia*), *Fimbriaria*, *Juresania*, *Cubacula*. Однако, несмотря на видовое разнообразие продуктид, дробное расчленение верхнего карбона, кроме как на ярусы, не представляется пока возможным.

Литература

1. *Алексеев А. С.* Ярусная шкала каменноугольной системы // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России. Материалы Всероссийского совещания. Уфа, 2000. С. 5—6.
2. *Коссовая О. Л.* Среднекаменноугольное событие // Использование событийно — стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. Методическое пособие. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 49—52.
3. *Лазарев С. С.* Брахиоподовые зоны московского и касимовского ярусов в стратотипическом районе (Подмосковье) // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России. Материалы Всероссийского совещания. Уфа, 2000. С. 65—66.

ЗОЛОТО РАЙОНА ГОРЫ МАЯК (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В. А. Жарков¹, О. А. Степанов²

¹ЗАО «МИРЕКО», ²СыктГУ, СЫКТЫВКАР

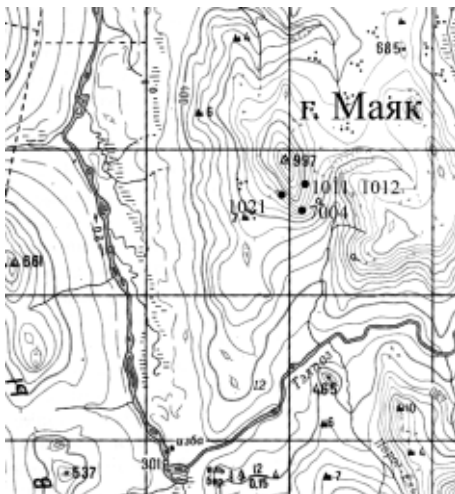
jarkov@mireko.komi.ru

До настоящего времени не были известны коренные источники золота, за счет которых образованы мелкие кайнозойские россыпи на западном склоне Урала между широтными отрезками р. Щугор на севере и р. Илыч на юге, а также золота, встречаемого здесь в песчанках такатинской свиты [2].

Первые систематизированные данные об аллювиальном золоте рр. Подчерье и Щугор приведены в записке А. А. Чернова в Совнархоз Коми (1957 г.) (архив Коми НЦ УрО РАН), основанной на материалах В. И. Есевой 1955—1957 гг., проследившей устойчивые потоки рассеяния мелкого россыпного золота в современном аллювии р. Подчерье (до 36 знаков на лоток) и р. Тименка (до 34 знаков на лоток).

Шаги к решению проблемы первоисточников россыпного золота приняты нами при проведении ГМК-200 листов Р-40-IV, V, X, XI (геолого-минерагеническое картирование м-ба 1 : 200 000), проводимых ЗАО «МИРЕКО».

Дирекция Национального Парка Югыд Ва, в лице Т. С. Фомичевой, разрешила отряду Вуктыльской ГПП исследовать окрестности г. Маяк (отметка 997 м) интересные тем, что в ходе КФГК-500 (Афанасьев В. А., Алмаев А. Ф., 1991 ф) проведенного НПО «Аэрогеология», здесь выявлены точечные аномалии и первичные ореолы рассеяния золота, серебра и меди. В частности, на западном склоне г. Маяк из конгломератов тельпосской свиты отобрана проба с содержанием золота 1 г/т. Максимальные содержания золота установлены в вулканитах саблегорской свиты: в ореолах — 0.6 г/т, а в точечных аномалиях — 2 г/т, содержания серебра 4.5—9.28 г/т. В ходе ГС-200 (Белякова Л. Т., Парфенов В. Д., 1962 ф) на восточном склоне г. Маяк вскрыт контакт гравелитов тельпосской свиты ордовика и риолитов саблегорской свиты рифея, к которому приурочена



минерализация зеленого цвета, диагностированная как «медная зелень» поскольку в геохимических пробах были следы меди.

После недолгих поисков полузасыпанную канаву удалось найти (т. н. 1011, 1012). В отвалах ниже канавы по склону, и в делювии тельпосских (алькесвожских?) песчаников и конгломератов были обнаружены и опробованы глыбы с зелеными примазками. Э. Н. Озерова определила, что это фуксит, развитый по поверхности обломков и неглубоким трещинам в конгломератах ордовика и в риолитах рифея. Под бинокляром видно, что фукситовые корочки, покрывающие обломки риолитов, содержат окатанные обломки кварца и рудных минералов, говорящих об их первично осадочном происхождении. Возможно, это реликты алькесвожской свиты. Песчаники с зеленой слюдой обнаружены в делювии на южном (обн. 7004), и в элювии на юго-западном (т. н. 1021) склонах г. Маяк. Таким образом, фукситовая минерализация прослежена нами вдоль контакта рифея и ордовика на протяжении 1.2 км.

В протолочке 101103 весом 1 кг Э. Н. Озерова обнаружила 84 знака золота размером 0.02—0.15 мм. Из них 8 обломков породы с видимым пылевидным золотом, 44 знака — зёрна неправильной формы, обусловленной неодинаковой толщиной, округлыми и угловатыми выступами на поверхности или отростками, следами обмятия тонких краев к центру зерна, срастанием мелких изометричных кристаллов, а также трех пластинок в виде слоеного пирога (1 знак). 20 знаков — субизометричные кристаллы неясного габитуса из-за частично сохранившихся граней, сглаженных ребер с единичными микроскопическими отростками. 12 знаков — золото чешуйчатой, пластинчатой, таблитчатой формы с неровными, иногда с заливообразными и изрезанными краями. Пять обломков гидрослюдистой выветрелой породы буровато-желтого цвета с видимым пылевидным золотом. Три обломка породы гематит-фукситового состава с видимым золотом. Гематит образует тонкозернистые агрегаты буровато-красного и черного цвета. Мелкочешуйчатый фуксит слагает изумрудно-зеленые агрегаты, в которые включены золото и гематит.

Золото обнаружено и при просмотре образцов с фукситом под бинокляром. Оно золотисто-желтое, тусклое и лишь микронаросты имеют блестящую зеркально-гладкую поверхность (новообразования микроскопических кристаллов на поверхности первичного золота). Поверхность металла шагреневая, бугорчатая, неровная, фрагментами покрыта красновато-бурными пленками гидроокислов железа. Углубления отдельных знаков частично заполнены белым гидрослюдистым материалом. На поверхности редких зерен видны отпечатки слюд (фуксит, серицит?).

Из щебнисто-дресвяно-глинистой коры выветривания мощностью до 0.4 м, лежащей на поверхности (алькесвожских?) конгломератов и песчаников в т. н. 1021 отмыты шлихи, в которых обнаружены единичные

чешуйки неокатанного золота, по облику похожие на содержащиеся в фукситовых прожилках обр. 101204. Из щебнистых глин определены теплолюбивые лесные (с экзотами) спорово-пыльцевые комплексы (палеонтолог Л. Г. Деревянко), свидетельствующие о миоцен-плиоценовом возрасте вмещающих отложений.

В пробе 101204 (один из образцов с видимым золотом), содержание золота по данным атомно-абсорбционного анализа составило 1.84 г/т.

Повышенные (0.004—0.007 г/т) содержания золота обнаружены в габбро-долеритах, встреченных в районе г. Маяк.

Мы уже сообщали о морфологии золота руч. Варканъель [1]. К настоящему времени определен состав поверхности золота. В ИГ Коми НЦ УрО АН РФ на электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» В. А. Филиппов сделал 74 замера на поверхности 36 золотинок. Оболочки золота в основном высокопробные (999 ‰), но встречены зерна с элементами-примесями. В ряде проб установлено серебро (0,8—16 ‰). В 3-х золотишках из коры выветривания г. Маяк (т. н. 1021) определена медь (0.5—0.8 ‰), в одном зерне кроме меди обнаружена ртуть (0.7 ‰). В 3-х золотишках руч. Варканъель и в золотишке руч. Шука-эль (приток р. Илыч) установлена примесь (0.8—2.7 ‰) палладия.

Золото с медью и палладием характерно для Малдинского золоторудного узла. Медистое золото на г. Маяк установлено, предполагается обнаружить палладистое золото, что позволит более уверенно прогнозировать существование Малдинских типов оруденения в зоне Центрально-Уральского Поднятия на широте картируемых листов.

Задачу дальнейших исследований мы видим в дальнейшем изучении состава и морфологии коренного и россыпного золота района г. Маяк для сравнения с золотом бассейнов рр. Мал. Емель и Илыч [2], рр. Подчерье, Илыч, Югид-Вуктыл, Варканъель.

Литература

1. Степанов О. А. Золото бассейна реки Светлый Вуктыл // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006. С. 238—239.
2. Шумилов А. В., Майорова Т. П., Никитина Н. Х. Золото Верхнепечорского района. // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар, 2004. С. 286—288.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И КАРСТА В ОКРЕСТНОСТЯХ СЕЛА КОЙДА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

С. А. Иглоvский

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, Архангельск
iglovskys@mail.ru

Исследования выполнялись в районе с. Койда в июле-августе 2000, сентябре 2001 и 2005 гг. Производились микроклиматические измерения температуры грунтов, изучение глубины сезонно-талого слоя (СТС), пространственной структуры многолетнемерзлых миграционных бугров пучения, береговых криотурбированных отложений и псевдоморфоз по жильным льдам, термокарстовых озер и карстовых форм рельефа (воронки, западины). Район исследования расположен в Мезенской тундре и занимает северо-западную часть Мезенского района Архангельской области. Эта территория представляет собой заболоченную и заозеренную прибрежно-морскую аккумулятивную равнину тундры и лесотундры на маломощных торфах в интервале абсолютных отметок высот 15—30 м, слабо наклоненную в северном направлении. Мезорельеф ее преимущественно бугристый, с буграми и грядами высотой до 3 м. В геологическом отношении район исследований расположен в северной части Мезенской синеклизы на стыке с Кольским блоком Балтийского щита. Он перекрыт осадками карбонового, пермского и четвертичного возрастов общей мощностью до 1000 м над сводовой частью в районе с. Койда на Абрамовском берегу Мезенской губы Белого моря. Породы карбона представлены известняками, доломитами и мергелями, а перми — красноцветными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями карбонатов, что способствует развитию карста в этом районе. Отложения четвертичного возраста — это морские и озерно-ледниковые осадки, в основном пески и торфяники с развитием многолетнемерзлых пород (ММП). Морские осадки тяготеют к побережью моря и долинам рек, а озерно-ледниковые развиты в междуречьях подальше от береговой линии. В целом мощность этих пород достигает нескольких десятков метров, а мощность торфяников составляет от 0.5 до 4 м.

По данным космических тепловых съемок со спутника NOAA исследуемая территория выделяется повышенными температурами земной поверхности, достигающими максимальных величин (по контрасту с прилегающими территориями) в береговой зоне от с. Ручьи до с. Койда, распространяясь на сушу до 10 км. По имеющимся данным, полученным при измерениях в неглубоких буровых скважинах, кондуктивный тепло-

вой поток из недр на Кулойском выступе невысокий, до 40 мВт/м². Однако он значительно выше, чем на Беломорско-Кулойском плато. В то же время некоррелируемый конвективный тепловой поток (НКТП), определяемый по данным космических тепловых съемок, здесь повышен относительно окружающих территорий Мезенской синеклизы и особенно Беломорско-Кулойского плато. Самые относительно высокие величины НКТП характеризуют прибрежную часть Кулойского выступа, распространяясь на сушу до 20 км. Мезенская тундра и особенно ее прибрежная часть характеризуются повышенными температурами дневной поверхности и относительно повышенным тепловым потоком из недр, что проявляется в различных экзогенных геологических процессах (криогенных и карста) у дневной поверхности.

Мезенская тундра расположена вблизи южной границы ММП. Поэтому ММП района исследований представлена островными и редкоостровными типами распространения ММП, которые приурочены прежде всего к массивам торфяных грунтов. ММП островного типа отмечены вдоль побережья Мезенской губы Белого моря. К югу характер распространения пород закономерно становится редкоостровным в связи с изменением климатических условий. Здесь ММП располагаются локально в торфяных залежах плоскобугристых тундровых болот. Среднегодовые температуры мерзлых пород Мезенской тундры составляют около $-0,5 \dots -1,0$ °С. Из криогенных процессов для района наиболее характерны термокарст, морозное пучение, термоденудация. Термокарстовые процессы довольно широко распространены на территории Койдинского участка. В частности, такой генезис имеет большинство озерных котловин, также существуют озера морского, карстового и смешанного генезиса. В результате морозного пучения на территории Мезенской тундры сформировался характерный бугристый облик тундровых ландшафтов. Структура мерзлого торфа слоистая, с мелкими сегрегационными кристаллами льда (льды-цементы с порфирированной криотекстурой). Изредка отмечаются прослойки крупнокристаллического белого льда до 1 см толщиной.

К востоку от с. Койда вблизи в береговых отложениях отмечены явные волнистые следы криотурбации на глубине 2 м, выше перекрытые серым суглинком и торфом. Криотурбирована прослойка торфа между глиной и песком. В непосредственной близости от береговой кромки (15—20 м) расположены термокарстовые озера, которые в процессе протаивания со стороны берега подвержены «катастрофическому» спуску в сторону моря, с развитием конусов стока и интенсивным разрушением береговых отложений. В зонах интенсивного спуска происходит существенное понижение и размыв поверхности берега. В 7,5 км к востоку от с. Койда также обнаружены следы криотурбации в восьмиметровых бере-

говых обрывах. В 10 км к востоку от с. Койда при движении на юг крупные бугры исчезают, сменяясь мелкобугристым ландшафтом.

Противоположный тип ландшафта развит на левом берегу р. Койда. Здесь существует локальный участок интенсивного закарстования, который изменяет привычный мелкобугристый ландшафт Мезенской тундры. Из-за развития карста в силу повышенного дренажа вод, практически отсутствует развитие криогенных процессов на этом участке. Такие условия являются благоприятными для развития березового криволесья и можжевельника. Зона интенсивного развития карста совпадает с зоной развития березового криволесья и имеет овальную форму и с северо-запада окружена холмами. В 4 км к северо-западу от с. Койда в береговых отложениях обнаружены несколько псевдоморфоз по жильным льдам, что свидетельствует о более суровых криогенных условиях этого района в прошлом. Псевдоморфозы представляют собой клинья (до 1.5 м), заполненные серым суглинком и окруженные песчаными отложениями. Пески, особенно в нижней части клиньев, имеют косую слоистость и содержат включения моренных отложений. Сверху клинья перекрыты торфом, по краям имеют следы ожелезнения. В 200 м к югу от мыса Стрельничного на границе развития карста существует крупная полоса пучения, которая ориентирована с северо-запада на юго-восток, с высотой бугров до 3 м. Бугры пучения по краям разбиты трещинами, что может свидетельствовать о том, что они находятся в стадии деградации. К югу от этой зоны до устья р. Нюрча развития криогенных форм не отмечено. В 7 км к северо-западу от с. Койда где кончается зона развития карста, вновь существенную долю рельефа составляют криогенные формы — бугры пучения, мочажины, термокарстовые озера. На побережье развиты озера смешанного (карстового и криогенного) генезиса, которые подвержены возможности спуска. На возвышенных участках рельефа под воздействием ветров северных направлений отсутствует почвенный покров и растительность. Уже на расстоянии 1.2 км от побережья тундровый ландшафт сменяется березовым криволесьем с высотой деревьев до 4 м и развитием можжевельников. Появляются округлые карстовые воронки с глубиной 5—7.5 м. Расстояние между воронками 3—5 м, их диаметр до 3 м. С продвижением дальше к югу к устью р. Нюрча появляются отдельные воронки диаметром 10—15 м, глубиной 8—9 м.

ОДНА ИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛМАЗОВ ИЧЕТЬЮ ПО ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИМ ДЕФЕКТАМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ОСАДОЧНОГО ЗАХОРОНЕНИЯ

С. И. Исаенко, Ю. В. Глухов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,

isaenko@geo.komisc.ru, glukhov@geo.komisc.ru

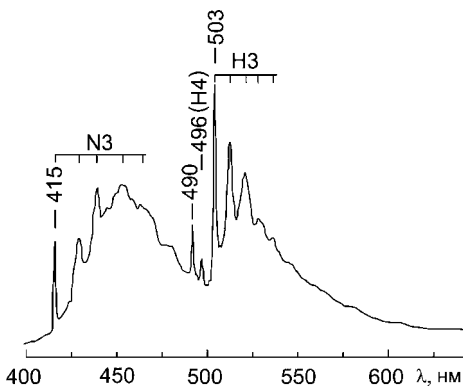
Неизвестность местоположения коренных источников — давний вопрос в проблематике алмазоносности Тимана. В этой связи определенный интерес могут представлять сведения о распределении алмазов по характеру фотостимулированной люминесценции (ФЛ). В данном сообщении рассматриваются частотные статистические характеристики спектров ФЛ алмазов (коллекции ОАО Полярноуралгеология и ЗАО Тимангеология) из отдельных фрагментов россыпного поля Ичет-Ю (восточный склон Среднего Тимана) — из южного Ичетьюского участка («К100»), из расположенного к северу участка Сидоровский, а также из проявления Золотой Камень, расположенного между ними (рис. 1). Условия регистрации спектров ФЛ алмазов те же, как и в работе [1].



Рис. 1. Схема расположения участков алмазоносного россыпного поля Ичет-Ю

* Исключение составляют алмазы из участка Сидоровский, в спектрах ФЛ которых не удалось зафиксировать присутствие Н4-системы (по-видимому, из-за небольшого числа кристаллов).

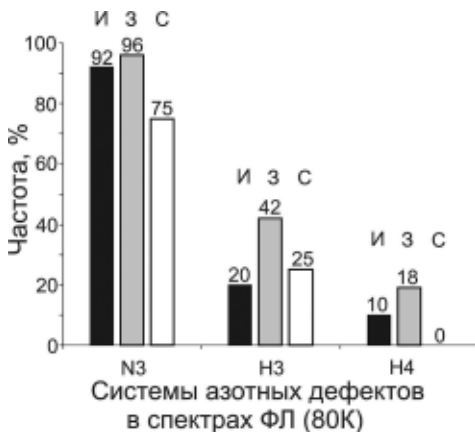
Рис. 2. Спектр ФЛ тиманского алмаза (80 К) с типичными R-линиями и системами азотных дефектов



На диаграммах рисунка 2 продемонстрирована встречаемость от участка к участку различных систем азотных дефектов (N3, N3, N4) в спектрах ФЛ (рис. 3) тиманских алмазов. Черту сходства алмазов из разных участков выражает

практически один и тот же набор вышеперечисленных азотных дефектов*. Отметим, что ранее в работе С. И. Исаенко [2] был установлен типоморфный характер N4-системы, встречающейся, как правило, в спектрах ФЛ алмазов уральского типа (в том числе бразильского типа), и не являющейся типичной для алмазов извлекаемых из кимберлитовых трубок. Вместе с тем обнаруживается и различие алмазов, которое отчетливо фиксируется в меньшей встречаемости (примерно в 2 раза) систем N3-, и N4-дефектов в спектрах ФЛ алмазов из Ичетьюского участка («K100») по сравнению с таковыми у алмазов из гравелитов Золотого Камня.

Диаграммы рисунка 4 иллюстрируют характер распределения тиманских алмазов по концентрации N3-дефектов. Сходство тиманских алмазов по этому признаку наглядно выражено в отчетливой полимодальной структуре распределения, имеющейся у алмазов из разных участков. При этом в деталях это распределение оказалось различным. Наличием мод, смещенных в сторону повышенных концентраций, довольно заметно

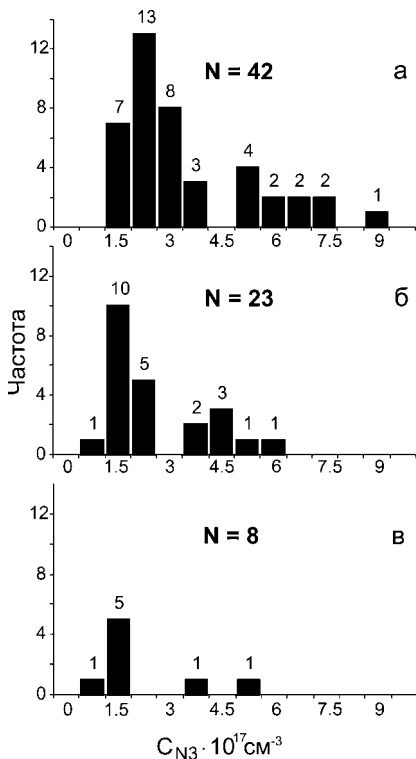


выделились алмазы из Ичетьюского участка («K100»). Напротив, меньшей амплитудой и меньшими модальными значениями концентрации примесного азота в форме N3-де-

Рис. 3. Распределение проявлений азотных дефектов в спектрах ФЛ алмазов по различным участкам палеороссыпи Ичет-Ю: И — Ичет-Ю (K100), З — Золотой Камень, С — Сидоровский

Рис. 4. Характер распределения алмазов Ичет-Ю по концентрациям N3-дефектов.

Участки: а — Ичет-Ю (К100), б — Золотой Камень, в — Сидоровский



фектов вычленились алмазы Золотого Камня и схожие с ними алмазы из участка Сидоровский.

Остановимся на выявленном статистически значимом различии алмазов участка Ичет-Ю (К100) и Золотого Камня. Исходя из представлений о том, что алмазоносные грубокластические отложения пижемской свиты (D_{2pz}) имеют нормальное осадочное происхождение, следует предположить, что поступление обломочного материала в девонский бассейн седиментации (Пижемско-Умбинская палеовпадина) носило типичный для чисто осадочного процесса хаотический характер. Недавно опубликованные

Б. А. Макеевым [3] данные подтверждают это, так как указывают на гидродинамическую сортированность минералов тяжелой фракции из алмазоносных псефитов Ичет-Ю. Вместе с тем обсуждаемое различие алмазов по специфике ФЛ указывает на то, что процесс их экзогенного перемешивания с момента транспортировки до момента осадочного захоронения в древнем девонском бассейне, похоже, не был геологически длительным или многократным. В последнем случае следовало бы ожидать весьма схожих распределений алмазов по ФЛ.

Авторы выражают признательность В. В. Дудару, А. Б. Макееву, а также В. П. Лютюеву, представившим авторам возможность спектроскопического изучения алмазов Тимана.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-5191-2006.5.

Литература

1. Алмазы в современных россыпях бассейна реки Макаубас (Бразилия) / В. А. Петровский, В. И. Ракин, И. Карфункель, М. Мартинс и др. // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 13—40. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 115).

2. *Исаенко С. И.* Спектроскопические характеристики алмазов Среднего Тимана и других регионов России // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. матер. 10-й науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 5—6 декабря 2001 г. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 79-81.

3. *Макеев Б. А.* Сортированность минералов тяжелой фракции, как показатель гидродинамических процессов на примере современного аллювия Четласского Камня и алмазоносного проявления Ичетью // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007. № 8. С. 23—24.

СИНТЕЗ СИЛИКАТА МАГНИЯ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ПО ЗОЛЬ-ГЕЛЬ СПОСОБУ

Е. И. Истомина

ИХ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар

istomina-ei@chemi.komisc.ru

Экспериментальная минералогия силикатов, в настоящее время, является хорошо оформившимся научным направлением. Синтез силикатов магния, аналогов природных минералов, методом гидротермальной обработки исходных препаратов, как правило, приводит к положительному результату. Недостатком такого метода являются высокая технологическая опасность и длительность процесса. Развитие золь-гель способа синтеза различных соединений, в частности оксидов сложного состава, позволяет надеяться, что подобный подход к синтезу аналогов природных минералов может дать положительный результат.

В основу работы положен метод *in situ* синтеза сложной системы по золь-гель способу. Цель данной работы — разработать методику синтеза слоистого силиката магния, аналога природного гекторита, используя золи сложного состава и изучить свойства полученных образцов.

Гекторит входит в группу смектитов и является триоктаэдрическим, Al—Mg-монтмориллонитом. Это уникальный и редкий минерал, не содержащий в своем составе алюминия, но, в тоже время, для него возможны замещения октаэдрических атомов Mg на атомы Li, что приводит к формуле $(\text{Si}_8)^{\text{IV}}(\text{Mg}_{5,33}\text{Li}_{0,67})^{\text{VI}}\text{O}_{20}(\text{OH})_4$. Гекторит, имея трехслойный пакет, связанный гидратированными катионами и водой, обладает свойствами набухания [1, 2]. В структуре слои почти всегда по-разному развернуты относительно друг друга, упорядоченное наложение слоев отсутствует — турбостратическая структура (см. рис. 1). Степень турбостратичности может меняться в довольно широких пределах и зависит от кристаллохимических особенностей, степени гидратации и сольватации, а также от состава межслоевых промежутков. На рентгенограмме можно оценить степень турбостратичности, наблюдая асимметрию пиков [2, 3].

Опираясь на литературные данные [4—6] мы предприняли попытку получения синтетического гекторита, которая заключалась в следующем (рис. 2).

В качестве исходных материалов для синтеза использовали высоко-реакционные вещества: золи оксида кремния, полученные гидролизом ТЭОС и метасиликата натрия, свежеприготовленный гидроксид магния и раствор фторида лития. Наиболее простым и доступным широкому кругу экспериментаторов, является низкотемпературный синтез, проте-

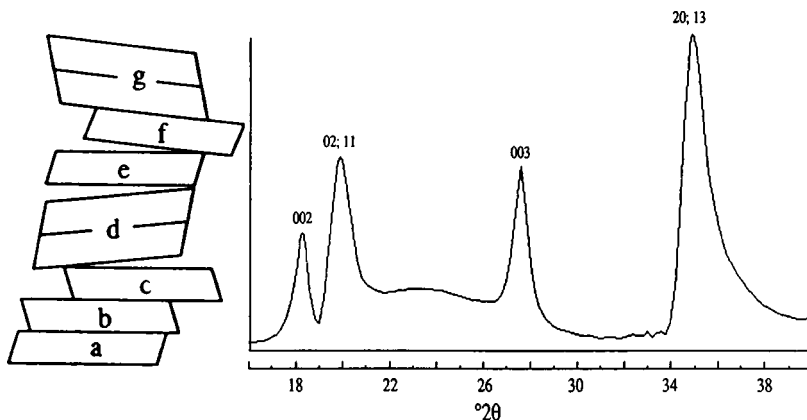


Рис. 1. Схематическая модель и рентенограмма турбостагической структуры с дефектами

кающий при нормальном давлении и температуре ниже 100 °С, но в этом случае длительность эксперимента может достигать нескольких лет и не всегда приводит к образованию достаточно крупных, поддающихся рентгеновскому дифракционному анализу кристаллитов.

По соответствующей схеме был проведен синтез трех образцов «гекторитов» из прекурсоров органической и неорганической природы в оптимальных мольных соотношениях компонентов [6].

Продукты синтеза представляли собой золи сложного состава — в случае, когда в качестве прекурсоров использовали метасиликат натрия, и суспензию — в случае использования ТЭОС, как прекурсора. Размер частиц зольей, которые оценивали методом турбидиметрии, составил по-

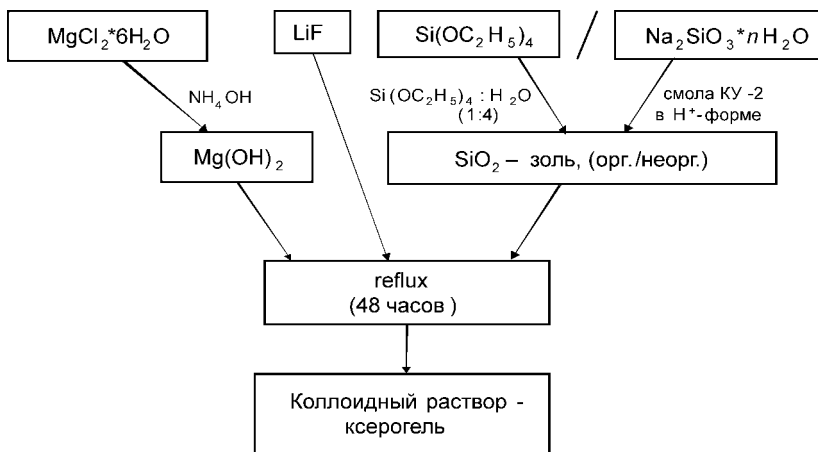


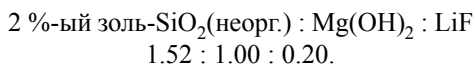
Рис. 2. Схема синтеза образцов гекторита состава $\text{Ex}_{0,66}[\text{Li}_{0,66}\text{Mg}_{5,34}\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$

рядком 100—150 нм. Золи в процессе сушки переходили в состояние ксерогеля. Диспергирование ксерогеля в водной фазе, приводит, на первой стадии, к его набуханию с образованием геля, а при избытке воды переходит в золь. Полученные суспензии подобными свойствами не обладали, причиной такого различия, является отсутствие натрия в золях, полученных гидролизом ТЭОС, что нельзя утверждать для золей, полученных методом ионного обмена из водных растворов метасиликата натрия.

Золи состава $\text{Na}_{0,66}[\text{Li}_{0,66}\text{Mg}_{5,34}\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$, по результатам исследований, обладают свойствами неоднократной обратимости. В изученном интервале температур вязкость изменяется незначительно. В идеальном варианте, при полном восстановлении структурных характеристик гелей, число тиксотропности χ^* равно единице. В нашем случае числа тиксотропности близки к единице. При большем интервале времени, порядка 24 часов, происходит полное восстановление структурных характеристик гелей.

Выводы:

1. Подобраны условия синтеза слоистого силиката магния, аналога природного гекторита: непрерывно, продолжительностью — не менее 48 часов; РТ-условия — $P = 1 \text{ атм}$, $T = 100 \text{ }^\circ\text{C}$; в качестве прекурсоров необходимо использовать ультрадисперсные, высокореакционные компоненты в мольном соотношении



2. Исследована реология и обратимое гелеобразование полученных образцов.

Литература

1. *Тарасевич Ю. И.* Строение и химия поверхности слоистых силикатов. Киев: Наука думка, 1988. 248 с.
2. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) /Под ред. В. А. Франка-Каменского. Л: Недра, 1983. 360 с.
3. *Reynolds R. C., Jr.* Diffraction by small and disordered crystals.// Mineralogical Society of America Reviews in mineralogy. Modern powder diffraction. 1989. Vol. 20. P. 144—181.
4. *Carrado Kathlen A., Xu Langqiu.* In situ synthesis of polymer-cley nanocomposites from silicate gels // Chem. Mater. 1998. Vol. 10. No. 5. P. 1440—1445.
5. *Carrado Kathlen A., Thyagarajan P., Winans R. E., Botto R. E.* Hydrothermal crystallization of porphirin-containing layer silicates.// Inorganic chemistry. 1991. Vol. 30. No. 4. P. 794—799.
6. *Barrer R. M., Dicks L. W. R.* Chemistry of soil minerals. Part IV. Synthetic alkyllammonium montmorillonites and hectorites.// J.Chem.Soc. (A). 1967. P. 1523—1529.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТНЫХ СООТНОШЕНИЙ УПРУГИХ ВОЛН В ЗАДАЧАХ АКУСТОПОЛЯРИСКОПИИ

М. В. Ковалевский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

koval@geoksc.apatity.ru

В работе представлена методика определения скоростных соотношений для величин продольных и поперечных упругих волн. Методика позволяет учитывать инструментальную погрешность, существующую в процессе проведения акустополаризационных измерений. Совместно с анализом результатов акустополарископия позволяет наиболее точно и качественно определять тип упругой симметрии анизотропных сред, к которым в частности относятся горные породы.

Методика определения скоростей. В работе используется акустополаризационный метод [1] с автоматизированным приводом поворотной платформы и программно-аппаратным комплексом Acoustpol [2]. Необходимые акустополаризационные измерения производят на образце, грани которого образованы параллельно и перпендикулярно выявленным элементам симметрии, рис. Перед проведением измерений образец помещается между преобразователями, совмещая его центр с центром контактных площадок. Измерения осуществляются при разной ориентации векторов преобразователей (ОВП). Наиболее подробно методика проведения измерения описывается в работе [3].

В процессе проведения измерений определяются величины скоростей распространения продольных и сдвиговых колебаний по всем граням кубического образца. После окончания измерения всех значений скоростей

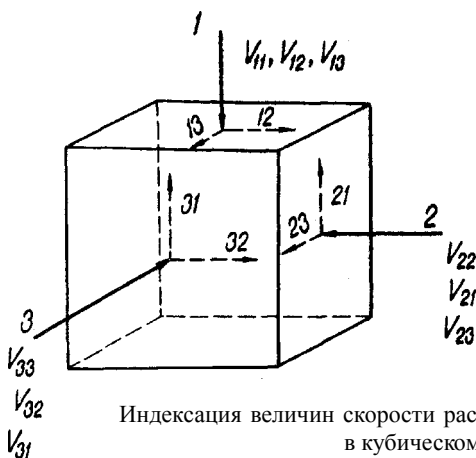
удобно использовать порядок индексации измеряемых величин, приведенный ниже:

$$V_{11} \quad V_{12} \quad V_{13}$$

$$V_{21} \quad V_{22} \quad V_{23}$$

$$V_{31} \quad V_{32} \quad V_{33}$$

где V_{11} , V_{22} , V_{33} — скорости распространения продольных колебаний, измеренные в направлениях 1-1', 22', 3-3'. V_{12} ,



Индексация величин скорости распространения упругих колебаний в кубическом образце [1]

V_{13} — скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 1-1', при ОВП в направлении 22', 3-3'; V_{21} , V_{23} — скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 2-2', при ОВП в направлении 11', 3-3'; V_{31} , V_{32} — скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 3-3', при ОВП в направлении 11', 2-2'. Измеренные величины V_{ij} представляют в виде прямоугольной таблицы (квазиматрицы) [1]. Для определения типа симметрии исследуемых образцов геоматериалов проводится анализ полученных СС.

Методика анализа скоростных соотношений. Данная методика анализа СС является новой, основывается на учете инструментальной погрешности существующей при проведении акустополаризационных измерений.

Представляется последовательность действий на примере образца ODB-319_25 выпиленного из керна финской скважины Оутокумпу.

<i>Матрица скоростей</i>			<i>Величины скоростей V_{ij} (обр. ODB-319_25)</i>			<i>Погрешность измерений (коэффициент вариации) V_{Dij}</i>		
V_{11}	V_{12}	V_{13}	6261	3776	3411	72	28	24
V_{21}	V_{22}	V_{23}	3595	5954	3389	26	66	23
V_{31}	V_{32}	V_{33}	3350	3287	5230	22	21	50

Упорядочение величин скоростей матрицы (1) по убыванию.

Из матрицы скоростей (1) в порядке убывания выбираются величины скоростей.

①	④	⑥	
6261	3776	3411	
⑤	②	⑦	
3595	5954	3389	(2)
⑧	⑨	③	
3350	3287	5230	

а. Из (2) в порядке убывания записываются соотношения для величин продольных волн (главная диагональ матрицы):

$$V_{11} \quad V_{22} \quad V_{33} \quad (3)$$

б. Из (2) в порядке убывания записываются соотношения для величин поперечных волн (остальные члены матрицы):

$$V_{12} \quad V_{21} \quad V_{13} \quad V_{31} \quad V_{23} \quad V_{32} \quad (4)$$

2. Определение неравенств в СС.

В (3) и (4) поочередно слева-направо выбираются две величины скорости и сравниваются между собой. Необходимо сравнить 7 соотноше-

ний (в данном случае: $V_{11} \text{ с } V_{22}$; $V_{22} \text{ с } V_{33}$; $V_{12} \text{ с } V_{21}$; $V_{21} \text{ с } V_{13}$; $V_{13} \text{ с } V_{23}$; $V_{23} \text{ с } V_{31}$; $V_{31} \text{ с } V_{32}$). Данным скоростям соответствуют скоростные величины и коэффициенты вариации из (1). Большее значение скорости и коэффициент вариации обозначим — величины V_{ij} , $V_{\Delta ij}$, меньшее — V_{kl} , $V_{\Delta kl}$. При анализе величин скоростей возможны следующие соотношения и более точное определение знаков неравенств:

а. Если $(V_{ij} - V_{\Delta ij}) > (V_{kl} + V_{\Delta kl})$, то между двумя сравниваемыми скоростями в (3), (4) устанавливается знак «больше» ($>$). В примере: $V_{11} > V_{22}$, $V_{22} > V_{33}$, $V_{12} > V_{21}$, $V_{21} > V_{13}$, $V_{31} > V_{32}$.

б. Если $(V_{ij} - V_{\Delta ij}) < (V_{kl} + V_{\Delta kl})$, то между двумя сравниваемыми скоростями в (3), (4) устанавливается знак «приблизительное равенство» (\sim). В примере: $V_{23} \sim V_{31}$.

с. Если $(V_{ij} - V_{\Delta ij}) < V_{kl}$, то между двумя сравниваемыми скоростями в (3), (4) устанавливается знак «равенство» ($=$). В примере: $V_{13} = V_{23}$.

После определения знаков неравенства соотношение (3) преобразуется в вид:

$$V_{11} > V_{22} > V_{33} \quad (5)$$

соотношение (4) преобразуется в вид:

$$V_{12} > V_{21} > V_{13} = V_{23} \sim V_{31} > V_{32} \quad (6)$$

Отсюда матрице скоростей (1) соответствует следующее СС:

$$\begin{aligned} V_{11} > V_{22} > V_{33} \\ V_{12} > V_{21} > V_{13} = V_{23} \sim V_{31} > V_{32} \end{aligned}$$

3. Разбиение СС для поперечных волн (6) по парам скоростей (ПС).

Парами скоростей являются следующие скорости поперечных колебаний (3 пары):

$$V_{12}, V_{21}; \quad V_{13}, V_{31}; \quad V_{23}, V_{32} \quad (7)$$

В соотношении (6) необходимо выделить скорости соответствующие парам (7).

$$\begin{array}{ccccccc} V_{12} > & V_{21} > & V_{13} = & V_{23} \sim & V_{31} > & V_{32} \\ \curvearrowright & & \curvearrowleft & \curvearrowright & \curvearrowleft & & \\ & \text{ПС 1} & & \text{ПС 2} & & \text{ПС 3} & \end{array} \quad (8)$$

В ПС 1 слева-направо выбирается максимальное значение скорости $V_{ij_{max}}$ (V_{12}). К этому значению добавляется минимальное значение ПС — $V_{ij_{min}}$ (V_{21}). Аналогичные действия необходимо совершить для ПС 2,3. Определенные пары скоростей выделяются скобками.

$$(V_{12} V_{21}) \quad (V_{13} V_{31}) \quad (V_{23} V_{32}) \quad (9)$$

4. Определение неравенств между величинами в ПС.

Знаки неравенств между величинами в ПС выбирается следующим образом:

а. Если между $V_{ij_{max}}$ и $V_{ij_{min}}$ в соотношении (6) присутствует, по меньшей мере, один знак «>», то в ПС необходимо поставить знак «>». В примере: $V_{12} > V_{21}, V_{23} > V_{32}$,

б. Если между $V_{ij_{max}}$ и $V_{ij_{min}}$ в соотношении (6) не присутствует знак «>», то знак, установленный перед минимальной скоростью ПС в (6) переносится в ПС вместе с самой скоростью. В примере: $V_{13} \sim V_{31}$.

Получаем соотношения между ПС:

$$(V_{12} > V_{21}) \quad (V_{13} \sim V_{31}) \quad (V_{23} > V_{32}) \quad (10)$$

5. Определение неравенств между ПС в СС.

Знак неравенства между ПС соответствует знаку, который установлен перед $V_{ij_{max}}$ ПС в соотношении (6). Получаем следующее соотношение для величин поперечных волн:

$$(V_{12} > V_{21}) > (V_{13} \sim V_{31}) = (V_{23} > V_{32}) \quad (11)$$

6. Запись соотношений скоростей.

Из (5), (6), (11) следует окончательное определение СС в виде:

$$\begin{aligned} V_{11} > V_{22} > V_{33} \\ V_{12} > V_{21} > V_{13} = V_{23} \sim V_{31} > V_{32} \\ (V_{12} > V_{21}) > (V_{13} \sim V_{31}) = (V_{23} > V_{32}) \end{aligned} \quad (12)$$

Выводы

Изложенный выше порядок или система проведения измерений (на примере обр. ODB-319_25 из финской скважины Оутокумпу) позволяют определять точные соотношения для скоростей упругих колебаний с учетом инструментальной погрешности существующей при проведении акустополяризационных измерений.

Разработанная методика определения соотношений скоростей, совместно с анализом акустополяризационных диаграмм, позволило более точно и качественно определить тип упругой симметрии анизотропных сред, к которым относятся горные породы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №07-05-00100-а.

Литература

1. Горбачевич Ф. Ф. Акустополяризация горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 204 с.
2. Ковалевский М. В. Повышение информативности акустополяризационного метода определения упругих характеристик горных пород: Автореф. дис. ... канд. техн. наук: Спец. 01.04.06, 05.11.13 / М. В. Ковалевский; СПбГЭТУ-СПб., 2002. 16 с.
3. Горбачевич Ф. Ф. Акустополяризация породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 140 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО БЛОКА АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Д. К. Комиссаров

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

dk88@mail.ru

Объектом изучения являлись верхнепалеозойские песчаные отложения Североновоземельского блока, рассмотренные в разрезах районов залива Русская гавань (Баренцево море) и залива Екс (Бухта Мутафи, Карское море).

Исследование проводилось на каменном материале, собранном С. В. Мальшевой во время полевых работ в 2005 г. Образцы отобраны из отложений верхнего силура, нижнего и верхнего девона, карбона и перми залива Русская гавань; и нижнего девона, среднего и верхнего карбона и перми залива Екс — всего 17 образцов.

Рассмотренные разрезы являются карбонатно-терригенными. Несмотря на то, что разрезы имеют практически один и тот же верхнепалеозойский возраст, несмотря на их общую схожесть в формационном плане и по мощностям, свитное строение разрезов абсолютно различно.

Разрез в районе залива Русская Гавань представлен следующими отложениями: верхний силур — переслаивающимися серыми известняками, аргиллитами и алевролитами, мощность 900 м; нижний девон представлен переслаиванием серых аргиллитов с серыми известняками, алевролитами, ритмичным переслаиванием красных и серых песчаников, алевролитов, аргиллитов; верхи нижнего девона представлены водорослевыми доломитами и известняками, в которых встречаются антракосолиты, мощность нижнедевонских отложений 1450 м; средний девон сложен черными аргиллитами, мощность которых 450 м; верхний девон — водорослевыми и доломитовыми известняками, мощность 1170 м. Отложения карбона и нижней перми сложены переслаивающимися известняками, аргиллитами и алевролитами, мощность 2000 м.

Разрез в районе Бухты Мутафи таков: отложения нижнего девона сложены известняками и вторичными доломитами, в которых встречаются антракосолиты, мощность 500 м. Далее следуют переслаивающиеся песчаники, алевролиты и серые аргиллиты среднего и верхнего карбона, мощность 10—260 м. Нижне-верхнепермские отложения представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и черными аргиллитами, мощность 735 м.

На основе результатов петрографического анализа шлифов установлено, что все исследуемые образцы имеют кварцевый состав, самым распространенным цементом в них является карбонатный. При этом структура песчаных образцов, учитывая сочетание железистого и карбонатного цемента, окремнение, наличие фосфатного материала, присутствие гравелитов, а также то, что все образцы по результатам петрографического анализа в шлифах и гранулометрического метода являются плохо-сортированными (в меньшей степени среднесортированными), указывает на мелководную морскую обстановку осадконакопления в условиях теплого вплоть до жаркого климата. Принимая во внимание малоинформативные образцы, такие как алевролиты или песчаники с открытым/закрытым поровым карбонатным, глинисто-карбонатным цементом, можно только предполагать то, что они являются отложениями шельфа, континентального склона. Текстура во всех исследуемых образцах массивная. Наблюдаемые трещины в отдельных образцах выполнены карбонатным веществом.

По полученным на основе гранулометрического метода данным, используя метод Б. Н. Котельникова [1], также проводилась реконструкция генезиса песчаных отложений. Эта реконструкция была затруднена в связи с тем, что результаты гранулометрического метода попали, согласно методу Котельникова, в диапазон, который подразумевает несколько возможных вариантов обстановок, в которых происходило накопление осадков. Поэтому установление генезиса отложений было возможно только при сопоставлении с результатами петрографического анализа. Таким образом, наиболее верно предполагать прибрежно-морскую природу изучаемых терригенных отложений. Для терригенных отложений нижнего девона залива Русская Гавань определен аллювиально-морской генезис.

С помощью метода Л. В. Орловой для отдельных образцов [2] была определена стадия катагенетического преобразования, которая отражает степень уплотненности пород. Так отложения разреза в районе залива Русская Гавань находятся на следующих стадиях своего преобразования: породы нижнего D_1 и верхнего девона D_3 находятся на стадиях раннего (в D_3), позднего (в D_1) катагенеза, позднего метагенеза (в D_3). В районе Бухты Мугафи исследовались образцы нижнего девона D_1 и перми P_{1-2} . В нижнем девоне была установлена стадия среднего катагенеза, в перми — это ранний и поздний катагенез.

Таким образом, рассматриваемые палеозойские образцы с большей вероятностью имеют прибрежно-морскую природу. Изученные терригенные породы имеют преимущественно кварцевый состав. В породах преобладает карбонатный цемент. В вышеперечисленных отложениях наблюдается диапазон стадий от раннего до позднего катагенеза, но на основа-

нии предоставленного материала пока трудно судить о закономерностях распределения стадий в осадочных разрезах.

Литература

1. *Котельников Б. Н.* Реконструкция генезиса песков: гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1989.

2. *Орлова Л. В.* Оптико-геометрическое определение коэффициента уплотненности песчаных пород. Методические рекомендации. СПб: ВСЕГЕИ, 1993.

РАССЕЯННЫЕ БИТУМОИДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРО-КОЖВИНСКОГО МЕГАВАЛА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА)

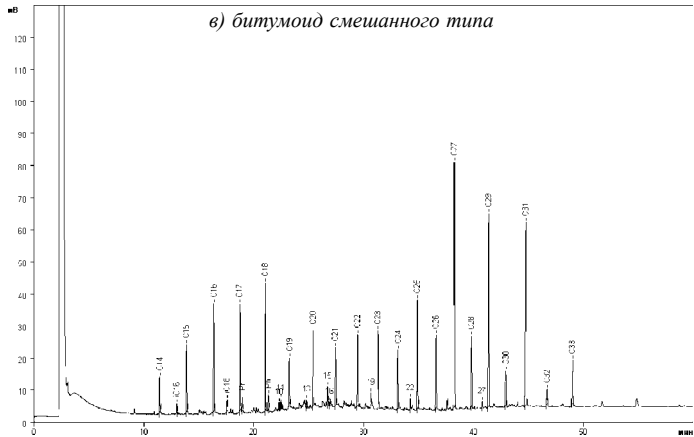
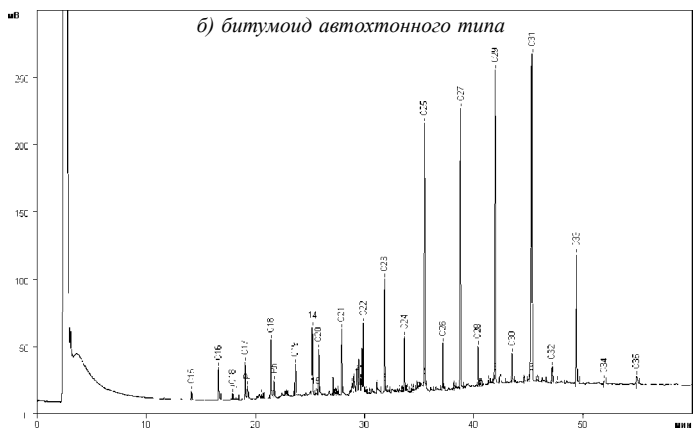
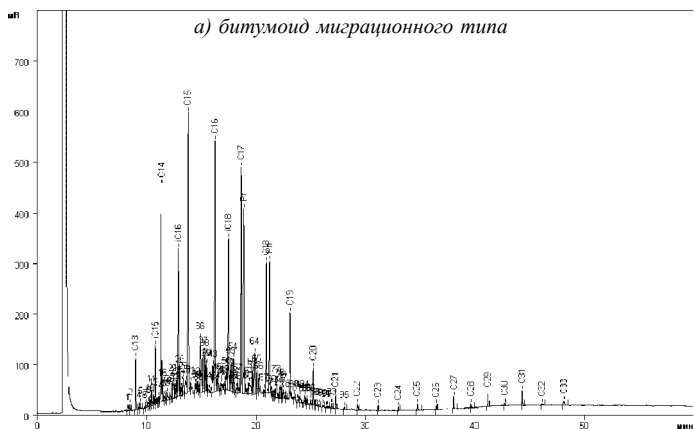
И. С. Котик

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Четвертичные отложения сорбируют как аллохтонные, так и автохтонные битумоиды в рассеянном виде. Глубинные битумоиды, сорбированные в поверхностных отложениях, содержат в себе уникальную информацию о генерационных толщах недр. Подобная информация позволяет определять не только генетику материнских толщ, но и степень их катагенетической преобразованности, фазовый состав генерируемых ими углеводородов, что весьма ценно при разведке новых малоизученных районов и оценке углеводородных аномалий четвертичных отложений.

Целью работы является выявление отличительных признаков в индивидуальном составе битумоидов четвертичных отложений и распределение их по индивидуальному составу на различных по нефтегазовой продуктивности площадях.

По проведенным аналитическим исследованиям, включающим в себя выделение хлороформенного битумоида и разделение фракции, и определение индивидуального состава углеводородов методом газожидкостной хроматографии, было выделено несколько групп битумоидов, отличных по распределению *n*-алканов и изопреноидов (см. рисунок). Состав одних битумоидов характеризуется присутствием высоких концентраций низкомолекулярных *n*-алканов состава C_{14-20} при относительно небольших содержаниях высокомолекулярных компонентов C_{25-31} . Такое распределение *n*-алканов является характерным для миграционных битумоидов, распространение которых следует ожидать в зонах миграции глубинных (дочетвертичных) углеводородов. Другие битумоиды содержат напротив относительно низкие концентрации низкомолекулярных *n*-алканов при резко повышенных содержаниях высокомолекулярных, особенно нечетных. Такое распределение *n*-алканов является характерным для автохтонного органического вещества, представленного остатками высшей растительности низкой степени преобразования. Такие битумоиды следует ожидать на участках не имеющих следов миграции глубинных углеводородов. Выделяются также битумоиды имеющие смешанный тип распределения *n*-алканов. Для них характерно присутствие низко- и высокомолекулярных *n*-алканов примерно в равных соотношениях.



Хроматограмма метано-нафтеновой фракции ХБА

Такие битумоиды формируются за счет автохтонных четвертичным отложениям УВ смешенными с миграционными.

Для оценки содержания в битумоиде низко- и высокомолекулярных *n*-алканов были использованы коэффициенты:

Коэффициент $(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}) / (C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})$, который представляет собой отношение суммы нечетных (нч) *n*-алканов состава $C_{25}—C_{31}$ к сумме четных (ч) *n*-алканов состава $C_{26}—C_{32}$. Величина нч/ч является основным показателем степени превращённости ОВ. Нечетные высокомолекулярные *n*-алканы представляют собой соединения, входящие в состав восков высшей растительности, поэтому высокие концентрации нечетных высокомолекулярных *n*-алканов могут свидетельствовать о континентальном происхождении ОВ в слабо изменённых отложениях.

Коэффициенты $C_{14}—C_{20} / C_{25}—C_{31}$ и C_{17} / C_{27} отражают долю низкомолекулярных, наиболее миграционноспособных *n*-алканов. Поэтому, максимальные значения данного коэффициента будут наблюдаться в образцах, содержащих наиболее высокие концентрации миграционных УВ.

При картировании данных коэффициентов на участки исследований получается следующее. Уральский участок характеризуется широким распространением по площади автохтонных битумоидов. Зоны миграции аллохтонных битумоидов проявляются в виде локальных зон, преимущественно на юго-западе площади В целом можно сказать о низкой степени проявления миграционных битумоидов в четвертичных отложениях, возможно, это может говорить о слабом генерационном потоке из недр. Печорский участок характеризуется высокими значениями коэффициентов отношений низко- к высокомолекулярным и алкана C_{17} к C_{27} , которые четко разделяет территорию на две области. В северной и северо-западной областях развиваются битумоиды с более высокими величинами коэффициентов, на востоке и юго-востоке распространены битумоиды с низкими значениями. По используемым значениям коэффициентов, а также на основе проведённых ранее исследований, которые выявили низкое содержание органического вещества в глинах четвертичных отложений и его инертинитовый состав, можно считать маловероятным развитие в них процессов генерации жидких углеводородов и появления автохтонных битумоидов, поэтому, почти все битумоиды могут быть признаны аллохтонными (миграционными).

Полученные результаты позволяют говорить о различной степени насыщенности четвертичных отложений миграционными битумоидами, их дифференцированном составе и их различному пространственному распределению на участках исследований.

ДИЗЬЮНКТИВНАЯ ТЕКТНИКА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТИМАНА

Ю. Л. Краснова, Л. П. Шилов
УГТУ, Ухта

В Ухтинском государственном техническом университете на кафедре ГМИС проводилась обработка данных магнито- и гравиразведки программным комплексом «КОСКАД 3D» с целью изучения строения фундамента северной части Южного Тимана. Исследовалась методика применения программного комплекса «КОСКАД 3D» разработанная Петровым А. В. [1].

В качестве исходных данных использовались карты аномального магнитного ΔT_a и гравитационного полей Dg_6 масштаба 1:200 000. Наиболее информативные растровые карты выделяются в блоках «Статистика» и «Комплекс».

Районирование гравитационного поля проводилось по сводным картам аномалий силы тяжести и высших производных гравитационного потенциала (W_{zz} , W_{zzz}) в масштабе 1:200_000. На исследуемой площади в тектоническом плане выделяются следующие крупные надпорядковые структуры: Тиманская гряда и Вычегодский прогиб. Эти структуры разделены Западно-Тиманским глубинным разломом. Тиманская гряда в тектоническом плане состоит из двух структур I порядка — Западно-Тиманской и Восточно-Тиманской структурной зоны, разделенных между собой Центрально-Тиманским глубинным разломом. В тектоническом плане в Западно-Тиманской структурной зоне выделяются структуры II порядка: Обдырский вал, Синдорский вал, Четласское поднятие (выраженное Ворыквинской зоной поднятий) и Верхневымская впадина, в Восточно-Тиманской структурной зоне выделяются структуры II порядка: Вымский вал (горст), Тобысская впадина (депрессия) и Ухтинская складка. Районирование геомагнитного поля проведено по сводным картам аномалий ΔT_a в масштабе 1:200 000. На карте аномального магнитного поля (ΔT)_a Тиманская гряда в целом отображается крупной областью отрицательных значений, лишь южная часть выражена положительной зоной значений. Вычегодский прогиб в магнитном поле отображается небольшой областью повышенных значений на юго-западе площади. В Западно-Тиманской и Восточно-Тиманской структурной зоне находят отражения те же структуры II порядка, что и в поле Δg . Ухтинская структура в целом отображается крупной отрицательной областью.

Основными результатами исследовательской работы явились растровые карты, полученные при обработке исходных магнитных и гравитационных полей.

На растровой карте по результатам пересчета исходного магнитного поля классификации по методу динамических сгущений Тобысская депрессия на юго-востоке и Ворыквинская зона поднятий на северо-западе выражены областями первого и второго класса. Третьим и четвертым признаками на карте характеризуются Ухтинская складка в восточной части и Верхневымская впадина на юге. Зоны резкой смены значений классов отражаются глубинные разломы, так на юго-западе прослеживается Западно-Тиманская, а на юго-востоке — Центрально-Тиманская зона нарушений. По результатам этой же процедуры по полю Dg_6 на растровой карте шестому и седьмому классу соответствуют Ухтинская складка на востоке и Обдырский вал на северо-западе. Верхневымской впадине отвечает область первой группы.

Ворыквинская зона поднятий в целом выражается третьим и четвертым классом на северо-западе. Тобысской депрессии отвечает второй признак. Центрально-Тиманскому глубинному разлому на карте соответствует зона резкой смены значений групп. На растровой карте классификации по Петрову А. В. магнитного поля, третьему и четвертому классу соответствуют Ухтинская складка на востоке и Ворыквинская зона поднятий на северо-западе. Первому и второму классу на карте соответствуют Тобысская депрессия на юго-востоке и Верхневымская впадина на юге в центре. Отчетливо выраженный зоной резкой сменой признаков отражается Западно-Тиманский глубинный разлом, Центрально-Тиманская зона нарушений не выражается. На растровой карте по результатам этой же процедуры по гравитационному полю первый класс на востоке, вероятно, соответствует Ухтинской складке. Тобысская впадина выражается здесь четвертым признаком. Верхневымской впадине отвечает шестой и седьмой классы на юге. Резкой сменой групп поля прослеживается Центрально-Тиманский глубинный разлом. Западно-Тиманский разлом на карте проявляется менее отчетливо. На растровой карте классификации по методу общего расстояния магнитного поля Ворыквинская ступень на северо-западе выражена четвертым и пятым классом, Тобысской впадине на юго-востоке соответствуют признаки 6—10. Западно-Тиманскому глубинному разлому отвечает зона резкой смены классов.

На карте гравитационного поля по результатам этой же процедуры крупной области на крайнем востоке отвечает Ухтинская складка представленная 1, 2 классами. Тобысская впадина, вероятно, отражается вытянутой зоной на востоке 9, 10 признаками. Юго-восточное окончание Обдырского вала выражено небольшой областью 6, 7 класса. Узкими вытянутыми участками представлен Вымский горст, ему отвечают 2, 3 классы. Зоной резкой смены классов в центральной части отвечает Центрально-Тиманский глубинный разлом. Западно-Тиманский глубинный разлом выделяется менее отчетливо.

По результатам анализа информативных процедур обработки:

Существенно уточнено положение Западно-Тиманского глубинного разлома и направление Центрально-Тиманского глубинного разлома по сравнению с результатами обработки в ОАО «Севергеофизика» [2].

Подтверждаются структуры I, II порядков выделенные на исходных картах (Восточно-Тиманская, Западно-Тиманская структурная зона; Вымский горст, Тобысская впадина, Ухтинская складка, Обдырский вал, Воряквинская ступень, Верхневымская впадина) (рис. 3).

Нами было прослежено положение Западно-Тиманского глубинного разлома в магнитном, гравитационном и волновом полях. Были использованы материалы по региональным сейсмическим профилям — 22РС, 34РС и 4-01III РС.

В результате интерпретации полученной сейсмической информации по региональному профилю 4-01-III РС в ОАО «Севергеофизика» получены следующие выводы: в зоне разлома система осей синфазности представлена круто падающими прерывистыми площадками, иногда амплитудно выраженными. По-видимому, некоторые из них приурочены к плоскостям разрывных нарушений, а повышенная амплитуда отдельных площадок обусловлена тектоническим контактом пород со значительным перепадом акустической жесткости. Нарушения выполаживаются с глубиной, по взаимному положению отражений по обе стороны от сместителя их можно отнести к надвиговым (А. И. Громыко, 2001).

Для наглядности участки профилей 22РС, 34РС и 4-01III РС в зоне пересечения с данным разломом представлены в равных вертикальном и горизонтальном масштабах.

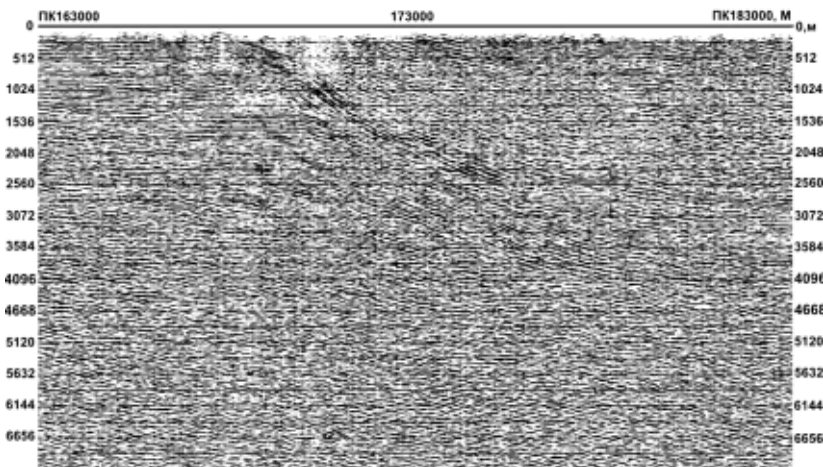


Рис. 1. Фрагмент профиля 22РС

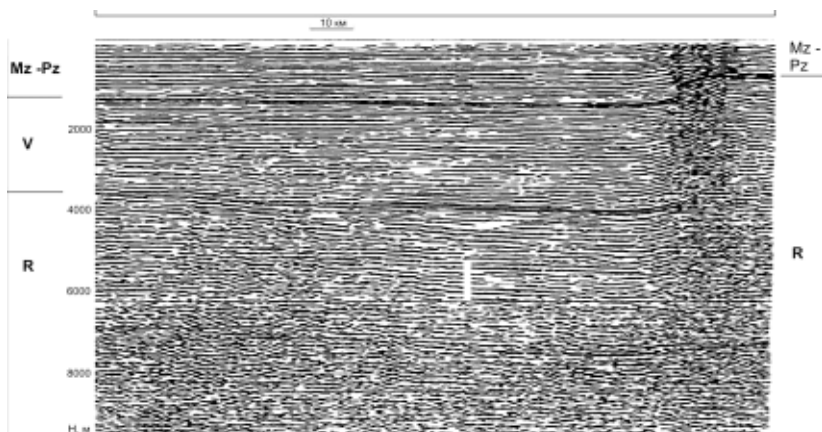


Рис. 2. Фрагмент профиля 34PC

Следует отметить одну особенность: в близповерхностной части породы рифейского структурного комплекса смяты совершенно идентично с породами осадочного чехла. Это фиксируется по всем имеющимся сейсморазведочным профилям и определенно свидетельствует об отсутствии геосинклинальной складчатости рифейских образований, о смятии в складки пород чехла и рифейского фундамента по крайней мере в герцинскую эпоху тектогенеза. Отражающие границы в рифейской толще

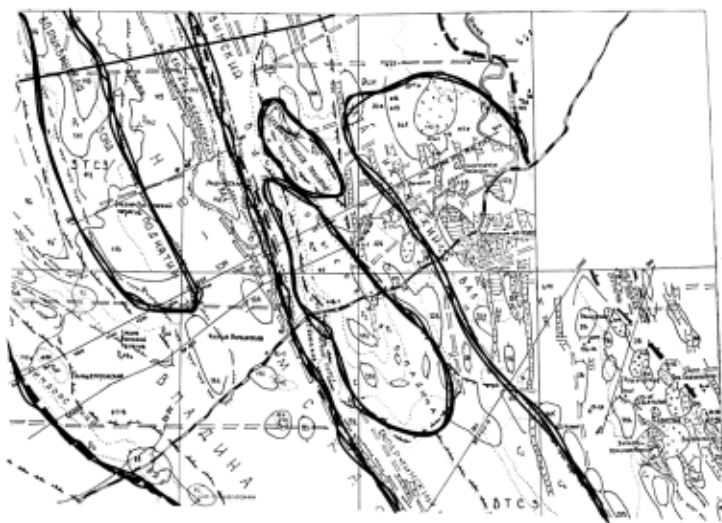


Рис. 3. Выкопировка из тектонической схемы строения фундамента и осадочного чехла (О. М. Вельтистова, 1997) с дополнениями полученными с помощью «КОСКАД 3dt» Масштаб 1:500 000

залегают субгоризонтально, что говорит об отсутствии в указанных толщах складчатых форм. На основании вышеизложенного и ссылаясь на материалы Л. П. Шилова и др. [3, 4] опровергается теория о геосинклинальном характере развития данной территории в докембрии.

Ширина зоны нарушения по профилю 22РС — 10 км. По профилю 4-01III РС ширина зоны нарушения — 18 км. На профиле 34РС ширина нарушения — 5 км.

Нами были сделаны следующие выводы: на всех представленных участках профилей изменяется ширина зоны нарушения Западно-Тиманского глубинного разлома. По нашему мнению это связано с разным положением плоскости нарушения и с тем, что в процессе своего развития положение разлома в плане оставалось на месте, но его характер менялся в зависимости от тектонических условий.

Глубинные разломы переживают огромную историю в течении сотен миллионов лет. На протяжении этой жизни вертикальное направление разломов искривляется, передвигается, так как блоки Тимана погружались и поднимались по-разному. Поэтому нет оснований говорить о том, что Центральнo-Тиманский глубинный разлом это единый надвиг. Здесь нет единого нарушения, т.к. на наш взгляд это сбросово-взбросовые дислокации платформенной части территории.

Литература

1. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации «КОСКАД 3D»: методическое указание / А. В. Петров. М.: Недра, 2002. 253 с.
2. *Шилoв Л. П., Краснова Ю. Л.* Нефтегазоносность рифея Ухтинской Складки Тимана. Отечественная геология, 2007. № 4. С. 8—11.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРЕДЕЛАХ УХТИНСКОЙ СКЛАДКИ ТИМАНА

Ю. Л. Краснова, Л. П. Шилов
УГТУ, Ухта

Проблема нефтегазоносности докембрийских осадочных образований на Земном шаре представляется на сегодня одной из актуальных. По-существу это последний крупный стратиграфический интервал, с которым могут быть связаны еще не разведанные резервы нефти и газа.

Впечатляющие успехи поисков углеводородного сырья получены при освоении рифей-вендских отложений Сибирской платформы, где открыто более 30 промышленных скоплений УВ. В Восточной Сибири открытием Марковского месторождения впервые в мире доказана промышленная нефтегазоносность верхнедокембрийских образований [1]. В рифей-вендских отложениях Русской платформы промышленных скоплений УВ до сих пор не открыто. Однако зафиксированы нефте-, газо- и битумопроявления в верхнем докембрии. Особенно часто они встречаются в вендских отложениях восточных и центральных районов платформы. Нефтегазопроявления в верхнем докембрии отмечены на всех древних платформах.

В Африке нефтепроявления установлены в вендских и верхнерифейских отложениях впадины Вольта. Поиски УВ в древних толщах других регионах мира привели к выявлению промышленных нефтегазовых залежей — например, на Аравийском полуострове, США, Китае [1]. Здесь открыты промышленные месторождения УВ, что безусловно говорит о значительном нефтегазовом потенциале древних толщ докембрийских платформ.

Проблема нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений Тимана до сих пор остается дискуссионной. Многие ученые выступают с позиций полного отрицания возможности открытия скоплений УВ в его древних толщах. Вместе с тем нельзя не признать объективный факт — эти оценки, так же как и гораздо более оптимистичные, основываются на исключительно бедном фактическом материале, что обусловлено низкой геолого-геофизической изученностью докембрийских отложений. Тем не менее, следует отметить, что газопроявления из фундамента имели место в многочисленных скважинах, однако серьезного внимания им не уделялось.

В 1988—89 гг. в сводке Ухтинской складки (контур нефтеносности Ярегского месторождения) с целью изучения перспектив рифей-вендских отложений была пробурена параметрическая скважина № 700-Ярега. В кер-

не скважины примерно до глубин 1200 м отмечено присутствие нефтяных битумоидов, растворимых в спиртобензольной смеси с содержанием до 1 % от объема порового пространства. Результаты комплексного ядерно-геофизического и термобарогеохимического исследования кернa во ВНИИ Геоинформсистем (Р. М. Готтих, Б. И. Писоцкий, 1989 г.) указывают на наличие четкой тенденции увелечени суммарной газонасыщенности отложений с глубиной. Отмечено массовое распространение в породах мельчайших газово-жидких включений (2—6 мкм), сингенетич-ных минеральному выполнению кварцево- карбонатных прожилков, за-полненных водным раствором, жидкими УВ, битуминозным веществом и газами. Гомогенизация этих включений, происходящая со с падом тем-пературы от 210—215 °С в низах вскрытого разреза до 140—160 °С в его верхней части, указывает на восходящий характер вертикальной мигра-ции флюидов. Металлогеническая специализация битумов и нефти Ярег-ского месторождения отражает их генетическое родство. На основании полученных результатов авторы исследований пришли к заключению о перспективности поисков залежей нефти и газа в рифей-вендских обра-зованиях Тимана [3].

Тем не менее до сих пор породы фундамента Тимано-Печорской НГП большинством нефтяников не рассматриваются в качестве поискового объекта на нефть и газ. Это большинство считает, что залежи нефти и газа в рифейском фундаменте связаны с вышележащими осадочными комплексами и имеют с ними единые водонефтяные и газонефтяные кон-такты. Имеющийся материал по Тиману позволяют пересмотреть сло-жившиеся представления и рассматривать фундамент как самостоятель-ный объект поисков залежей нефти и газа.

До настоящего времени нет единого мнения о крупных чертах строе-ния и развития Тимано-Уральского региона. Одна группа геологов (П. Е. Оффман, 1961; З. И. Цзю, 1964; Г. А. Чернов, 1972; Н. Г. Берлянд, А. С. Бушуев и др. 1980; Н. Г. Берлянд, 1995) предполагает в пределах Большеземельской тундры наличие жесткой глыбы добайкальской кон-солидации. Байкальскую геосинклиналь они ограничивают Тиманом и Ижма-Печорской впадиной, считая ее «внутриплитной» (парагеосинкли-налью и т. п.), либо включают рифейский комплекс в нижнюю часть плат-форменного чехла, исключая тем самым его геосинклинальное проис-хождение.

Другая группа геологов, начиная с Н. С. Шатского (1937), (Э. Э. Фо-тиади, 1959; Р. А. Гафаров, 1961—1968; В. А. Дедеев, 1966—1987; И. В. Запорожцева, 1979—84; Л. Т. Белякова, 1988 и др.) доказывает су-ществование на месте Тимано-Уральского региона обширной области байкальской складчатости, подразделяющейся на внешнюю и внутрен-нюю зоны [2].

И вместе с тем, две основные точки зрения на строение и развитие Тимано-Уральского региона остаются сосуществующими до самого последнего времени.

Наиболее древними образованиями, вскрытыми скважинами на Ухтинской складке, являются протерозойские породы. Датируются эти отложения разными авторами вендом и рифеем, либо рифеем. Несмотря на многолетние исследования стратиграфии верхнедокембрийских толщ Тимана, в связи с отсутствием достаточного объема глубокого бурения, недостаточностью геохронологических данных, бедностью и плохой сохранностью органических остатков корреляция отдельных свит и их возраст остается дискуссионным.

Согласно утвержденной МСК стратиграфической схеме верхнего докембрия Европейского Севера СССР (1983), в пределах Среднего и Южного Тимана выделяются (снизу вверх) отложения четлаской, быстринской, кислоручейской и вымской серий. Основная часть разреза относится к различным уровням рифея. Верхняя часть вымской серии в составе лунвожской и кыквожской свит условно отнесена к венду. Четлаская, кислоручейская и вымская серии представлены терригенными породами, быстринская — карбонатно-терригенными и карбонатными. Общая мощность рифей-вендского комплекса оценивается в 10—12 км [3].

В своей работе авторы возвращаются к фактически утвержденной рабочей схеме стратиграфии докембрия Тимана с учетом дополнения к «Постановлению МСК», приведенного А. И. Жамойдой и Б. М. Келлером (1986) [3].

В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1960), В. Г. Черный с соавторами (1967), В. Г. Оловянишников (1998), и другие исследователи определяют возраст верхней части разреза докембрия Тимана вендским [3].

Мы отнесли весь докембрийский разрез Ухтинской складки Тимана к рифею, опираясь на то, что в Вычегодской впадине скважинами вскрыты породы платформенного венда, которые по своему составу резко отличаются от пород, которые часть исследователей на Ухтинской складке относит к венду. Можно считать, что для выделения вендского комплекса в разрезе изучаемой территории нет достаточных оснований.

С помощью проведенных в прошлые годы на изучаемой территории сейсморазведочных работ, а так же при незначительном объеме параметрического бурения был накоплен некоторый фактический материал, который должен быть обобщен, проанализирован и переосмыслен.

Ухтинскую складку пересекают два региональных сейсмических профиля — 22РС и 4-01РС. Для наглядности нами были выстроены участки этих профилей в равных вертикальном и горизонтальном масштабах. Скважины Ярега-700 и 1-Сев. Чибью были спроецированы только на профиль 22РС, для профиля 4-01РС делать это было бы не целесо-

образно, т. к. расстояние между ним и скважинами довольно большое (рис. 1, 2).

Анализируя выстроенные нами участки профилей в сопоставлении с данными указанных скважин можно прийти к следующим выводам.

- В близповерхностной части породы рифейского структурного комплекса смяты совершенно идентично с породами осадочного чехла. Подмеченная особенность фиксируется по всем имеющимся сейсморазведочным профилям и определенно свидетельствует об отсутствии геосинклинальной складчатости рифейских образований, о смятии в складки пород чехла и рифейского фундамента по крайней мере в герцинскую эпоху тектогенеза.

- Отражающие границы в рифейской толще залегают субгоризонтально, что говорит об отсутствии в указанных толщах складчатых форм. На основании вышеизложенного и ссылаясь на материалы Л. П. Шилова [4] опровергается теория о геосинклинальном характере развития данной территории в докембрии.

- Из представленного участка профиля (рис. 1, 2) видно, что после глубин 2000 м горизонты в рифейской толще прослеживаются менее отчетливо, чем на меньших глубинах, но и здесь отсутствуют большие углы наклона отражающих границ, т.е. дислоцированности пород не наблюдается.

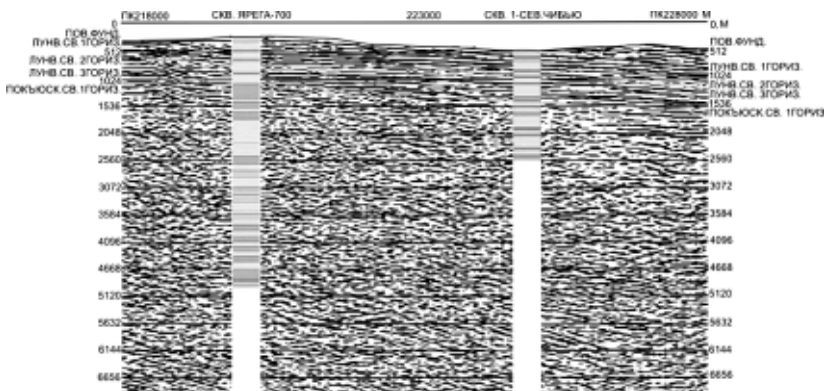


Рис. 1. Участок профиля 22РС со скв. Ярега-700 и 1-Сев. Чибью (ПК 218000—228000)

Таким образом, если считать характер строения Тимана и сопредельных территорий платформенным, то в толщах рифея должны находиться антиклинальные и неантиклинальные ловушки.

С изучением рифейских толщ Тимана может быть связано открытие нового огромного района перспективных нефтегазоносных земель Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

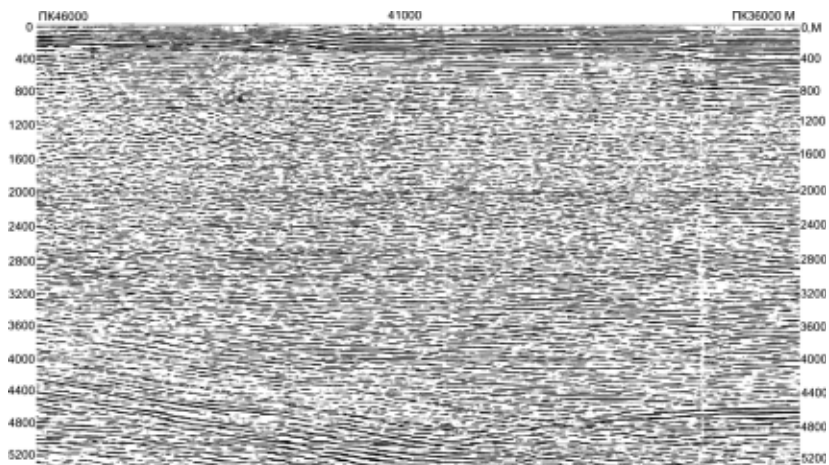


Рис. 2. Участок профиля 4-01 РС (ПК 46000—36000)

Литература

1. Федоров Д. Л., Владимирова Т. В. Газонефтяной потенциал древних толщ центральных районов Русской платформы — результаты, проблемы и перспективы освоения. М.: ИРЦ, Газпром, 1994. С. 3—7.
2. Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы. Ухта, 1999. 1061 с.
3. Овчинников Э. Н., Красиков П. И. Некоторые геологические результаты бурения параметрической скважины 700-Ярега на рифей-вендские отложения Ухтинского района // Наследие А. Я. Кремса в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар. 1992. С. 50—55.
4. Шилов Л. П., Шмарева М. Б., Докиневич О. А. Структурно-тектонические особенности строения Тимана. Отечественная геология № 1 2005. С. 56—60.

САМОПРОИЗВОЛЬНОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ВОЛОКОН ГИБРИДНОГО СОСТАВА В ПРОЦЕССЕ РОСТА ДЕНДРИТНЫХ КРИСТАЛЛОВ ХЛОРИДА АММОНИЯ

П. В. Кривошапкин

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

chemicalpasha@mail.ru

Гели оксидов металлов формируются посредством образования частицами коагуляционных контактов, которые могут возникать уже при малых объемных долях дисперсной фазы, что приводит к возникновению пространственных структур, препятствующих течению. Коагуляционная структура пронизывает объем геля, приводя, к тиксотропному отверждению жидкой дисперсионной среды. В процессе дегидратации, гель переходит в рентгеноаморфное состояние, близкое к аморфному, но обладает особыми физико-химическими свойствами вследствие существования областей с неравновесным состоянием структуры на атомном уровне [1].

Наночастицы дисперсной фазы геля отличаются от кристаллического и аморфного состояния вещества, так как являются ансамблем, то есть особым промежуточным состоянием, так как упорядочение атомов в структуре наночастиц наблюдается в пределах десятков периодов трансляции, тогда как у аморфных тел до десятка, а у кристаллов более сотен периодов. Наночастицы вследствие их термодинамической неравновесности, обусловленной избытком поверхностной энергии, проявляют способность к самоорганизации, то есть к самопроизвольному образованию упорядоченных структур.

В процессе хранения геля органо-неорганического состава [2] происходит его дегидратация, и наблюдается спонтанный рост нитевидных волокон. Диаметр волокон составляет 2—5 мкм, длина 3—8 см, процесс роста волокна характеризуется индукционным периодом от 10 до 12 часов и протекает в колебательном режиме в течение 24—36 часов. Можно полагать, что самопроизвольный рост волокна обусловлен процессом самоорганизации системы, так как каких-либо внешних воздействий на систему не оказывалось.

Результаты изучения поверхности органо-неорганического волокна методом атомно-силовой электронной микроскопии и сканирующей-электронной представленные на рисунке 1 позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, отдельные волокна не имеют внутренних каналов и состоят из тонких, небольшого размера кристаллов, во-вторых, рост волокна имеет сходство с ростом ветвей, то есть, в процессе роста волокна в системе возникают состояния бифуркаций.

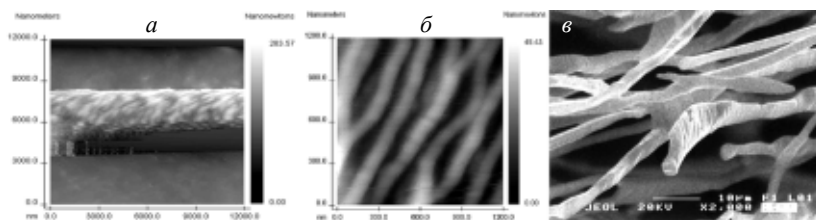


Рис. 1. Атомно-силовые изображения поверхности волокна органо-неорганического состава (а, б), СЭМ микрофотография гибридных волокон (в)

Спонтанный рост волокна более отвечает процессу сегрегации части компонентов системы на поверхность геля, который является термодинамически неравновесной, сложной по составу системой. Вещественные составы исходной системы и волокон идентичны, но соотношение веществ в волокнах отличается как от состава исходной системы, так и от состава остатка геля.

Структура гидрогелей оксидов металлов обычно формируется в виде системы рыхло упакованных и связанных (например, за счет сил Ван-дер-Ваальса) коагуляционными контактами агрегатов частиц с координационным числом $n \leq 3$. Дополнительная стабилизация дисперсных систем может достигаться адсорбцией на поверхности частиц органических молекул (в нашем случае, олигомерных форм параформальдегида). Вместе с тем, присутствие параформальдегида в составе геля приводит к проявлению гидрофобного эффекта, и устойчивость геля достигается балансом сил взаимодействия всех компонентов, присутствующих в жидкой фазе.

В процессе дегидратации геля нарушается установившийся баланс сил, что приводит к расслаиванию геля в результате образования доменов или ионных областей [3], которые можно назвать псевдомицеллами или «коацерватами» [4], в которых концентрируются компоненты с различным характером гидратации, и возникают условия для роста гибридного волокна.

Образование в отдельных областях геля пересыщенного по хлориду аммония раствора создает условия для роста микрокристаллов в виде мелких, перистых, разветвленных дендритов, которые характерны для хлорида аммония (рис. 2). Дальнейшая дегидратация геля на воздухе приводит к периодическому росту кристаллов хлорида из коацерватов, обуславливая самопроизвольный рост нитевидных волокон.

Линейный рост волокна, по сути, отражает структуру, образованную наночастицами оксида алюминия. Образование структур из наночастиц происходит по тем же законам, что и формирование кристалла из атомов или молекул, но наночастицы обладают реальной поверхностью и грани-

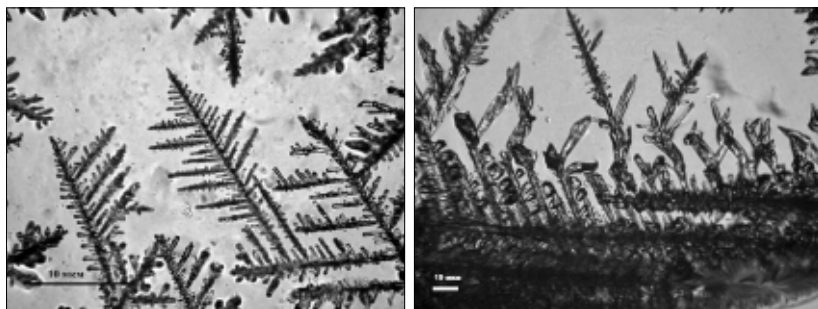


Рис. 2. Начальная стадия роста кристаллов хлорида аммония в процессе дегидратации геля (оптическая микроскопия, увеличение 90)

цами [5]. Кристаллы хлорида аммония растут в автоколебательном режиме [6], следовательно, и рост волокна в процессе самосборки наночастиц в линейную структуру протекает в таком же режиме.

Литература

1. Петрушин В. Ф. // ЖВХО им. Д. И. Менделеева. 1991. Т. 36. № 2. С. 146—150.
2. Дудкин Б. Н., Кривошапкин П. В., Лукина В. Г. Синтез наночастиц оксида алюминия в водном аммиачно-формальдегидном растворе // Колл. журн. 2006. № 1. С. 46—50.
3. Помогайло А. Д., Розенберг А. С., Уфлянд И. Е. Наночастицы металлов в полимерах. М.: Химия. 2000. 672 с.
4. Химическая энциклопедия. М.: Изд. Советская энциклопедия, 1988. Т. 1. 623 с.
5. Лоскутов А. Ю., Михайлов А. С. Введение в синергетику: Учеб. руководство. М.: Наука, 1990. 272 с.
6. Gudge K. A., Jackson K. A. // J. of Crystal Growth. 2001. № 225. С. 264—267.

ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩИЕ РЕНТГЕНОВСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИСТАЛЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

А. А. Кряжев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kryazhev@geo.komisc.ru

Благодаря ослаблению интенсивности прошедшего через объект излучения, абсорбционный рентгеновский метод может быть использован для определения неизвестной плотности и концентрации раствора у известного вещества. Для этого необходимо построить универсальные градуировочные кривые зависимости плотности и концентрации раствора от нормированного коэффициента ослабления интенсивности рентгеновского излучения. В данной работе, в качестве исследуемого объекта, был использован раствор NaCl.

Для приготовления калибровочных растворов NaCl с известными концентрациями соль взвешивалась необходимыми порциями и растворялась в 100 мл дистиллированной воды. Затем, в течение примерно 10 секунд с шагом в 2 секунды, производился замер интенсивности рентгеновского излучения прошедшего через пустую кювету. После этого, не изменяя положение кюветы, в нее заливался раствор с известной концентрацией, и снова регистрировалась интенсивность. Измерения начинались с дистиллированной воды и заканчивались насыщенным раствором NaCl. Для перехода от концентрации к плотности раствора NaCl, при нормальных условиях, необходимо воспользоваться градуировочной кривой, взятой из справочника физическо-химических величин [1].

Полученная универсальная градуировочная кривая зависимости нормированного коэффициента ослабления интенсивности ΔI_{norm} от плотности ρ раствора NaCl представлена на рис. 1.

Таким образом, для нахождения неизвестной плотности и концентрации раствора NaCl, нужно измерить коэффициенты ослабления интенсивности дистиллированной воды и исследуемого раствора в одной и той же кювете. Разделить полученное значение ΔI_i исследуемого раствора на ΔI_j дистиллированной воды. Найти это значение на универсальных градуировочных кривых на оси Y, и сопоставить его значению плотности или концентрации на оси X. Так же можно воспользоваться обратным преобразованием уравнений аппроксимации градуировочных кривых.

Благодаря изменению экстремумов фазоконтрастного изображения [2, 3] цилиндрического капронового стержня в растворах с разной концентрацией и плотностью, метод рентгеновского фазового контраста

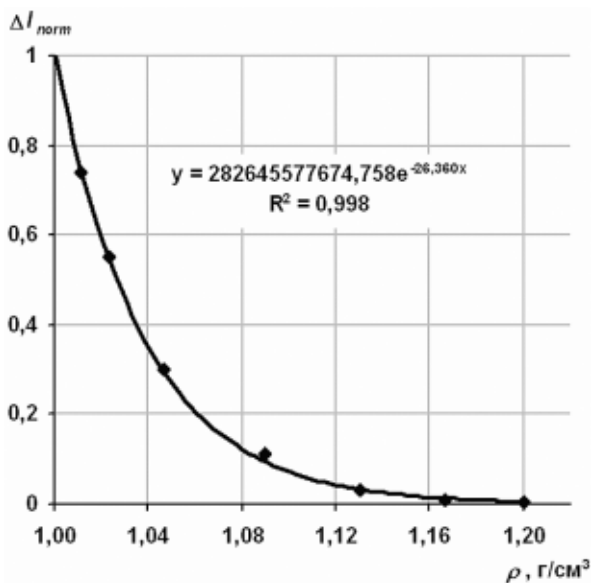


Рис. 1. Универсальная градуировочная кривая зависимости плотности раствора NaCl от нормированного коэффициента ослабления интенсивности

может быть использован для определения и слежения за неизвестной плотностью и концентрацией раствора у известного вещества. Для этого необходимо построить градуировочные кривые зависимости концентрации и плотности от относительной интенсивности максимумов или минимумов фазоконтрастного изображения. В данной работе методом рентгеновского фазового контраста исследуется изменение концентрации и плотности в процессе растворения кристаллов NaCl в дистиллированной воде [4].

На расстоянии ~ 1 мм от капронового цилиндрического стержня, использовавшегося для получения градуировочных кривых, в дистиллированную воду поочередно помещались монокристаллы NaCl весом $m_1 = 0.105$ г и $m_2 = 0.160$ г. Рентгеновский пучок заранее позиционировался на край стержня для получения минимума фазоконтрастного изображения и находился на одном уровне по горизонтали с растворяемыми кристаллами. Далее, с шагом в 1 секунду, регистрировалась интенсивность I_{min} рентгеновского излучения в течение ~ 1000 секунд после начала растворения кристаллов. Интенсивность рентгеновского пучка I_0 прошедшего через дистиллированную воду рядом с капроновым стержнем, до начала растворения монокристаллов, принята за единицу.

Решая уравнения аппроксимации градуировочных кривых для каждой точки изменения относительной интенсивности минимума ФКИ с

течением времени у определенного образца, можно перейти к прямой зависимости концентрации C и плотности ρ раствора от времени растворения t монокристаллов NaCl. На рис. 2 показана зависимость плотности раствора NaCl от времени растворения t .

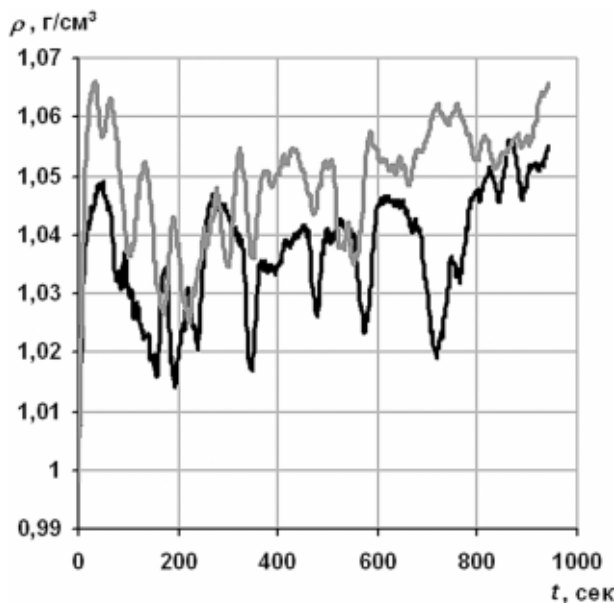


Рис. 2. Изменение плотности раствора NaCl с течением времени растворения t . — для монокристалла NaCl массой $m_1 = 0,105$ г, — для монокристалла NaCl массой $m_2 = 0,160$ г

Высота первого максимума, расположенного в районе 50 секунд, растет с увеличением массы кристалла NaCl. Объясняется это тем, что вместе с массой кристалла растет и площадь его поверхности. Увеличение растворяемой поверхности сопровождается ростом концентрации растворенных ионов. Последовавший затем спад происходит из-за увеличения расстояния до ближайшей грани кристалла, вызванного ее растворением. Расстояние стало настолько большим, что ионы, пришедшие ранее в исследуемую область, диффундируют в остальную часть кюветы быстрее, чем поступают новые от растворяемых кристаллов [4]. Наступившее затем замедление и постепенное увеличение концентрации и плотности вызвано гидродинамическими струями и диффузионным перемешиванием раствора NaCl. Исследования проводились в открытой кювете, что неизбежно должно было сопровождаться испарением гидродинамических струй, увеличивающих концентрацию растворенных частиц в отдельных областях раствора [5].

Таким образом, абсорбционный рентгеновский метод можно использовать для сильнопоглощающих рентгеновское излучение кристаллообразующих растворов. В случае слабопоглощающих растворов, когда невозможна однозначная интерпретация абсорбционного изображения, можно воспользоваться методом рентгеновского фазового контраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-65112).

Литература

1. Краткий справочник физико-химических величин. Изд. 8-е, перераб. / Под ред. А. А. Равделя и А. М. Пономаревой. Л.: Химия, 1983. С. 18.
2. Бушуев В. А., Ингал В. Н., Беляевская Е. А. // Кристаллография, 1996. Т. 41. № 5. С. 808—813.
3. Бушуев В. А., Конев А. Влияние переходного приповерхностного слоя на фазоконтрастные изображения некристаллических объектов // Поверхность, 1998. № 10. С. 5—12.
4. Петраков А. П., Кряжев А. А. Рентгеновские фазоконтрастные исследования растворов кристаллов NaCl // ЖТФ, 2004. Т. 74. В. 10. С. 134—136.
5. Ракин В. И. Пространственные неоднородности в кристаллообразующей среде // Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 371.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАФИТОВ ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Н. С. Кузнецова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nskuznetsova@geo.komisc.ru

Мафиты раннепротерозойского возраста харбейского метаморфического комплекса, расположенного на Полярном Урале, представлены различными высокометаморфизованными амфиболитами и сланцами. Изучение химических составов минералов из мафитов позволило определить фациальную принадлежность пород харбейского комплекса и восстановить этапы их преобразования.

Были изучены составы зеленых амфиболов из массивных и слабосланцеватых амфиболитов; голубовато-зеленых амфиболов, гранатов, эпидотов и хлоритов из сланцеватых амфиболитов; светло-зеленых амфиболов из кварц-альбит-амфиболовых сланцев; слабо зеленоватых амфиболов и хлоритов из эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев. Составы минералов получены на микросонде JSM-6400 в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В. Н. Филиппов).

Составы **амфиболов** были пересчитаны на формульные единицы по катионному методу. На классификационной схеме У. А. Дира видно, что изучаемые минералы относятся к кальциевым амфиболам, при чем зеленые, голубовато-зеленые и светло-зеленые амфиболы принадлежат ряду паргасита-феррогастингсита, слабо-зеленые амфиболы ряду обыкновенной роговой обманки. Согласно классификации В. Е. Leake [6] зеленые и голубовато-зеленые амфиболы относятся к чермакит-паргаситовой серии, а слабо зеленоватые амфиболы — к магнезиальной обыкновенной роговой обманке. Голубовато-зеленые амфиболы, распространенные в бассейне руч. Скалистого, принадлежит ряду обыкновенной роговой обманки, но имеют по сравнению с ней повышенные содержания щелочей, что сближает их с эденитом.

Содержания титана, тетраэдрического алюминия и натрия убывает в ряду зеленый амфибол — голубовато-зеленый амфибол — светло-зеленый амфибол — слабо зеленоватый амфибол, что говорит об уменьшении степени метаморфизма в этом ряду [3].

Алюминий в шестерной координации выше в голубовато-зеленых амфиболах сланцеватых амфиболитов, чем в амфиболах из массивных мафитов. Из этого следует, что массивные амфиболиты сформировались при более низких давлениях, чем сланцеватые мафиты, что и отразилось на текстурных особенностях пород

На идентификационных диаграммах $\text{Na} + \text{K} - \text{Al}^4$, $\text{Al}^6 + \text{Fe}^3 + \text{Ti} - \text{Al}^4$, $\text{Al}^6 - \text{Al}^4$ фигуративные точки составов зеленых, голубовато-зеленых и светло-зеленых амфиболов попадают в область гранулитовой амфиболитовой фаций метаморфизма, а точки составов голубовато-зеленых амфиболов из пород руч. Скалистого и слабо зеленых амфиболов — в область амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Гранаты относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду. В большинстве зерен наблюдается лишь незначительное повышение магния от центра к периферии и уменьшение марганца в том же направлении, что может говорить о некотором увеличении термодинамических условий при росте зерен.

Фигуративные точки составов гроссуляр-альмандинов на идентификационных диаграммах расположились в пределах амфиболитовой фации метаморфизма (по Друговой [2]), а также пересекли линии ограничения между амфиболитовой с гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фациями (по Соболеву [4]).

Изучены составы **эпидотов**-включений из амфиболов и гранатов амфиболитов, а также эпидотов, распространенных в виде отдельных индивидов в межзерновом пространстве. Эпидоты, включенные в зерна амфиболов и гранатов, часто имеют зональный характер. В них наблюдается увеличение окисного железа от центра к периферии, что говорит об уменьшении температуры при формировании этих минералов [4]. В остальных эпидотах содержание окисного железа повышенное по всему зерну, что вероятно связано с образованием этих минералов на ретроградной стадии метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

По составу **хлорит** из амфиболитов является рипидолитом (F железистость от 25 до 75 %, $\text{Si} < 2.8$), а хлорит из эпидот-хлорит-амфиболового сланца относится к корундофиллиту ($F < 25$ %, $\text{Si} < 2.8$ %) [4]. Для определения фациальной принадлежности изучаемых хлоритов использовано соотношение железистости между сосуществующим амфиболом и хлоритом из эпидот-хлорит-амфиболового сланца. По этому параметру хлорит и амфибол попадают в область эпидотовых амфиболитов.

Барометр Г. Б. Ферштатера [5] показал, что массивные амфиболиты образовались при более низких давлениях (7—8 кбар), чем сланцеватые мафиты. Слабосланцеватые амфиболиты занимают промежуточное положение (9—10 кбар).

Таким образом, мафиты харбейского комплекса испытали несколько этапов метаморфизма. Метаморфизм первого этапа преобразования проявился в амфиболитах и некоторых сланцах и достигал уровня амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Второй этап преобразования характеризуется изменением амфиболитов и амфиболовых сланцев в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метамор-

физма умеренных давлений (7—12 кбар). Регрессивная ветвь эпидот-амфиболитовой фации проявилась в основном в сланцеватых разновидностях мафитов. Эти породы образовались при более высоких давлениях, чем массивные амфиболиты. Далее породы были подвержены изменениям зеленосланцевой фации, которые преобладают в амфиболитах и сланцах харьбейского комплекса, распространенных вдоль тектонических зон, а также граничащих с няровейской серией верхнепротерозойского возраста.

Литература

1. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 406 с.
2. Другова Г. М., Московченко Н. И. Петрогенетическое значение гранатов Юго-Западного Памира. ДАН СССР. Т. 212, № 2. 1973. С. 463—466.
3. Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Зап. ВМО. Ч. 97. Вып. 1. 1968. С. 13—23.
4. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Ревердатто В. В. Фации метаморфизма / Под. ред. В. С. Соболева. М.: Наука, 1969. 432 с.
5. Феритатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328.
6. Leake B. E., Wolley A. R., Arps C. E. S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association // Mineral. Mag. 1997. V. 61. № 3. P. 277—279.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ГОРЫ КУНГУР (ПЕРМСКОЕ ПРИКАМЬЕ)

Н. В. Лаврова, О. Ю. Мокрушина

Кунгурская лаборатория-стационар

ГИ УрО РАН, Пермь

icecave@bk.ru

Определенные стадии развития разрывного нарушения находят свое отражение в особенностях геологического строения, гидрогеологических и геоморфологических условий, ландшафта и т. д. Однако в платформенных условиях данные структуры очень часто скрыты от непосредственного наблюдения под чехлом покровных отложений либо уничтожены последующей эрозией. Особые трудности возникают при оконтуривании разрывных зон, поскольку их ширина обычно сотни метров [4]. Выявление приповерхностных изменений деформированных толщ имеет важное значение для инженерно-геологических исследований, поскольку именно в этих зонах развиваются опасные геологические процессы: карст, суффозия и т. д. Значимость данных исследований возрастает для городских территорий, поскольку застройка и техногенные изменения рельефа полностью нивелируют выраженные структурные формы.

Гора Кунгур располагается на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Здесь распространены породы пермской системы. Ирэнский горизонт — четыре сульфатные пачки мощностью от 20 до 40 м переслаиваются с карбонатными пачками мощность которых 5—10 м. Подстилаются данные отложения известняками и доломитами филипповского горизонта. Рыхлый покров имеет свои особенности. Верхняя часть представлена аллювиальными и элювиальными отложениями, нижняя — карстово-обвальными. Карстово-обвальные отложения формируются при избирательном выщелачивании легкорастворимых сульфатных пачек и последующем прогибании и обрушивании карбонатных.

В пределах рассматриваемой территории на фоне общего моноклиналиного залегания пород с постепенным погружением на запад — северо-запад [3] наблюдается флексуорообразная структура. Структурная поверхность филипповских доломитов на юго-востоке городской территории резко поднимается с абсолютных отметок 95—110 м до 125—130 м. Сульфатные отложения из разреза полностью исчезают. На всем протяжении контакта коренные породы разрушены: обломки, щебень с глинистым заполнителем образуют карстово-обвальные отложения. Мощность данных отложений увеличивается почти в два раза от 15—25 до 50—60 м. С удалением от контакта на запад появляются блоки, останцы, а затем и слои гипсов и ангидритов (рис. 1).

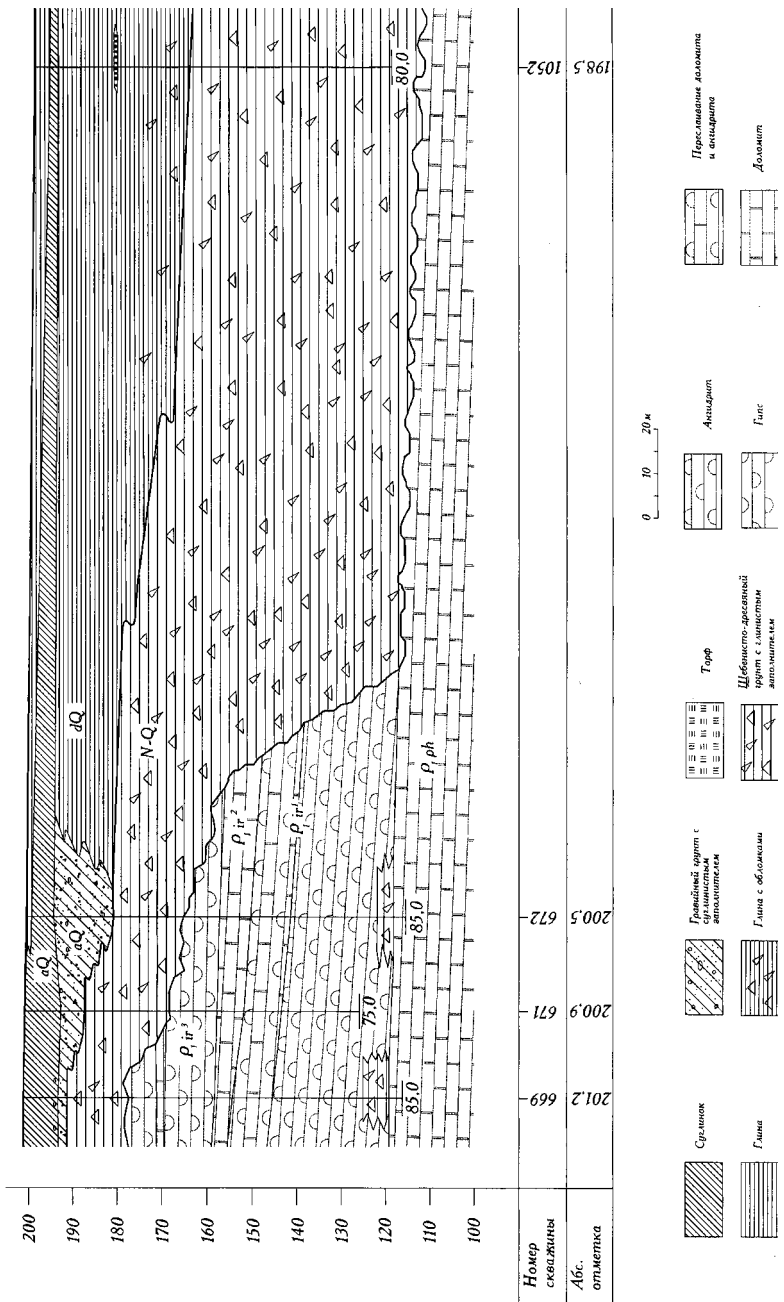


Рис. 1. Стрoение приконтактной зоны разрывного нарушения г. Кунгур, Пермский край

Образование Кунгурского речного узла [1], а также Кунгурской Ледяной пещеры (длина ходов 5.7 км) свидетельствует о развитии дизъюнктивных нарушений на территории города. Дешифрирование космоснимков, трассирование линеаментов доказывают существование здесь напряженной неотектонической зоны [2, 5] на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простирания. По С. М. Несмеянову собственно разрывы на платформенных территориях часто переходят во флексуры. В нашем случае глубинная эрозия значительно изменила разрывную зону, поэтому в рельефе она не выражается. Согласно разделению территория контакта относится к участку с минимальной плотностью линеаментов [2]. Помимо данных, полученных при бурении, разрыв можно проследить далее на северо-восток. Именно с этим направлением согласуется одна из систем трещин, по которым развиты ходы Кунгурской пещеры. В гроте Морское дно фиксируется своеобразная зона дробления (рис. 2). В плотном белом гипсе «запаяны» обломки карбонатных пород. При восходящих движениях произошел захват вышележающего слоя известняков. В дальнейшем процессы гидратации, проходившие с увеличением объема, полностью заполнили пространство между обломками и трещинами.

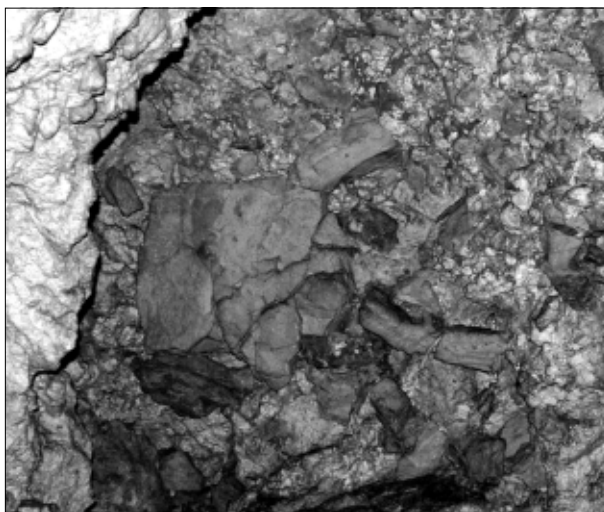


Рис. 2. Залеченная зона дробления в гроте Морское дно в Кунгурской Ледяной пещере

Метеорный грот, расположенный на небольшом удалении, в настоящее время рассматривается как свидетельство древних пещерных галерей. Обломки при обвалах сводов и стен существовавших когда-то гротов полностью заполнили пространство. Уплотнение обломков, последу-

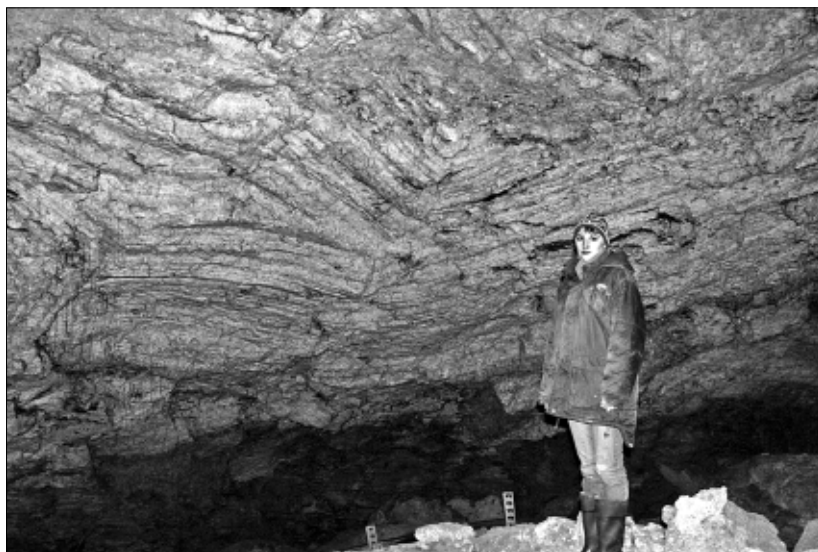


Рис. 3. Деформированные толщи сульфатных отложений в гроте Метеорном, Кунгурская Ледяная пещера

ющая гидратация и цементация привел к образованию плотного массивного гипса. Карстовые процессы привели вновь к образованию пустот [1]. Однако, исходя из выше изложенного, деформированные толщи можно рассматривать как часть разрывной зоны (рис. 3).

При отсутствии геоморфологических признаков выявление локальных особенностей геологического строения, а также вещественного состава деформированных слоев является ведущим фактором при анализе геологического развития разрывных нарушений.

Литература

1. *Дорофеев Е. П.* Карстовые брекчии Кунгурской пещеры // Проблемы изучения и использования неморских карбонатных отложений для химической мелиорации почв: Пермь, 1982.
2. *Катаев В. Н., Аксарин В. В.* Линеаментный анализ территории г. Кунгура в целях карстологического прогноза// Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы конф. Пермь, 2007. С. 8—10.
3. *Лукин В. С.* Кунгурский речной узел // Моделирование геологических систем и процессов: Матер. конф. Пермь, 1996. С. 243—244.
4. *Несмеянов С. А.* Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004.
5. *Чайковский И. И.* Вихревые тектонические структуры Пермской области и мезо-кайнозойское минералообразование // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы конф. Пермь, 2002. С. 8—10.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТАБУЛЯТ В ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В. Ю. Лукин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lukin@geo.komisc.ru

В данной работе приведена общая характеристика стратиграфического распространения табулят верхнего силура и девона на основе изучения материала из различных стратиграфических горизонтов и районов западного склона севера Урала и Тимана. В отложениях указанного интервала на исследуемой территории, по нашим данным и данным предшественников насчитывается более 130 видов табулятоморфных кораллов, относящихся к 31 роду (*Favosites*, *Dictyofavosites*, *Pachyfavosites*, *Squameofavosites*, *Emmonsia*, *Thamnopora*, *Parastriatopora*, *Trachypora*, *Striatopora*, *Cladopora*, *Gracilopora*, *Alveolites*, *Crassialveolites*, *Squameoalveolites*, *Alveolitella*, *Caliapora*, *Coenites*, *Placocoenites*, *Scoliopora*, *Tiverina*, *Syringopora*, *Armalites*, *Tetraporinus*, *Thecostegites*, *Aulopora*, *Mastopora*, *Adetopora*, *Chaetetes*, *Cyclochaetetes*, *Pachytheca*, *Pachycanicula*).

Пржидольский ярус (верхний силур). В нижней части разреза яруса, в прослоях мергелей и комковатых глинистых известняков, встречаются единичные колонии табулят. Выше, в светло-серых массивных, криноидно-кораллово-брахиоподовых известняках преобладают остатки морских лилий и кораллов. Характерными видами являются *Favosites pseudoforbessi* Sok., *F. ramiferus* Chekh., *F. favositiformis* (Holt.), *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Sq. rusanovi* Tchern., *Sq. emmonsiaformis* Barsk., *Syringopora blanda* Klaam, *S. schmidti* Tchern., *S. gorskyi* Tchern., *Thecostegites tchernychevi* Barsk. Похожие комплексы табулят встречаются в верхнесилурийских отложениях Восточного склона Урала, Сибирской платформы, Подолии, Арктических островов (Долгий, Вайгач, Новая Земля) и Эстонии.

Лохковский ярус (нижний девон). Ярус на западном склоне Урала рассматривается в объеме овинпармского и сотчемкыртинского горизонтов. Отложения яруса сложены преимущественно толщей известняков, доломитовых известняков, доломитов и аргиллитов, содержащих остатки разнообразной фауны. В овинпармских слоях, вскрытых р. Кожым, наиболее многочисленными являются *Parastriatopora paradoxa* Chekh. и *Favosites socialis* Sok et Tes. Небольшие желваковидные и цилиндричес-

кие колонии этих кораллов переполняют отдельные прослои известняков мощностью до 0.2 м. Гораздо реже встречаются в породе остатки *Tiverina pershinae* Smirn. и *Favosites syvjuensis* Chekh. На Полярном Урале (р. Лек-Елец) в известняках лохковского яруса, слагающих сочтемкыртинский горизонт, заключены *T. faceta* Yanet, *Striatopora tshichatschevi* Peetz и *Favosites kozlowskyi* Sok. Комплексы табулят лохковского яруса севера Урала характерны для одновозрастных отложений восточного и западного склонов Урала. Кроме того, *Favosites kozlowskyi* Sok. широко распространен в нижнем девоне Подолии.

В лагунных и сублагунных образованиях филиппчукского горизонта (пражский ярус) остатки табулят крайне редки или вовсе отсутствуют.

Эмссский ярус (нижний девон). В отложениях нижнеэмского подъяруса (такатинский и вязовский горизонты) остатки табулят известны на Полярном Урале. В бассейне р. Лек-Елец подъярус представлен толщей преимущественно тонкозернистых доломитов с прослоями темно-серых глинистых доломитов и пластами строматолитов. Верхняя часть толщи представлена пластом (0.7 м), сложенным темно-серым мелкозернистым известняком, состоящим более чем наполовину из колоний строматопорат и табулят. Среди последних характерными видами являются *Squameofavosites bohemicus* Pouta, *Favosites kozlowskyi* Sok., *Cladopora crassa* Yanet и *Caliopora uralica* Yanet, известные из отложений нижнего девона Кузбасса, Урала и Подолии.

Более разнообразны табуляты в отложениях верхнеэмского подъяруса (койвенский, бийский горизонты). На Полярном Урале (р. Лек-Елец) в толще брекчиевидных известняков, глинистых известняков и комковатых мергелей встречаются остатки колоний табулят видов *Favosites goldfussi* Orb., *Pachyfavosites* sp., *Gracilopora paula* Yanet, *Alveolitella* sp. На Приполярном (бассейн р. Щугор) и Полярном (бассейн р. Лек-Елец) Урале заключен следующий комплекс табулят: *Favosites goldfussi* Orb., *F. arshaensis* Sok., *F. bijaensis* Sok., *F. shengi* Lin, *F. jaivaensis* Sok., *Pachyfavosites multiperforatus* Dubat., *Squameofavosites kulkovi* Dubat., *S. sp.*, *S. obliquespinus* Tchern., *Alveolites goldfussi* Bill, *A. insignis* Tchern., *A. tischhoffi* Dubat., *Caliopora uralica* Yanet, *C. idonea* Yanet, *C. primitiva* Yanet, *Gracilopora vermiculatis* Mc Coy, *G. paula* Yanet, *G. angusta* Yanet, *Syringopora dubia* Sok., *S. supragigantea* Sok. Близкие комплексы табулят характерны для койвенских и бийских отложений Урала, Русской платформы, а также для их аналогов в Кузбассе и Западной Европе.

Эйфельский ярус (средний девон). Ярус на территории региона представлен в основном различными органогенно-обломочными известняками с прослоями аргиллитов. Наиболее представительный комплекс табулят выявлен в разрезе яруса на Приполярном Урале (р. Сывью), где он состоит из видов, принадлежащих родам *Gracilopora*, *Alveolites*,

Crassialveolites, *Caliapora*, *Scoliopora*, *Syringopora*, *Armalites* и *Tetraporinus*. Такие широко распространенные в эйфельских отложениях Кузбасса, восточного склона Урала и Русской платформы виды, как *Syringopora eifeliensis* Shlt., *Gracilopora vermicularis* Mc Coy, *Alveolites tischnoffi* Dubat., *Caliapora uralica* Yanet, *Scoliopora gracile* Dubat., *Alveolites maillieuxi* (Salee sensu Lec.), *Crassialveolites crassus* Lec. встречаются в разрезе часто. Однако основную массу кораллов составляют колонии сиригнопорид. Важной особенностью этого комплекса является то, что помимо широко распространенного по всему земному шару рода *Syringopora* здесь присутствуют роды *Tetraporinus* и *Armalites*. Виды *Tetraporinus* установлены пока лишь в нижнем карбоне Китая и в силурийских и нижнекаменноугольных отложениях арктических областей России. В девонских отложениях представители этого рода не были известны. Малочисленные виды рода *Armalites* были обнаружены в верхней части нижнего и в нижней части среднего девона Кузбасса, и два вида были установлены в нижнем девоне Горного Алтая.

В породах сибиряковской и нижней части малопатокской свит в бассейне р. Шугор, которые соответствуют афонинскому горизонту, встречен комплекс табулят, включающий десять видов родов *Pachyfavosites*, *Alveolites*, *Gracilopora*, *Syringopora*, *Pachythesa*, широко распространенных в эйфельских осадках Урала и Кузбасса.

Живетский ярус (средний девон: чувоской, чеславский горизонты). На западном склоне севера Урала породы верхней подсвиты малопатокской и устьсотчемельской свит заключают табулят живетского возраста, в их числе *Thamnopora densa* Tchud., *Scoliopora denticulata* Lec., *Caliapora reducta* Yanet, *C. omoloniensis* Dubat., имеющие широкое распространение в разновозрастных отложениях восточного склона Урала и Кузбасса. Виды *Alveolites suborbicularis* Lam., *Crassialveolites multiperforatus* (Salee), *C. obtortus* Lec., *C. crassus* Lec. также встречаются почти повсеместно на данном стратиграфическом уровне. В рифовых образованиях в восточной подзоне Елецкой СФЗ на Приполярном Урале (бассейн р. Лемва) живетский ярус характеризуется наличием в разрезе различных каркасно-массивных рифовых известняков: водорослевых, кораллово-водорослевых, брахиоподово-кораллово-водорослевых. Среди многочисленных табулят наиболее характерны *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Thamnopora aliena alia* Yanet, *T. nicholsoni* (Frech), *T. aff. cervicornis* (Blainv.), *Striatopora jejuna* Dubat., *Caliapora battersbyi* (M. Edw. et Haime), *Coenites dubatolovi* Yanet, *Syringopora yavorskyi* Sok. var. *delicata* Tchern., *Pachythesa abdita* Yanet. Эти виды широко распространены в живетских отложениях Урала, Кузбасса и Западной Европы.

В западной подзоне Лемвинской СФЗ отложения верхней части живетского яруса (пашийский, кыновский горизонты), содержащие остат-

ки табуляты, установлены на р. Большая Надота. Здесь верхняя часть надотамылькской свиты, сложенная чередующимися пачками органогенно-обломочных известняков и глинистых сланцев, содержит конодонты зоны *hermanni-cristatus*. Из известняков этой части свиты определены шесть видов табуляты, среди них *Thamnopora densa* Tchud., *Crassialveolites crassus* (Lec.), *S. obtortus* (Lec.) и *Caliopora battersbyi* (M.-Edw. et Haime), известны в живецких отложениях Урала, Кузбасса и Западной Европы. Род *Adetopora*, представленный видом *A. rugulosa* Lukin sp. nov., впервые установлен в Тимано-Североуральском регионе. Близкий к нему вид *A. gaduini* Dubat. встречается в алчедатском горизонте живецкого яруса Кузбасса.

На Южном Тимане (Ухтинская антиклиналь) табуляты встречаются в отложениях тиманского горизонта (верхний живец), который представлен одноименной свитой, расчленяемой на две подсвиты. В породах верхней части подсвиты встречаются многочисленные брахиоподы и редкие ругозы и табуляты родов *Crassialveolites* и *Aulopora*.

Франский ярус (верхний девон). На территории западного склона севера Урала табуляты в верхнедевонских отложениях редки и имеют плохую сохранность или вовсе отсутствуют. Более широко они представлены во франских отложениях Тимана. На Среднем Тимане (бассейн р. Печорская Пижма) табуляты встречаются в мелководно-морских образованиях яруса. В известняках нижней части крайпольской свиты (саргаевский горизонт) найдены табуляты *Thamnopora trachyporoides* Dubat., *Crassialveolites domrachevi* (Sok.), *S. evidens* Dubat., *Mastopora compacta* (Tchern.). Доманиковский горизонт (средняя часть крайпольской свиты) сложен глинами с подчиненными прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Табуляты здесь представлены видами *S. evidens* Dubat., *Aulopora* sp., *M. compacta* (Tchern.). Самая верхняя часть крайпольской свиты (основание сирачойского горизонта) представлена коралловым биостромом. В массовых скоплениях колоний табуляты чаще преобладают виды *Crassialveolites crassiformis* и *Alveolitella* sp. Подобной структуры комплексы встречаются во франских отложениях Русской платформы, Западного Урала, Южного Верхоянья и северо-востока России.

На Южном Тимане (Ухтинская антиклиналь) в отложениях саргаевского, доманикового и ветлосянского горизонтов франского яруса табуляты не встречены. В породах верхней части сирачойского горизонта заключен богатый комплекс, состоящий из остатков коралловой и раковинной фауны. Табуляты представлены видами *Thamnopora rigida* Sok., *Gracilopora vermicularis* (McCoy), *Alveolites parvus* Lec., *Squameoalveolites squamatus* Luk., *Coenites fascicularis* Radug., *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et Haime), *Syringopora fragilis* Goldf., *Thecostegites bouchardi* (Michelin), *Aulopora minor* Goldf., *Mastopora compacta* (Tchern.). Разрез яруса здесь

завершают отложения нерасчлененных евлановского и ливенского горизонтов. На севере антиклинали этому интервалу соответствует ухтинская свита, нижняя толща которой, сложена доломитистыми и доломитовыми известняками и мергелями. Здесь встречаются редкие колонии ругоз, строматопорат и табулят родов *Aulopora*, *Crassialveolites*. Похожие комплексы табулят широко развиты во франских отложениях Западной Европы, Русской платформы и азиатской части России. Южнее Ухтинской антиклинали р. Воль вскрыты породы верхнего девона несколько иного характера. Франский ярус здесь представлен (снизу вверх) изьяельской, устьярегской, эктемшорской, вильской и ухтинской свитами. Табуляты были обнаружены в глинистых и алевролитистых известняках устьярегской свиты, где определены *Thamnopora* sp., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Crassialveolites multiperforatus* Salee, *C. domrachevi* (Sok.). В биогермно-коралловых известняках эктемшорской свиты весьма часто встречаются *C. multiperforatus* Salee и *Alveolites suborbicularis* Lam. В доломитовых известняках вильской свиты заключены немногочисленные *A. suborbicularis* Lam., *Alveolitella* sp. и редкие *Syringopora fragilis* Sok., *Thecostegites rossicus* Sok. В вышележащих породах табуляты не обнаружены.

Результаты биостратиграфического анализа показали, что табуляты пржидольского яруса верхнего силура Приполярного Урала имеют наибольшее сходство с аналогичными комплексами табулят белушьяинского и карповского горизонтов о. Вайгач, матвеевских слоев о. Долгого и каугатумаского и охесаареского горизонтов Эстонии. Сравнение комплексов табулят девонских отложений Полярного и Приполярного Урала и одновозрастных отложений соседних областей показывает, что они обнаруживают наибольшее сходство с табулятовыми комплексами обоих склонов Урала, Кузбасса. Так, виды табулят установленные в лохковском ярусе западного склона Полярного и Приполярного Урала, встречаются в сарайнинских и саумских отложениях восточного склона Урала, в томьчумышских и крековских толщах Кузбасса и Салаира. Верхнеэмские таксоны табулят региона имеют широкое распространение в тальтийском горизонте восточного склона Урала (зона *Conchidiella*), в шандинских слоях Кузбасса и в бийских отложениях Русской платформы. Живетские виды табулят западного склона севера Урала характерны для зоны *Stringoscephalus* Урала, для сафоновского и алчедатского горизонтов Кузбасса и старооскольских слоев Русской платформы. Табуляты верхнего девона Тиманского кряжа являются в основном космополитными видами и широко представлены в верхнедевонских отложениях от Западной Европы до северо-восточных областей России.

ХАРАКТЕР АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ВИСМУТА БОЛОТИСТОГО РУДНО-РОССЫПНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А. А. Лотина

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

anylotina@hotmail.com

Теллуриды висмута во многих случаях являются постоянными минералами золоторудных и золотосодержащих месторождений. Они характерны для многих золоторудных месторождений Урала (Кочкарское, Натальевское), Забайкалья (Дарасун, Средне-Голготайское, Березняковское), Северо-Востока (Эргелях, Лево-Дыбинское, Тугучак, Неннели, Басагуньинское, Аркачан). Подобная минерализация известна в Австралии (Тимбара, Калгури), Канаде (Омай, Даблин Галч, Ред-Монтбрей), США (Шотгун, Форт-Нокс, Крипл-Крик), Испании (Ортоса), Румынии (Нагиаг), Средней Азии (Кочбулак, Бургунда).

На Сихотэ-Алине это месторождения и рудопроявления Аскольд, Криничное, Путятинское (Южный Сихотэ-Алинь) и Болотистое (Северный Сихотэ-Алинь).

Рудопроявление Болотистое, на котором были изучены теллуриды и сульфотеллуриды висмута, локализовано в Сихотэ-Алинском орогенном поясе на западном фланге Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Оно расположено в зоне небольших интрузий габбро-диоритов позднемелового-палеогенового возраста, которые прорывают толщи нижнемеловых песчаников. Оруденение представлено серией кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в мел-палеогеновом массиве, который слагают габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты. Для этих прожилков характерно наличие висмутовых минералов, наблюдающихся в тесном сростании с золотом [1, 2].

Вследствие того, что теллуриды тесно связаны с золотом по времени образования и совместном нахождении, а также являются основными минералами главной продуктивной золото-висмут-теллуровой ассоциации, они были изучены более детально. Характеристика минералов этой группы была приведена на основе материалов, собранных в ходе полевых исследований геологического отряда ДВГИ в 2002 г. на участке Болотистом. В основном были исследованы висмутовые минералы из россыпей. Преимущественное развитие среди висмутовых минералов имеет теллуровисмутит и тетрадимит, редко в виде включений в них отмечается самородный висмут и висмутин [1]. Сульфотеллуриды висмута обладают сходными диагностическими свойствами и определение их весь-

ма затруднительно. Это потребовало применения рентгеноструктурного и микрорентгеноспектрального анализов.

Теллуровисмутит образует крупные пластинки и листоватые агрегаты, которые часто наблюдаются в самородном золоте с размером зерен до 1 см. Визуально цвет у теллуровисмутита серовато-стальной, блеск металлический. У него отмечена четкая листоватость агрегатов. В кварцевых прожилках теллуровисмутит отмечается совместно с тетрадимитом, висмутином, золотом и иногда сечется тонкими прожилками последнего. Размеры выделений теллуровисмутита в рудах колеблется от 0.12 мм до 0.3 мм. В россыпях размеры его зерен достигают до 2 см. По нему развиваются вторичные висмут-теллуровые минералы в виде кайм замещения. Полученные результаты анализа пересчитываются на формулу $(\text{Bi}_{1.95}\text{Pb}_{0.08})_{2.03}(\text{Te}_{2.94}\text{Se}_{0.03})_{2.97}$.

Тетрадимит иногда наблюдается в виде «сажистых» рубашек вокруг золотин. В кварцевых прожилках он образует крапленые выделения и скопления. Он отмечается как в сростании с теллуровисмутитом, висмутином и с золотом. Иногда он образует каемки вокруг теллуровисмутита. Результаты рентгеноспектрального анализа пересчитываются на формулы $\text{Bi}_{2.07}\text{Te}_{1.90}\text{S}_{1.03}$; $\text{Bi}_{2.05}\text{Te}_{2.03}\text{S}_{0.9}$; $\text{Bi}_{2.04}(\text{Te}_{1.92}\text{Se}_{0.02})_{1.94}\text{S}_{1.01}$.

Таким образом, можно сделать следующий вывод, что при формировании рудных зон рудопроявления Болотистого, принимали активное участие теллур и висмут. Наличие минералов висмута (теллуровисмутита и тетрадимита) позволяет отнести руды к золото-редкометальной формации.

Литература

1. *Иванов В. В., Замбржицкий А. И., Молчанова Г. Б.* и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурового оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 176—178.
2. *Степаненко В. М., Замбржицкий А. И., Буряк В. А.* Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе — показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Благовещенск, 2001. С. 145.

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОИДОВ В ЗОЛОТЫХ РОССЫПЯХ ЗАПАДНЫХ ОТРГОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В. В. Иванов, Л. Г. Колесова, А. А. Лотина

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

dom101@mai.ru

Характеризуются геология и минералы элементов платиновой группы (ЭПГ) золотых россыпей, которые встречаются на весьма протяженном расстоянии в различных структурно-вещественных комплексах Сихотэ-Алиня. Прежде всего, в пределах юрско-раннемеловой аккреционной призмы (ЮРАП). Для большинства из них минералы ЭПГ не были известны до проведения нами исследований.

Платиноносные золотые россыпи Самаркинского террейна. Район исследования приурочен к верхнему структурному уровню Самаркинского террейна, к Себучарскому субтеррейну, в котором чередуются разновозрастные и разнофациальные терригенные образования (турбидитовые и меланжовые) и аккрецированные фрагменты разрозненного офиолитового разреза.

Площадь известной сапфириносной золотой аллювиальной россыпи р. Кедровка (приток р. Большая Уссурка, Центральное Приморье), где в тонкой фракции шлихов редко встречаются минералы ЭПГ, сложена смятыми в складки пермскими (песчаники, алевролиты, пепловые туфы), триасовыми (кремнисто-глинистые породы, базальты) и юрскими (олистростромовая толща — алевролиты, песчаники с включениями инородных древних блоков) толщами. Магматические породы: позднеюрские диориты, габбро-диориты, меймечиты и пикриты, позднемеловые граниты и гранодиориты, кайнозойские щелочные базальты (потоки, магмовыводящие аппараты). Предшественниками первоначально в россыпи среди минералов ЭПГ были обнаружены лишь зерна без кристаллографических очертаний. Это сплавы системы Ir—Os—Ru, в частности самородный иридий с примесью Ru, Pt и Rh, а также сульфиды эрликманит-лауритового ряда. Затем в других шлихах из данной россыпи нам удалось установить и мелкие кристаллы аналогичных минералов.

Южнее в данном террейне ЮРАП минералы ЭПГ в виде единичных зерен обнаружили петрологи ДВГИ в протолочке из пород титаносного Ариадненского массива, относящегося к сихотэ-алинским плутонам щелочно-ультраосновной формации. Еще далее на юг сотрудниками ЦНИГРИ были отмыты зерна изоферроплатины из рыхлых отложений близ контакта Кокшаровского массива, который имеет аналогичную формационную принадлежность.

Платиноносные золотые россыпи Наданьхадо-Бикинского террейна (НБТ). Район исследования размещен в восточной части НБТ близ северо-западной границы клиновидного выступа Ханкайского массива. По составу и строению НБТ близок Самаркиному, Хабаровскому и отчасти Баджалскому соседним террейнам ЮРАП. НБТ представлен пакетом тектонических пластин триасово-нижнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных и меланжевых образований с обломками и блоками палеозойских и мезозойских кремней, известняков и базальтоидов. Одним из крупных разрывных нарушений в этом Алчано-Улиткинском рудно-россыпном узле (АУРРУ) является Польшаевский разлом. Проявления золотой минерализации, сопровождаемые в этом районе северо-западного Приморья многочисленными россыпями, связывают, как правило, с мезозойскими гранитоидами.

Минералы ЭПГ обнаружены нами в аллювиальных россыпях золота, которые с шагом в 10 км размещены в зоне динамического влияния Польшаевского разлома.

Один из россыпных объектов, что в верховьях р. Бешеной (приток р. Алчан), примечателен глубокозалегающей россыпью золота, в верхней части которой плотик представлен преимущественно изверженными породами. Для данной площади АУРРУ, сложенной триас-юрскими и меловыми отложениями, которые прорваны мелкими телами гранитоидов, подчеркнем развитие юрских щелочных магматитов, включая эруптивные тела (с аксессуориями мелких алмазов) и дайки щелочных пикритов. В тонкой фракции шлихов среди ЭПГ нами установлены примерно в равных количествах зональные и многофазные зерна Os—Ir—Ru сплавов (доминирует самородный осмий, весьма редко встречается рутений) и средних членов изоморфного ряда RuS_2 — OsS_2 .

Второй более северный россыпной объект (междуречье Улитка и Предгорная) примечателен тем, что среди триас-юрских терригенных отложений здесь развиты щелочные базальты и пикриты, вмещающие тела меймечитов.

Кроме того, здесь локализован родственный им Польшаевский базит-гипербазитовый массив, подобный сихотэ-алинским плутонам щелочно-ультраосновой формации. Рядом с ним отработана аллювиальная россыпь золота. Ее коренным источником питания золота, вероятно, служила преимущественно арсенопирит- и висмутин-золото-кварцевая минерализация, ассоциировавшаяся с гранитоидами, мелкие штоки которых прорывают отмеченный массив и вмещающие его породы. Вместе с тем, примесь Pd в некоторых пробах золота указывает на то, что часть металла могла поступить в россыпь и за счет разрушения золото-платиноносных образований. Среди минералов-спутников золота обнаружены микрокристаллы гексагональных Os—

Ir—(Ru) сплавов (в том числе иридистого осмия) и дисульфидов лаурит-эрликманитового ряда с включениями медистого пентландита.

Платиноносные золотые россыпи Журавлевского террейна. Объект исследования, относительно новое на юге Хабаровского края Болотистое рудно-россыпное поле, приурочен к раннемеловому Журавлевскому террейну вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, по которому он граничит на востоке с Самаркинским террейном. Журавлевский террейн, являющийся фрагментом турбидитового бассейна, сложен дислоцированными толщами терригенных пород. Среди них на валанжинском уровне разреза редко встречаются потоки внутриплитных базальтов. На складчатые структуры наложены палеоген-неогенового образования Западно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Теллур-висмут-(платиноидно)-золотая минерализация на участке Болотистом приурочена к небольшому массиву габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов (мел-палеоген), который в эрозионном окне среди неогеновых базальтов прорывает моноклиально залегающие меловые алевролиты и песчаники. Богатые россыпи в сопряженных друг с другом ручьях, берущих начало от этого коренного источника, имеют высокопробное золото с примесью Pd. Минеральная форма палладия — отдельная тема для рассмотрения, что касается и находки в россыпи алмаза.

Минералы ЭПГ в шлихах обнаружены нами в виде самостоятельных зерен (с разнотипной концентрационной и фазовой неоднородностью), микровключений и кайм. Они представлены средними членами изоморфного ряда лаурит-эрликманит, в которых содержание Ir варьирует от 1.19 до 11.92 мас. %. В качестве редких микровключений в них зафиксированы Os—Ir сплавы с незначительной примесью Ru. Присутствие осмия установлено и в керне из рудной зоны.

В заключении отметим, что идентифицированная нами видовая принадлежность минералов ЭПГ рассмотренных объектов, которые образуют в регионе платиноидный металлогенический пояс, не случайно совпадающий вдоль Сихотэ-Алинского разлома с протяженным ареалом позднеюрско-раннемеловых пород меймечит-пикрит-щелочнобазальтовой ассоциации, важна для типизации источников платиновых минералов, встречающихся в россыпях региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ-ДВО (грант 06-05-96106).

МЕССБАУЭРОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ФАЗ КОНКРЕЦИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

А. Ю. Лысюк

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

cryst@geo.komisc.ru

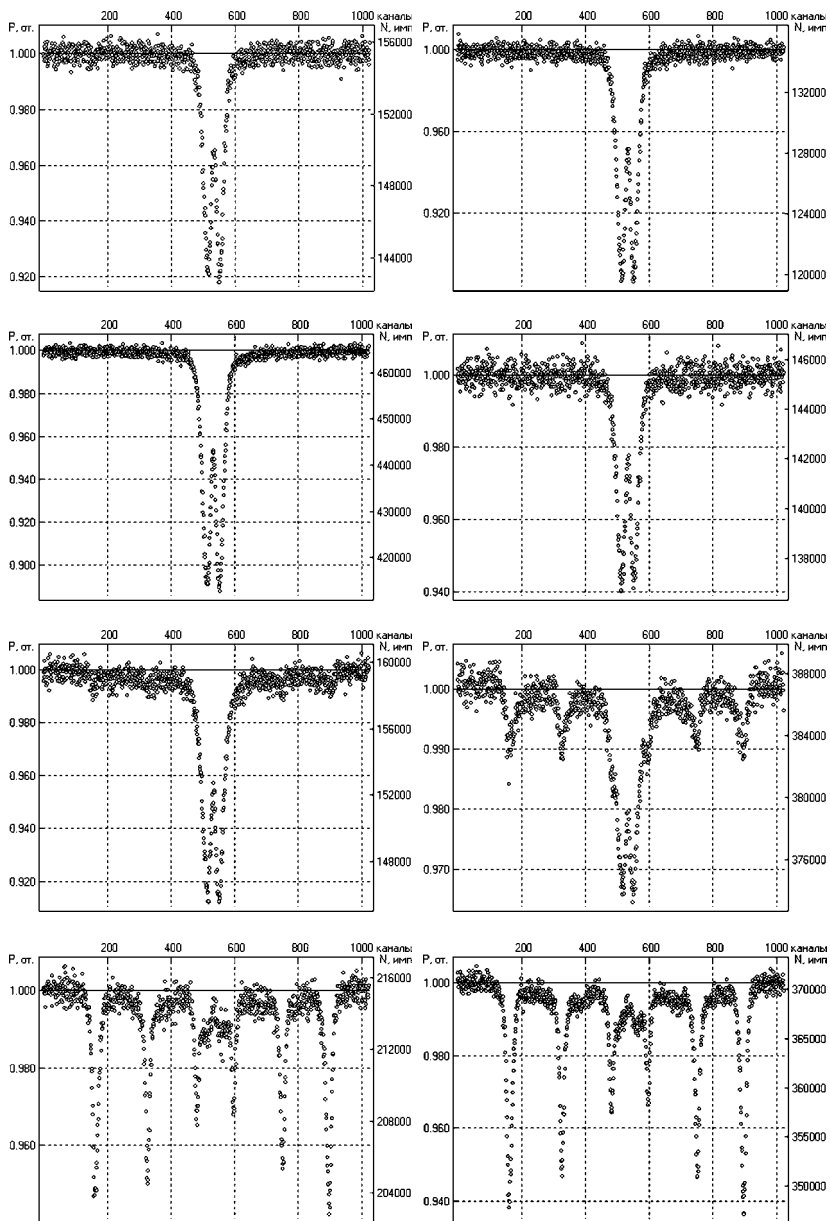
Нами исследовались железосодержащие фазы конкреций Балтийского моря (северо-восточная часть Финского залива, месторождение Вихревое). В комплекс научно-исследовательских методик входили рентгеноструктурный анализ и минералогические исследования образцов в естественном состоянии и после высокотемпературного нагрева, а также рентгенолюминесцентный, термический анализы и мессбауэровская спектроскопия.

По данным химического и рентгенолюминесцентного анализов исследованные образцы относятся к классу железистых конкреций с содержанием (в %): MnO — 28.99, Fe₂O₃ — 36.74, P₂O₅ — 4.5, Al₂O₃ — 4.7, SiO₂ — 18.42, S — 0.51, K₂O — 1.3, CaO — 2.5, TiO₂ — 0.29, ZnO — 0.12, Sr — 0.13, Ba — 0.18 и др.

Железомарганцевые конкреции сложены тонкодисперсными минеральными фазами, диагностика которых крайне затруднена. Данные фазы дают слабые, размытые рефлекссы на рентгенограммах, очень часто рефлекссы разных фаз совпадают. В этом случае информативным является использование высокотемпературного нагрева с последующим исследованием новообразованных фаз. Нами изучалось влияние высокотемпературного нагрева на вещество конкреций в воздушно-сухом состоянии. Нагрев производился в муфельной печи на разных температурах (от 200 до 900 °С с интервалом через 100 °С). В каждой точке вещество конкреций выдерживалось до 2 часов с последующим исследованием продуктов прокаливания.

По результатам дифрактометрических исследований установлено, что в исходных образцах железомарганцевых конкреций Балтийского моря в кристаллической форме находятся только марганецсодержащие фазы, такие как бернессит, вернадит, асболан, Mn₂O₃. Среди минералов-примесей выявлены кварц, полевой шпат, монацит, барит, филлипсит. Результаты термического анализа показывают изменение структурного состояния фаз, слагающих конкреции. Четко прослеживается эндотермический эффект в области 220—230 °С, обусловленный потерей основной массы слабосвязанной воды. Потеря веса в интервале 700—900 °С связана с образованием магнитных фаз железа.

Мессбауэровские спектры железомарганцевых конкреций, прогретых при различных температурах и результаты их обработки представлены на рисунке. В образцах прогретых при температуре не выше 500 °С на-



Мессбауэровские спектры железомарганцевой конкреции Балтийского моря, прогретой при различных температурах в течение 2 часов

блюдается несколько асимметричный дублет с изомерным сдвигом около 0.35 мм/с, квадрупольным расщеплением 0.92 мм/с и шириной линии около 0.65 мм/с, показывающий, что железо в образцах находится в трехвалентном состоянии. Для удовлетворительного описания спектров достаточно модели двух дублетов с примерно равным изомерным сдвигом и различными квадрупольными расщеплениями.

Дублет с меньшим расщеплением ($\sigma = 0.35—0.37$, $\Delta = 0.64—0.67$, $\Gamma = 0.34—0.41$ мм/с) имеет параметры, характерные для гидроксида железа. Однако в ЖМК Балтийского моря только 20—30 % ионов железа соотносятся с этим минералом. Большая часть железа (70—80 %) в изучаемых образцах представлена другой минеральной формой, обуславливающей дублет с большим квадрупольным расщеплением — $\sigma = 0.34$, $\Delta = 0.97—1.13$, $\Gamma = 0.62—0.66$ мм/с. Такие значения квадрупольного расщепления наблюдались в комплексных оксидах и гидроксидах железа и марганца. Возможно, в данном случае, ионы железа, ответственные за основной дублет в спектрах ЯГР, локализованы в марганцевой минеральной фазе, например, вернадите — $(\text{MnO}_2)(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca}, \text{Na})(\text{O}, \text{OH})_2 \times \text{H}_2\text{O}$, или ее безводном варианте.

Судя по полученным спектрам ЯГР, при отжиге сначала $\gamma\text{-FeOOH}$ и несколько медленнее вторая железо-марганец-оксидная фаза преобразуются в новые фазы железа с секстетной магнитной структурой спектра. Следы секстетов в спектрах появляются после отжига при 600 °С, а после отжига при 900 °С спектр становится почти чисто секстетным с небольшим вкладом дублета от второй фазы железа. Конечными продуктами отжига является гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, обуславливающий магнитную структуру в спектре ЯГР с $H_{\text{int}} = 502$ кЭ, и его марганецсодержащий аналог — $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, наличие которого обязан второй секстет с $H_{\text{int}} = 357$ кЭ, причём на долю гематита приходится более 70 % железа.

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ КАРСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ

А. Ш. Магомедова, И. В. Попов, В. В. Удоратин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

popov@geo.komisc.ru. udoratin@geo.komisc.ru

Изучению микросейсмического процесса, его структуры, основных типов составляющих его волн, выяснения их природы посвящены многочисленные работы. Это было вызвано, в первую очередь, необходимостью борьбы с помехами, которые осложняли регистрацию полезных сигналов. В настоящее время существует большое число гипотез о происхождении микросейсмических колебаний. Большинство исследователей придерживаются мнения, что микросейсмические колебания в диапазоне частот 0.1—0.5 Гц обязаны своим происхождением штормам на акваториях морей и океанов, являются откликом на воздействие стоячих волн на дно акваторий и названы в большинстве работ штормовыми микросейсмами. Большой интерес у исследователей вызывают колебания с частотой 1 Гц, поскольку совпадают с частотой полезного сигнала, однако источники таких сигналов остаются пока неясными. Исследовались также временные и пространственные вариации микросейсмических колебаний. Следует отметить, что в большинстве работ на ранних периодах исследований микросейсмический процесс рассматривался без значимой связи с геологическим строением. С конца 70-х годов все чаще обращается внимание на возможность использования особенностей микросейсмического процесса для решения геологических задач (Землетрясения и сейсмичность..., 2007).

В настоящей работе изложены некоторые характерные особенности микросейсмического процесса, полученные на основе анализа сейсмологических наблюдений, проведенных в Карской кольцевой структуре.

Микросейсмический фон — это сложный волновой процесс, обусловленный одновременным воздействием нескольких источников и состоящий из разных типов волн. Его можно представить как композицию большого числа периодических и непериодических колебаний с разными периодами, источниками которых являются как природные, так и техногенные воздействия. К природным можно отнести волнения на акваториях морей и океанов, возмущения в ионосфере, геомагнитные микропульсации, а также собственный шум Земли, связанный с особенностями геологического строения и геодинамической ситуации в месте установки сейсмической станции. Техногенные (антропогенные) источниками являются взрывы, движения транспорта, работа трансформаторов, мото-

ров и агрегатов и т. д., т. е. все источники, так или иначе связанные с деятельностью человека.

Район проведения сейсмологических наблюдений (Карская впадина, Пай-Хойское поднятие) расположен далеко от населенных пунктов (ближайший — г. Воркута находится в 200 км), поэтому влияние техногенных помех нами не учитывалось, за исключением микросейсм, временно инициируемых работой электрогенератора и движением вездехода. Основным источником микросейсмического процесса был природный.

Сейсмические наблюдения были выполнены на четырех пунктах, расположенных в 10—12 км между собой. Сейсмические станции устанавливались на коренных отложениях на поверхности. Наблюдения проводились с помощью сейсмоприемников СКМ-3М и СМЗ-КВ в частотном диапазоне от 0.05—40 Гц. Время наблюдений составляло — ПН№ 1, ПН№ 2 — 12 дней, ПН№ 3, ПН№ 4 — 20 дней, с одновременной записью на двух станциях.

При исследовании сейсмического процесса нами использовался параметр, который отражает его свойства во временной и частотной области, а также длительность временного интервала, в котором он устойчиво определяется. В качестве такого параметра был выбран уровень интенсивности микросейсмического процесса в определенном интервале и в определенной частотной области.

Для анализа спектрального состава микросейсмического поля исследовались записи сейсмических станций в интервале 10 минут через каждые 3 часа. Далее проводилась статистическая обработка спектров сигналов по интенсивности и во времени.

В структуре микросейсмического фона в диапазоне основных частотных областей сейсмические колебания имеют разную интенсивность, по-разному изменяются по времени, специфически реагируют на природные факторы.

В соответствии со спектральными особенностями микросейсмического процесса в его составе можно выделить пять основных частотных областей: низкочастотную (0.05—0.1 Гц), область штормового микросейсма (0.1—0.6 Гц), область спектрального минимума (0.7—2 Гц), среднечастотную (2—5 Гц), относительно высокочастотную (10—15 Гц). В таблице показаны области частотного диапазона для отдельных пунктов наблюдения (Гц).

Низкочастотная область (0.05—1 Гц) проявляется на всех спектральных графиках по всем пунктам наблюдения. Особо следует остановиться на выделении сейсмических волн с периодом 13 минут (0.0015 Гц). Эта волна наиболее интенсивно проявляется с близостью к морю, что дает нам основание связывать ее с приливно-отливной деятельностью.

Область частот штормового микросейсма также регулярно проявля-

	ПН№ 1	ПН№ 2	ПН№ 3	ПН№ 4
Низкочастотная	0.05—0.1	0.01—0.1	0.07—0.1	0.01—0.1
Штормовая	0.1—0.6	0.1—0.5	0.1—0.8	0.1—0.5
Спектрального минимума	0.7—2	0.6—2	0.8—2	0.5—2
Среднечастотная	2—4	2—5	2—5	2—5
Относительно высокочастотная	10—15	10—15	10—15	10—15

ется на записях всех пунктов наблюдения, обладая временной и пространственной стабильностью.

Наиболее подвержены вариациям области частот 0.5—2 Гц и 2—5 Гц.

Анализ зависимости микросейсмического процесса от метеорологических факторов включает значения атмосферного давления, скорости и направления ветра, количества осадков, температуры и т. д. Поскольку наблюдения выполнялись в короткий период, то каких-либо корреляционных связей с температурой, осадками, и давлением нами не отмечалось. Основным фактором микросейсмического фона являлся ветер и грозы. При увеличении скорости ветра значительно повышался уровень микросейсм в диапазоне частот 2 —5 Гц. На спектральных графиках этот уровень достигал максимальных значений, выделяемых на горизонтальных, в меньшей степени на вертикальной компонентах (при сильных порывах ветра). Вариации интенсивности микросейсмического процесса в диапазоне частот 0.5—2 Гц в меньшей степени подвержены зависимости метеорологических факторов. Именно в этой области находится выделяемый нами полезный сигнал.

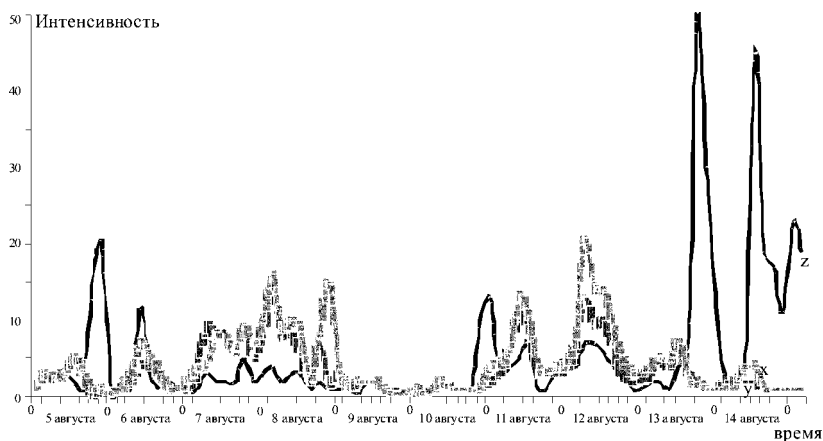


График динамики уровня микросейсмического процесса в области частот 0.01—16 Гц

Источник микросейсм в диапазоне высоких частот от 10—15 Гц остается не известным. В какой-то степени его можно было бы отнести к техногенному источнику, отмечая работу электрогенератора. Однако он проявляется постоянно на всей компонентах с ровным уровнем интенсивности.

Для примера представлен график изменения интенсивности среднесуточного уровня микросейсмического процесса на ПН№1.

Литература

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск, 2007. 381 с.

УМЕНЬШЕНИЕ ПЛОТНОСТИ МИНЕРАЛОВ С УВЕЛИЧЕНИЕМ РАЗМЕРА ЗЕРЕН КАК РЕЗУЛЬТАТ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ СОРТИРОВАННОСТИ (НА ПРИМЕРЕ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ ЧЕТЛАСКОГО КАМНЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ ИЧЕТЬЮ)

Б. А. Макеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

mak@geo.komisc.ru

Гряда Четласский Камень расположена на Среднем Тимане в 40—50 км западнее алмазоносного проявления Ичетью (Средний девон). Происхождение последнего до настоящего времени остается остро дискуссионным. В ходе данной работы были изучены закономерности изменения плотности минералов в зависимости от их массы.

Гранулометрическое распределение минералов тяжелой фракции изученных объектов носит логнормальное распределение [3]. Данное распределение зерен минералов шлиха позволяет подсчитать их среднюю массу в классе крупности +0.25 мм по формуле: $M_{cp} = M/n$, где M — общая масса зерен минерала, n — количество зерен.

Плотность минералов определялась методом микробюреток по формуле $\rho = m/V = 4m/\pi d^2(n_2 - n_1)C = Km/(n_2 - n_1)$, где $K = 4/(\pi d^2 C)$ константа трубки вычисляется при помощи эталона с известной плотностью по формуле $K = \rho(n_2 - n_1)/m$. В качестве эталона использовался кварц ($\rho = 2.65 \text{ г/см}^3$) [1].

Средняя масса (мг) и плотность (г/см^3) зерен класса крупности +0.25 мм современного аллювия Четласского камня соответственно составили: альмандин (0.082 и 3.86), амфибол (0.094 и 3.53), гематит (0.087 и 4.24), кианит (0.090 и 3.76), ильменорутил (0.073 и 4.13), ильменит (0.079 и 3.79), турмалин (0.078 и 3.69), хромшпинелиды (0.083 и 4.28). Средняя масса (в мг) и плотность (в г/см^3) зерен класса крупности +0.25 мм проявления Ичетью соответственно составили: альмандин (0.129 и 3.88), золото (0.017 и 19.3), ильменорутил (0.585 и 4.16), ильменит (0.079 и 3.80), колумбит (0.266 и 4.86), лейкоксен (0.100 и 3.32), монацит (0.210 и 4.91), турмалин (0.076 и 3.59), хромшпинелиды (0.373 и 4.14). Средняя масса алмаза в классе крупности +2 мм, для проявления Ичетью, составляет 52.6 мг [2].

В гетите, ставролите, ильменорутиле и куларите изученных объектов обнаружена закономерность уменьшения плотности с увеличением массы зерен (рис. 1—4). При изучении рентгенограмм ставролита была выявлена линейная зависимость между гранулометрической размерностью

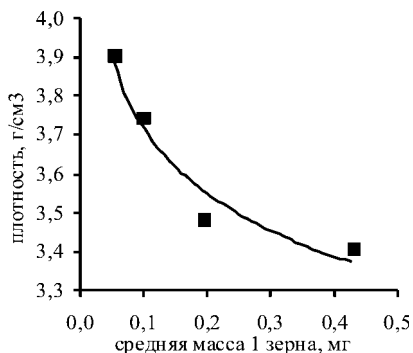


Рис. 1. Изменение плотности куларита в зависимости от средней массы одного зерна, современный аллювий, р. Правая Бобровая, Четласский камень

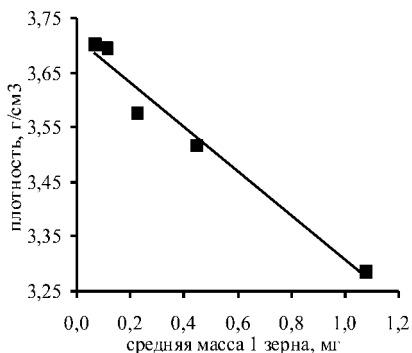


Рис. 2. Изменение плотности ставролита в зависимости от средней массы одного зерна, современный аллювий, р. Правая Бобровая, Четласский камень

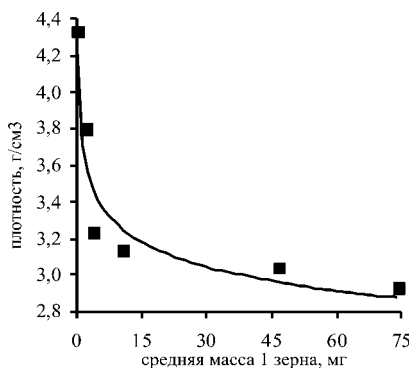


Рис. 3. Изменение плотности гетита в зависимости от средней массы одного зерна, проявление Ичетью, карьер № 43

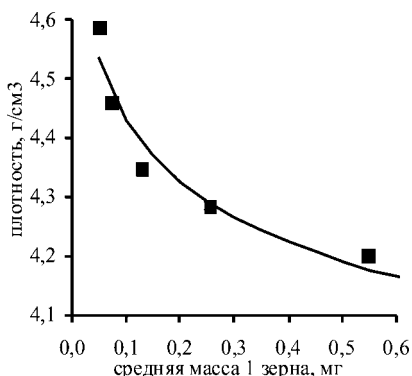


Рис. 4. Изменение плотности куларита в зависимости от средней массы одного зерна, проявление Ичетью, карьер № 43

зерен и содержанием включений кварца [4]. Гранулометрическое разделение зерен по классам крупности производилось с помощью набора сит 0,25, 0,3, 0,4, 0,5 и 0,6 мм. Рентгенофлуорисцентным методом отмечено увеличение количества примазок кварца с увеличением размера зерен у гетита, ильменорутила и куларита.

При наложении всех полученных в ходе измерений данных получаем аналогичную суммарную зависимость средней массы зерен от плотности минералов (рис. 5, 6). Таким образом, выявленная зависимость уменьшения плотности минералов с увеличением размера зерен является результатом их гидродинамической сортировки в процессе формирования россыпи.

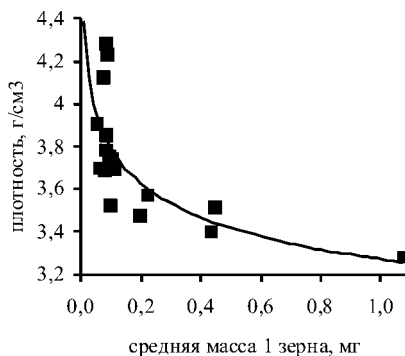


Рис. 5. Изменение плотности минералов в зависимости от средней массы одного зерна, современный аллювий, р. Правая Бобровая, Четласский камень, (n = 17)

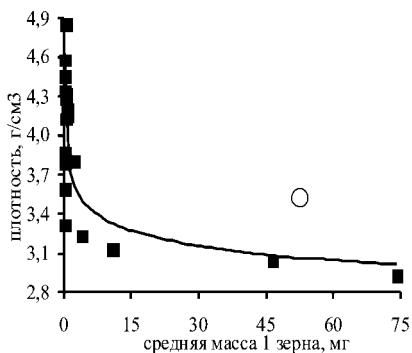


Рис. 6. Изменение плотности минералов в зависимости от средней массы одного зерна, проявление Ичетью, карьер № 43, (n = 19). Кружком отмечен средний размер алмаза (= 3.52 г/см³) [2]

Литература

1. Ильинский Г. А. Определение плотности минералов. Л.: Недра, 1975. 119 с.
2. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
3. Макеев Б. А. Особенности распределения минералов тяжелой фракции продуктивного пласта месторождения Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 10-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 129—131.
4. Макеев Б. А. Сортированность минералов тяжелой фракции как показатель гидродинамических процессов на примере современного аллювия Четласского Камня и алмазоносного проявления Ичетью // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007. № 8. С. 23—24.

КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

Д. О. Машин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

denis.mashin@gmail.com

Задача классификации является одним из этапов формирования представлений об окружающем нас мире. В случае, когда объект или явление охарактеризованы с помощью значений всего лишь одного показателя, выявление близких по значению групп не представляет особых сложностей. Когда же объект или явление представлены множеством характеристик, для выявления однородных групп значений обращаются к группе методов математической статистики, называемых многомерным анализом.

Кластерный анализ (КА) — это способ группировки многомерных объектов, основанный на представлении результатов отдельных наблюдений точками подходящего геометрического пространства с последующим выделением групп как «сгустков» этих точек. «Кластер» (cluster) в английском языке означает «сгусток», «гроздь (винограда)», «скопление (звезд)» и т. п. Группа методов кластерного анализа так же известна под названиями «распознавание образов без учителя», «стратификация», «таксономия», «автоматическая классификация» [1]. Существует большое количество алгоритмов кластерного анализа, практически для всех можно выделить следующие моменты:

- исходные данные для кластеризации всегда заданы таблично и представляют собой либо совокупность заданных значений какой-либо переменной, либо меру степени близости объектов;
- в случае неоднородности единиц измерения перед началом классификации данные стандартизируются, т. е. приводятся к единому диапазону значений;
- результаты работы алгоритма кластеризации чаще всего представлены в виде дендрограммы, называемой так же деревом объединения.

В геологии нефти и газа возможно применение кластерного анализа для выделения геологических объектов, под которыми понимаются материальные тела: пласт, водо-нефтяной контакт, пачка пластов, месторождение, схожие с точки зрения химического состава группы нефтей и т. д. [2]. В работе Л. Ф. Дементьева [3] рассматривается применение КА для группирования залежей нефти по комплексу геолого-промысловых признаков.

Автору представляется возможным использование метода кластерного анализа при комплексном рассмотрении результатов геофизических

исследований скважин с целью выявления петрофизически однородных слоев породы и последующей коррекции скоростной характеристики разреза скважины. Рассмотрим это на следующем примере: пусть свойства пород пяти основных типов (А, Б, В, Г, Д), слагающих разрез скважины, представлены в виде распределений свойств А, В и С (рис. 1), полученных по данным геофизических исследований в скважине. Проведение кластерного анализа над зависимостями $A(h)$, $B(h)$, $C(h)$ даст интерпретатору полезную информацию о возможном количестве петрофизически однородных пород, выделяемых с помощью данной группы методов (А, В, С).

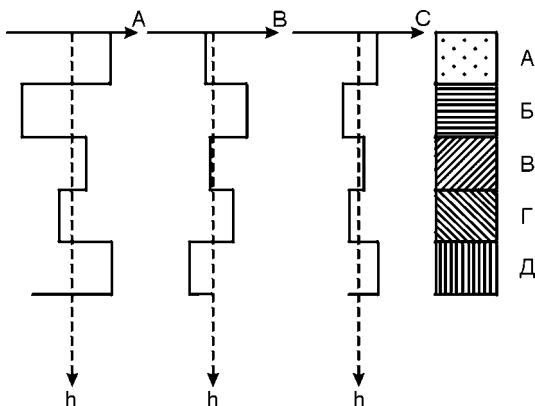


Рис. 1. Схема распределения свойств горных пород в разрезе скважины

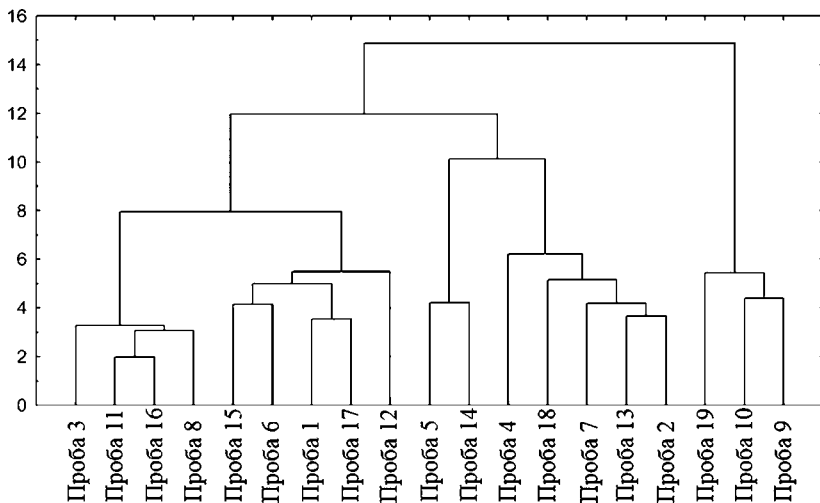


Рис. 2. Дендрограмма, построенная по результатам группирования исследуемых нефтей

Нами КА применялся также для классификации нефтей Ижма-Печорской впадины по геохимическим данным молекулярного состава алкановых и циклановых углеводородов. Задача состояла в выявлении генетических признаков нефтей различных стратиграфических горизонтов, расположенных в разных структурно-тектонических зонах. Анализу подверглись нефти, залегающие в отложениях терригенного и карбонатного девона, карбонатах нижней перми — верхнего карбона и песчаниках верхней перми. В результате применения метода КА удалось разделить исследуемые нефти на три, а при меньшем шаге вероятностного схождения на пять групп (рис. 2).

Литература

1. *Мандель И. Д.* Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
2. *Хургин Я. И.* Проблемы неопределенности в задачах нефти и газа. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2004. 320 с.
3. *Дементьев Л. Ф.* Математические методы и ЭВМ в нефтегазовой геологии. Учеб. пособие для вузов. М.: Недра, 1983. 189 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ ГРАНИТОИДНОЙ СИСТЕМЫ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ПРИМОРЬЕ

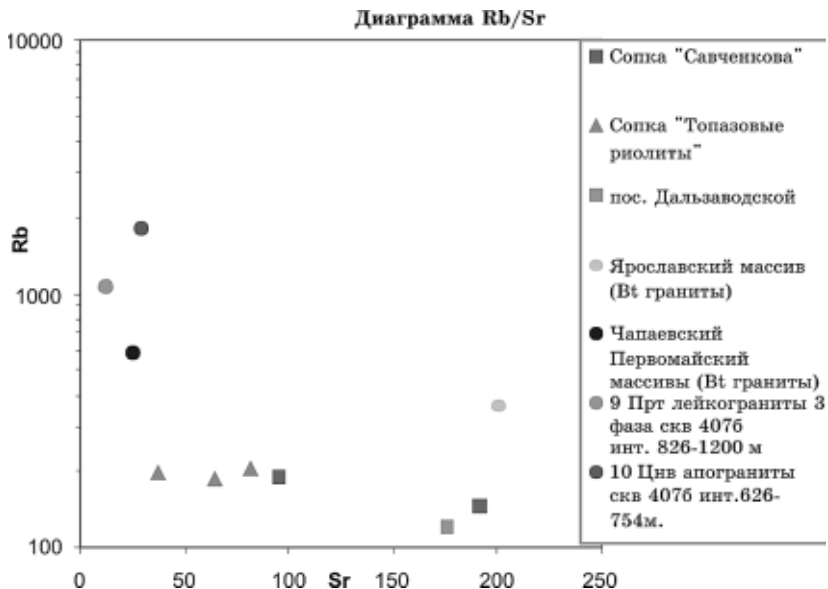
В. И. Михайлов, Е. В. Баданина

СПбГУ, Санкт-Петербург

mihailov_86@mail.ru, badanina_elen@mail.ru

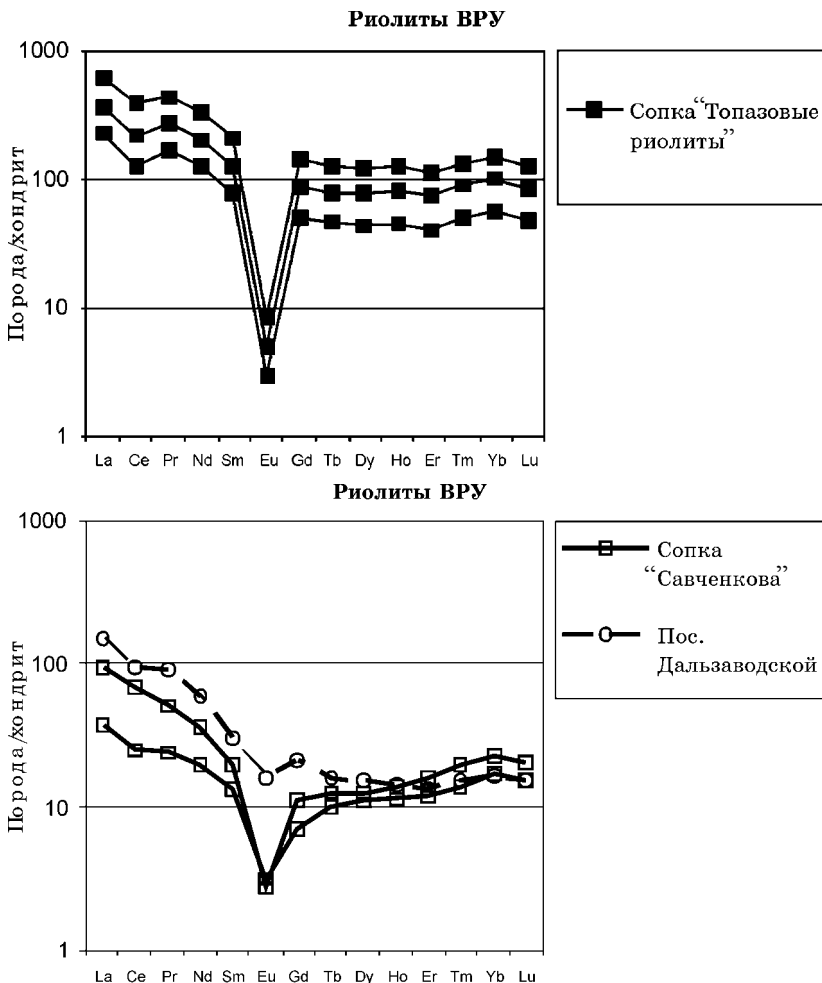
Объектом исследования послужили гранитоиды и эффузивные образования, относящиеся к Вознесенскому комплексу в пределах Вознесенского рудного узла (ВРУ) в Приморье. На изучаемой территории породы этого комплекса представлены на следующих объектах: Первомайский, Чапаевский и Ярославский биотитовые граниты, лейкограниты Кировского массива, а так же эффузивные образования сопки «Савченкова» и «Топазовые риолиты». Для сравнения взяты девонские риолиты, расположенные в районе пос. Дальзаводской [1].

В качестве геохимических критериев степени дифференцированности гранитоидной системы изучаемого рудного узла нами рассматриваются уровни концентрации Rb и Sr, а так же концентрации редкоземельных элементов (REE) в породах. Содержание РЗЭ анализировались методом ISP-MS, Rb и Sr определялся методом рентгено флуоресцентного анализа [2].



Бинарная диаграмма Rb-Sr показывает положение изученных объектов по возрастанию степени дифференцированности. Как видно из рисунка, наиболее дифференцированными оказались лейкограниты из скважины 4076 Кировского массива. Менее дифференцированными являются биотитовые граниты Первомайского и Чапаевского массивов, Rb/Sr отношение в них достаточно велико — 23.68. Отдельно обособились граниты Ярославского массива. Для них характерно относительно небольшое содержание Rb при повышенном содержании Sr.

Собственно эффузивные породы образовали 3 поля. Наиболее низкое содержание Rb и напротив достаточно высокое содержание Sr характерно для риолитов пос. Дальзаводской, Rb/Sr отношение в них равно 0.69.



Риолиты сопки «Савченкова» отличаются несколько более высоким содержанием Rb и несколько меньшим содержанием Sr. В этом ряду более дифференцированными оказались породы сопки «Топазовые риолиты». В этих породах Rb/Sr отношение составляет 5.3 при относительно небольшом содержании Rb и низком содержании Sr.

По характеру распределения спектров редкоземельных элементов (REE) в риолитах исследуемых объектов можно выделить ряд закономерностей.

Наиболее дифференцированными являются породы сопки «Топазовые риолиты». В них отчетливо проявлена интенсивная отрицательная европиевая аномалия, небольшое преобладание легких REE (LREE) над тяжелыми REE (HREE). Среднее содержание REE в этих породах составляет 309 ± 20 г/т. Риолиты сопки «Савченкова» характеризуются отрицательно проявленной европиевой аномалией и небольшим преобладанием LREE над HREE. Среднее содержание REE составляет 98 ± 36 г/т. В риолитах, которые обнажаются недалеко от пос. Дальзаводской, можно наблюдать практически полное отсутствие европиевой аномалии и небольшое преобладание LREE над HREE. Суммарное содержание REE несколько выше, чем в риолитах сопки «Савченкова» и составляет 192 г/т.

Наиболее информативными с точки зрения поведения редких и летучих элементов оказались лейкограниты Вознесенского комплекса. Для определения первичного состава материнского расплава лейкогранитов, был выполнен эксперимент по гомогенизации расплавных включений (PB) в кварце (фото 1, 2, 3). После эксперимента PB представляли собой силикатное стекло.

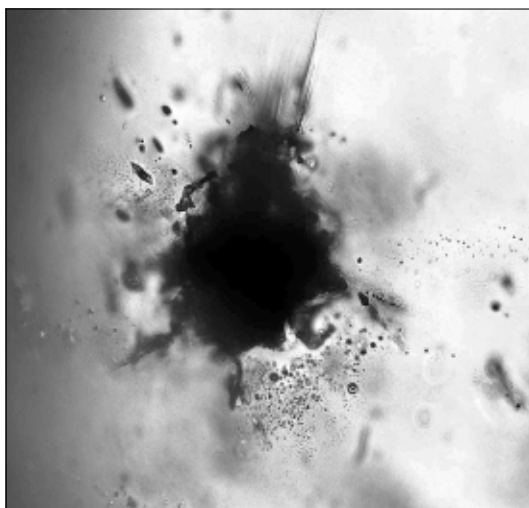


Фото 1. Расплавное включение в кварце

Фото 2. Кварцевое зерно

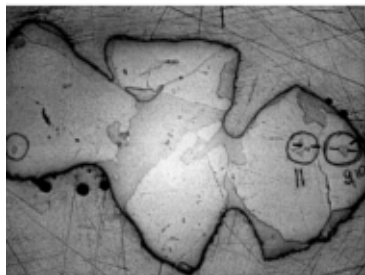
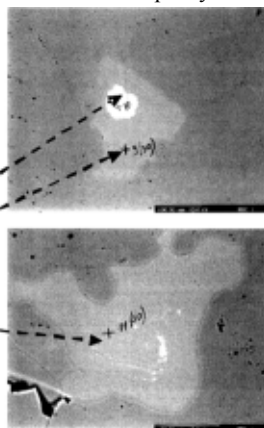


Фото 3. Расплавное включение с номером укола



Результаты изучения этого стекла показали, что расплав лейкогранитов Вознесенского комплекса соответствует плюмазитовым лейкогранитам. При этом установлено, что концентрация F в расплаве на порядок больше по сравнению с его содержанием в породе. Это позволяет предположить вероятное отделение фтора из расплава и его переотложение в виде флюоритовых руд.

Литература

1. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977.
2. Сырицо Л. Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПбГУ, 2002.
3. Руб А. К., Руб М. Г. Редкометалльные граниты Приморья. М., 2006.
4. *Aliouka Chabiron, Alexei P. Alyoshin, Michel Cuney, Etienne Deloule, Viatcheslav Golubev, Vasilii Velitchkin, Bernard Poty.* Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia): a melt inclusion study».

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ КОКЛАНОВСКОГО МАССИВА (ЗАУРАЛЬЕ)

А. В. Морозова

¹ УГГУ, ²ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург

vav@pochta.ru

Гранитные массивы Коклановской группы с редкометальной рудоносностью развиты в Улугушском поднятии Зауральского мегаблока, представляющего собой зону сопряжения Урала с Казахстаном.

Эти гранитные массивы являются самыми молодыми магматическими образованиями на данной территории, образованы в позднепермское время, пространственно и генетически связаны с крупными плутонами глубинных гранитов, надстраивающих андезитоидные тоналит-гранодиоритовые, гранодиоритовые и монцодиорит-гранитные серии.

В Улугушском поднятии Зауральского мегаблока наблюдается большое количество интрузивных массивов преимущественно гранитоидного состава. Коллизионный гранитоидный магматизм в поднятии начинается со становления массивов улугушского гранодиорит-гранитного комплекса (315 млн лет). Среднекаменноугольные интрузии поднятия представлены ухановским монцодиорит-гранитным комплексом. В раннепермское время формируются массивы красногвардейского комплекса, сложенные водными коллизионными гранитами (292 млн лет). Позднепермские интрузии представлены лейкократовыми гранитами Коклановского и Лобановского массивов. Эти граниты завершают интрузивный магматизм приуральской части Зауралья [3]. С гранитами Коклановского массива связано Коклановское вольфрам-молибденовое рудопроявление, в виде прожилковой гидротермальной минерализации.

Граниты Коклановского массива это — лейкократовые двуполевошпатовые среднезернистые породы с магнетитом. В их составе: плагиоклаз- An_{14} , ортоклаз-пертит, кварц, редко биотит, отдельные чешуйки мусковита, магнетит. Акцессорные минералы представлены единичными зернами апатита, циркона, флюорита.

Изучение химического состава породообразующих минералов из гранитов Коклановского массива выявило первичный высокотемпературный характер калишпата, высокую магнезиальность биотита, фенгитовый состав мусковита [2]. Присутствие в породах фенгита в ассоциации с флюоритом указывает на то, что граниты подверглись начальному этапу грейзенизации — это является одним из признаков их геохимической специализации на вольфрам-молибденовое оруденение грейзенового типа.

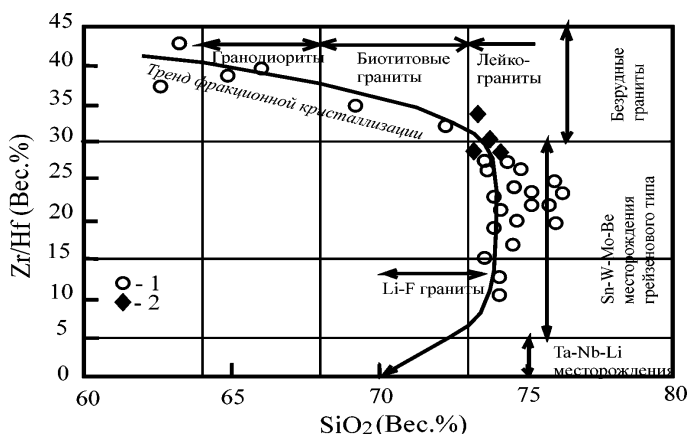
По химическим анализам для гранитов Коклановского массива были рассчитаны нормативные составы пород. На их основе по методике Г. Б. Ферштатера [4] определены P_{H_2O} условия образования этих гранитов. Среднее количество нормативного кварца для главной разновидности гранитов Коклановского массива составляет 32 %, средняя величина $Ap/Ab + Or + An$ равна 0.06 %, то есть генерация гранитной магмы Коклановского массива соответствует $P_{H_2O} = 3$ кбар.

Таким образом, особенности минерального состава, а также расчетное давление воды при образовании гранитной магмы ($P_{H_2O} = 3$ кбар) свидетельствуют о гип- и мезоабиссальных условиях образования этих гранитов.

В гранитах Коклановского массива (граниты главной разновидности) наблюдаются повышенные содержания Мо (46.3 г/т) и высокие содержания Ве (от 12.4 до 22.6 г/т). Дисперсия по Мо в разных пробах Коклановского массива свидетельствует о рудоносности гранитов. Концентрации редких щелочей в редкометальных гранитах всегда высокие, особенно Rb. Содержание Rb в гранитах Коклановского массива — от 211 до 298 г/т. Тренды распределения РЗЭ для гранитов Коклановского массива характеризуются наличием отрицательной Eu аномалии и отрицательным наклоном при $La_N/Lu_N = 15$.

Геологическая позиция, вещественный состав, гип- и мезоабиссальные условия образования и металлогенетическая специализация гранитов Коклановского массива свидетельствуют о сходстве с гранитами акчатауского комплекса в Центральном Казахстане, также продуктивными на грейзеновые W-Мо месторождения и имеющими однотипные петро-геохимические особенности.

Это позволяет использовать классификационную петрогенетическую диграмму Zr/Hf-SiO₂ (вес. %) фракционной кристаллизации посторогенных известково-щелочных гранитов, предложенную Г. П. Зарайским. Данная диаграмма имеет не только классификационное, но и прогнозное значение. На ней показано, что гранодиориты и биотитовые граниты, имеющие высокое значение отношения Zr/Hf (от 40 до 30), не перспективны на редкометальное орудуение. С лейкогранитами и литий-фтористыми гранитами, у которых Zr/Hf-индекс лежит в диапазоне от 30 до 10, могут быть связаны грейзеновые месторождения W, Mo, Sn, Bi, Be. В то же время для образования альбититовых месторождений тантала (Ta-Nb-Li) необходима наиболее глубокая дифференциация магмы, которой отвечают конечные производные литий-фтористых гранитов, имеющие величину Zr/Hf-индекса около 5 и ниже [1]. На ней коклановские граниты попадают в поле Sn-W-Mo-Be месторождений грейзенового типа (см. рисунок). Фигуративные точки Zr/Hf-отношений для гранитов Коклановского массива располагаются в интервале 27—36 на тренде магматичес-



Классификационная петрогенетическая диаграмма $Zr/Hf-SiO_2$ (вес. %) фракционной кристаллизации известково-щелочных гранитов.

1 — тренд дифференциации гранит-лейкогранитной формации акчатауского комплекса, 2 — фигуративные точки гранитов Коклановского массива

кой дифференциации диаграммы $Zr/Hf-SiO_2$. В свою очередь, максимальные концентрации W в гранитах акчатауского комплекса и образование Mo-W грейзеновых месторождений отвечают уровню наиболее кремнекислых лейкогранитов, имеющих Zr/Hf индекс от 30 до 20 [1].

Таким образом, расположение фигуративных точек гранитов Коклановского массива на тренде дифференциации гранит-лейкогранитной формации акчатауского комплекса в диапазоне конечных дифференциатов акчатауского комплекса Центрального Казахстана подтверждает аналогичную рудопродуктивность гранитов Коклановского массива.

Литература

1. Зарайский Г. П. Проблема образования месторождений тантала в куполах литий-фтористых гранитов с учетом экспериментальных данных // Прикладная геохимия. Выпуск 7. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Книга 2. Генетические типы месторождений. Сборник научных статей. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 144—161.
2. Морозова А. В., Воронина Л. К. О составе породообразующих минералов из Коклановского массива редкометалльных гранитов // Ежегодник ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 172—174.
3. Пумпянский А. М., Горбачев Ю. Н., Тараканов Ф. Ф. Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегантиклинория. Уральский геологический журнал № 3, 2003. С. 45—72.
4. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ФИТОМОРФОВ МУТОВИНСКОЙ ЛИНЗЫ

И. А. Мурзина

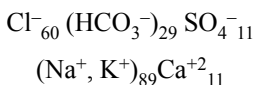
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Мутовинская линза находится на левом берегу р. Сухоны около 6 км ниже устья реки Стрельны, в 1.5 км выше д. Нижние Исады. Линза длиной около 300 м, мощностью 7—8 м. Она заложена в позднепермских красноцветных отложениях известковисто-глинистого состава. Линза выполнена песчаным и песчано-глинистым материалом с фрагментами позвоночных животных, с обилием углефицированных растений и обломками минерализованной древесины. Крупные фрагменты деревьев по минеральному составу, текстуре и цвету подразделяются на два типа:

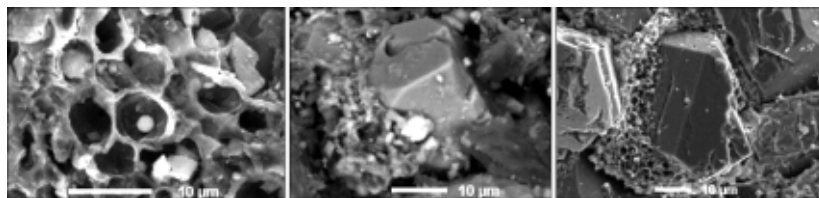
1. Темная древесина имеет преимущественно кварцевый состав, сильно пориста и смята, по трещинкам и пустотам развиты щеточки мелкозернистого прозрачного кварца, иногда вместе с кристалликами кальцита.

2. Светлая древесина имеет преимущественно карбонатный (кальциевый) состав, сильно трещиновата. По светлым трещинам отмечается развитие карбонатов и барита, по темным — металлоорганических прожилков. Вдоль трещинных зон развита хлоритизация.

Результаты микрозондового анализа образцов показали, что в темной древесине встречаются рудные минералы железа: гематит, пирит и ильменит (рис. 1). Также встречаются обильные газовой-жидко-углеводородные включения. Помимо углеводородов они содержат серу, хлор, калий, натрий, кальций (табл. 1). Формула раствора может быть представлена в виде:



По данной формуле можно сделать вывод, что растворы имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый или хлоридно-натриевый состав.



Шарики гематита

*Пирит в «рубашке»
пирротина*

*Газово-жидкое включение
в кварце (в упруго-отражен-
ных электронах)*

Рис. 1. Рудные минералы и газовой-жидкое включение

Таблица 1

Химический состав газово-жидкого включения в темной древесине

Элементы	Содержание	
	Элементы, %	Атомы, %
Na	1.41	2
Si	26.16	30.48
S	0.36	0.36
Cl	2.05	1.9
K	0.97	0.81
Ca	0.4	0.33
Fe	0.22	0.13
O	31.28	63.98
Total	62.85	100

В «тупиковых» пустотах, характерных для внутренней части ствола древесины, встречаются самородные элементы — золото, железо, медь и теллур (рис. 2, табл. 2). Также присутствуют оксиды висмута, ниобия, лантана, церия.

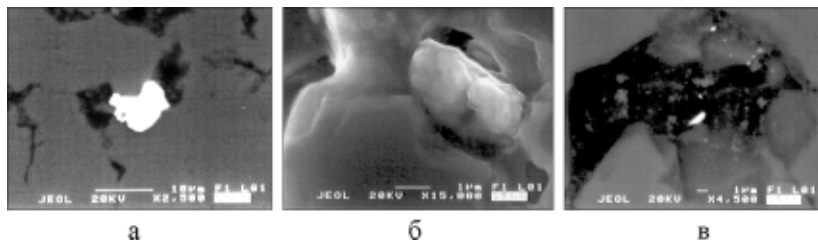


Рис. 2. а — самородное золото, в упруго-отраженных электронах; б — самородная медь, во вторичных электронах; в — нанокристаллы золота и теллура, (в упруго-отраженных электронах)

Таблица 2

Химический состав самородного золота

Пробы	Содержание элементов, %				Сумма
	Si	Cu	Ag	Au	
1	0.32		5.85	87.55	93.85
2	11.35		2.49	54.21	68.53
3	11.12		2.93	59.58	73.57
3	10.02		2.56	56.95	70.24
4	0.73		2.56	95.43	98.58
5	1.33		1.95	86.96	90.7
6	16.99	0.05	3.44	57.91	78.71
7	15.02	0.03	0.57	30.1	45.82
8	7.47	0.16	4.17	46.73	60.15

Вмещающая масса светлой древесины имеет кальцитовый состав с включениями кварца и пропитана смолой (рис. 3). Морфологические особенности светлой древесины отличаются от темной древесины более плотным строением.

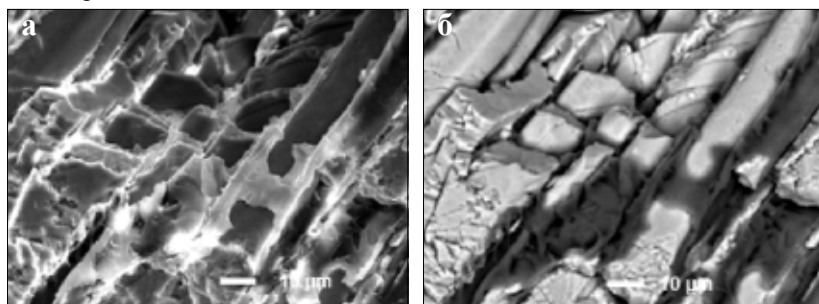


Рис. 3. Морфология древесины в упруго-отраженных (а) и вторичных (б) электронах

В смоле фиксируются содержания хлора (0.25 %) и свободной серы (SO_3 — 2.51 %).

Древесина пористая, внутри поровых каналов, часто заполненных кварцем, встречаются почковидные агрегаты аморфных гидроксидов железа, ванадия, титана (рис. 4).

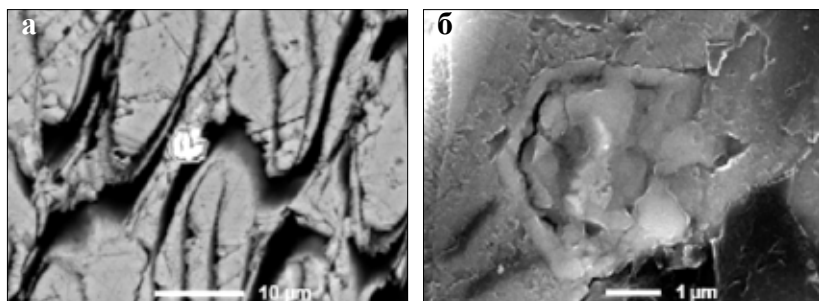


Рис. 4. Структура почковидных агрегатов в упруго-отраженных (а) и вторичных (б) электронах

Состав почковидных включений: Fe_2O_3 — 13 %; V_2O_5 — 3.8—0.89 %; TiO_2 — 0.2—0.5 %; H_2O — 25—35 %.

Наибольший интерес представляют органно-минеральные прожилки, несущие следы рудной минерализации в сильно измененной органике (рис. 5).

Рентгенографический и элементный анализы органно-минерального прожилка позволяют диагностировать органическое вещество как сильно преобразованное до стадий керит — антраксолит. Атомное отношение Н/С составляет 0.52 (табл. 3).

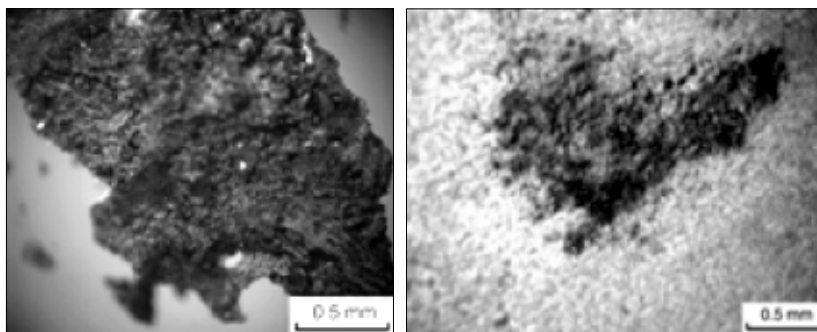


Рис. 5. Общий вид органо-минеральных прожилков в древесине

Таблица 3

Элементный состав органического вещества из прожилка

Элементы	Элементный состав ОВ
N	0.42
C	15.3
H	0.59
S	0.14

Рентгенографический анализ позволяет отметить присутствие смеси различных типов преобразованного органического вещества, от асфальтитов до керитов (рис. 6).

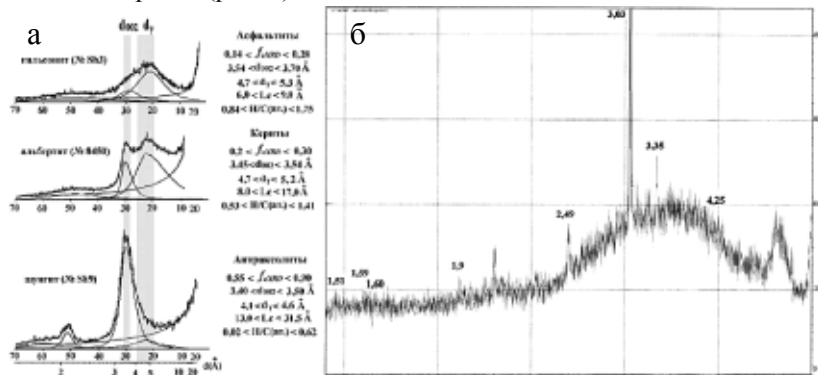


Рис. 6. а — дифрактограммы и структурно-химические параметры битумов по литературным данным; б — рентгенограмма органо-минерального прожилка

Рентгеноструктурный анализ показал, что помимо органического вещества в органо-минеральных прожилках присутствуют кварц, кальцит и анальцим.

Таким образом, растворы хлоридно-гидрокарбонатного натриевого или хлоридно-натриевого состава темной древесины дают рудные мине-

ралы железа: гематит, пирит, гидрогетит и ильменит, а также самородные элементы: золото, железо, медь и теллур. Микронные проявления благородных, редкоземельных металлов и полиметаллов в основном связаны с минерало-органическими пленками и с жизнедеятельностью микроорганизмов.

В светлой древесине по сравнению с темной самородные элементы представлены только никелем железистым и железом в микронной размерности, связанных с органическим веществом, сильно преобразованным до стадий керит — антракосолит. В древесине отмечена сульфидная минерализация, аморфные включения сложного состава железа-ванадия-титана-серы и свободной серы. Также в основной массе встречаются доломит, барит, кварц и кальцит. Исходя из характера минерализации светлой древесины, состав растворов, вероятно, относился к гидрокарбонатному (гидрокарбонатно-сульфатному) кальциево-натриевому типу.

Литература

1. *Арехьев М. В., Наугольных С. В.* Изолированные корни из татарского яруса бассейна р. Сухоны и Малой Северной Двины. МГУ ГИ РАН. 1998. С. 88
2. *Наугольных С. В.* Палеопочвы перми и раннего триаса. М.: Наука, 2004. С. 180.
3. Пермские красноцветные формации Северо-Русской плиты / Под ред. В. А. Делеева. Л.: Наука, 1986.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НЯРОВЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. С. Нейман

ИГ Коми НЦ УРО РАН, Сыктывкар _____

Отложения няровейского комплекса, залегающего в основании рифейского разреза Полярного Урала [2], слагают крылья Харбейского антиклинория, окаймляя его с запада, востока и севера, и прослеживаются в виде двух полос северо-северо-восточного простирания, которые замыкаются на севере на широте оз. Бай-То.

Наши исследования показали, что в няровейском комплексе широкое развитие получили процессы структурно-вещественного преобразования пород, обусловленные становлением уралид, в частности развитием надвигов, которые носили низкотемпературный характер. Результаты исследования структурных элементов в породах няровейского комплекса позволяют выделить здесь как минимум три этапа деформации. К наиболее позднему этапу деформации относятся складки и плоскостные структуры, связанные с надвигами. Более ранние структурные элементы в монотонных разрезах, выполненных однотипными породами, встречаются в виде реликтов. В разрезах, сложенных контрастными по составу породами, в особенности в разрезах, включающих жилы и дайки гранитов, картируются асимметричные складки с крутыми падениями осевых поверхностей и круто погружающимися шарнирами. Им предшествуют складки средней и сильной степени сжатости с полого погружающимися шарнирами. Ранние структурные элементы, как в западной, так и в восточной полосах развития няровейского комплекса, имеют северо-западную ориентировку (300—340°).

Серия имеет весьма пестрый литологический состав, вследствие чего в пределах нее различными исследователями выделяются несколько самостоятельных стратиграфических подразделений.

Наиболее распространенными среди пород няровейской серии являются кварц-сланцевые сланцы и кварциты, в меньшем количестве встречаются также графитовые и глинистые сланцы, а также породы катаклатического происхождения.

Микроскопические исследования пород няровейской серии, исходя из их вещественного состава, позволяют выделить несколько типов и подтипов пород.

Сланцы являются наиболее часто встречающимися породами няровейской серии, среди них, в зависимости от состава и структуры, можно выделить несколько типов.

Слюдяные сланцы характеризуются большим содержанием кварца (до 50 %) и слюдяных минералов: мусковита и серицита (в среднем около 30 %), хлорита (до 30 %), биотита (в среднем около 10 %). Для этих пород характерны четкие кристаллобластические структуры и сланцеватые текстуры, создаваемые за счет ориентировки слюдяных минералов и удлинённых зерен кварца, расположенных длинным сечением в плоскости сланцеватости. В ряде случаев наблюдаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием кварцевых и слюдяных прослоев, которые, вероятно, отражают первичную слоистость породы, состоявшей из глинистых и песчаных прослоев. В подчиненном количестве в этих породах встречаются калиевые полевые шпаты и плагиоклазы, зерна которых имеют округлую форму; характерно также наличие граната и эпидота.

Амфиболовые сланцы состоят из кварца (5—45 %), амфиболов (20—60 %), эпидота (5—20 %), биотита (5—15 %), а также в подчиненном количестве содержат гранат и полевые шпаты. Для них характерна линейно-параллельная структура. Мелкозернистые разности характеризуются филлитовой текстурой и фиброгранобластовой структурой.

Филлитовые сланцы характеризуются бластопеллитовой структурой и пятнистой текстурой. В их составе преобладают серицит, мелкие зерна кварца и пелитовые частицы.

Черные графитовые сланцы состоят из 20—60 % кварца, 15—65 % графита, 10—30 % мусковита и характеризуются сланцеватой, плейчатой текстурой.

В разрезе няровейского комплекса также встречаются кварциты, состоящие на 80—90 % из кварца с примесями мусковита, биотита, кальцита и графита.

По мнению В. И. Ленных [1], узкая (2—4 км) полоса пород, которая обрамляет марункеуский комплекс с востока, по составу отличается от других разрезов няровейского комплекса. Здесь, наряду с графитистыми кварцитами, слюдяными сланцами и гнейсами гранитоидного состава, встречаются линзы гипербазитов и глаукофановых эклогитов. Мы предполагаем, что появление этих пород в восточных разрезах няровейского комплекса связано с процессами формирования палеозойских надвигов.

Породы няровейского комплекса были метаморфизованы преимущественно в условиях регионального метаморфизма фации зеленых сланцев в условиях мусковит-хлоритовой, хлорит-биотитовой и актинолит-эпидот-биотитовой субфаций. Повышение уровня метаморфизма проявляется на локальных участках и, возможно, связано с внедрением интрузивных тел. На этих участках наблюдается появление более высокотемпературных минеральных парагенезисов. Тогда как на контакте с глубо-

кометаморфизованными породами харбейской серии наблюдается появление минеральных парагенезисов, отвечающих более высоким давлениям. В целом метаморфизм отвечает условиям температуры 400—450° и давлений 3—5 кбар.

Литература

1. *Ленных В. И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала// *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21—42.

2. *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой)*. Екатеринбург, 1994.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ СОРТАВАЛЬСКОЙ СЕРИИ. СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ

М. В. Никитина¹, А. В. Матреничев²

¹СПбГУ, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Сортавальская серия сложена метаморфизованными гетерогенными вулканогенно-осадочными породами, залегающими в основании разреза раннепротерозойских отложений Раахе-Ладожской зоны Свекофеннского подвижного пояса. Они прослеживаются вдоль северной границы подвижного пояса и Карельского кратона, а так же приурочены к внутренним антиформным поднятиям эпикратонной части Раахе-Ладожской зоны и тяготеют к обрамлению гранито-гнейсовых куполовидных выступов архейского фундамента. Раахе-Ладожская зона разделяется на Сортавальское и Питкярантское поднятия, геологическое строение которых схоже между собой. Наиболее существенные различия, которые впервые отметил К. О. Кратц, заключаются в мощностях и особенностях состава пород сортавальской серии в пределах Питкярантского и Сортавальского поднятий. В настоящее время отсутствуют единые представления о схеме стратиграфического расчленения этого региона.

Наиболее полные и представительные разрезы вулканитов сортавальской серии описаны для Сортавальского поднятия в северо-восточном обрамлении Кирьяволахтинской куполовидной структуры. [2]. Здесь выделяются две свиты — Питкярантская и Кирьяволахтинская, которые разделены полимиктовыми конгломератами.

Питкярантская свита разделяется на две подсвиты — Рюттюярвинскую и Мякилампинскую. Вулканические породы **Рюттюярвинской** подсвиты представляют собой афировые базальты, слагающие мощные однородные покровы. Для них характерны содержания $MgO = 4.6—8.5\%$, $TiO_2 = 1.4—1.9\%$ и плоский спектр распределения редкоземельных элементов с обогащением легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 1.2—3.5$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов $Yb = 10—14$ нормированных единиц. Вулканиты **Мякилампинской** подсвиты — подушечные базальты, обогащенные $MgO = 7.5—11\%$ и обедненные $TiO_2 = 0.9—1.2\%$ по отношению к вулканитам нижнего горизонта. Характеризуются плоским спектром распределения редкоземельных элементов с обеднением легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 0.5—0.8$) при содержании тяжелых редкоземельных элементов $Yb = 7.7—8.5$ единиц нормированного содержания.

Кирьяволахтинская свита так же подразделяется на две подсвиты — Подсвита Харлу и Теньярви. Породы **подсвиты Харлу** отделены

от вулканитов Питкярантской свиты размывом с формированием горизонта полимиктовых конгломератов и сложена вулканогенно-осадочными породами повышенной щелочности. Состав излившихся и вулканокластических пород варьирует от трахиандезибазальтов до трахитов, с преобладанием трахиандезитов и трахитов вблизи эруптивного центра. Вулканиты заметно обогащены легкими редкоземельными элементами ($Ce/Yb = 4-5$) при содержании тяжелых лантаноидов на уровне $Yb = 9-14$ единиц нормированного содержания. В разрезе *подсвиты Теньярви* преобладают метаморфизованные лавы и туфы основного и ультраосновного состава, среди которых по содержанию MgO могут быть выделены коматииты, коматиитовые базальты и базальты. Эти базальты отличаются от базальтов Питкярантской свиты повышенной щелочностью, обогащенностью легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 2-4$) и более высоким содержанием тяжелых редкоземельных элементов ($Yb = 10-14$). Редкоземельные элементы в коматиитах характеризуются пониженным содержанием легких лантаноидов ($Ce/Yb = 0.7-1.1$) при концентрации тяжелых на уровне 4—8 единиц нормированного содержания. Коматиитовые базальты близки к базальтам по степени обогащения легкими редкоземельными элементами ($Ce/Yb = 2-4$), но отличаются по содержанию тяжелых лантаноидов, в коматиитовых базальтах $Yb = 6-8$.

Изотопный Sm-Nd возраст для базальтов Мякилампинской подсвиты определяется как 2213 ± 30 млн лет. Для вышележащих трахиандезитов, коматиитов и базальтов Кирьяволахтинской свиты было получено несколько изохронных Sm-Nd зависимостей с возрастными 2069 ± 31 млн лет, 2096 ± 73 млн лет и 2083 ± 31 млн лет, которые перекрываются в пределах ошибок определения. Область перекрытия представляет собой интервал 2100—2052 млн лет, что можно представить, как 2076 ± 24 млн лет. [3]

В строении Питкярантской подзоны принимают участие гнейсо-гранитные купола — выступы архейского фундамента, вулканогенно-осадочные породы питкярантской свиты (людиковий) и метатерригенные породы ладожской серии (калевий). Раннепротерозойские образования метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, участками претерпели интенсивный динамометаморфизм. Степень метаморфизма растет с северо-запада на юго-восток. Наиболее интенсивные динамометаморфические преобразования пород фиксируются в пределах тектонических зон, тяготеющих к краевым частям куполовидных структур. Наиболее ранние интрузивные образования относятся к людиковийскому времени и включают комплекс даек внутрикупольных амфиболитов, секущих гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы архейского фундамента [1].

Для детального изучения пород сортавальской серии на территории Питкярантского поднятия был выбран остров Маясари, расположенный на севере Ладожского озера в южной оконечности Импилахтинского выступа архейского фундамента. В разрезе вулканогенно-осадочной толщи преобладают метаморфизованные лавы базальтов, представленные мелкозернистыми амфиболитами, также встречаются кварциты и тонкополосчатые метатUFFы базальтов. Для метаэффузивов можно выделить две серии вулканитов, которые разделяются по стратиграфическому положению, текстурным особенностям и химическому составу. Первая (нижняя) серия включает высокотитанистые афировые метабазальты. Для второй серии характерно широкое распространение реликтов подушечной отдельности. По химическому составу эти вулканиты характеризуются повышенным содержанием MgO и пониженным — TiO₂. Кварциты приурочены к верхней части разреза. Контакты лав с туфами в основном четкие, но встречаются и плавные переходы от массивных амфиболитов к тонкополосчатым. Иногда на контакте отмечаются метасоматические изменения. Контакты кварцитов с туфами и массивными лавами согласные.

Метабазальты южного обрамления Импилахтинского купола по своим структурно-текстурным особенностям, концентрации пороодообразующих компонентов, содержанию и распределению малых и редкоземельных элементов аналогичны метавулканитам питкярантской свиты из разреза Сортавальской серии для Сортавальского поднятия. Первая серия соответствует Рюттюярвинской подсвите Питкярантской свиты, тогда как вторая серия — Мякилампинской. В южном обрамлении Импилахтинского купола отсутствуют эффузивы, которые можно было бы сопоставить с вулканитами Кирьяволахтинской свиты. Однако встречаются мелкие интрузивные тела, близкие по составу породам Теньярвинской подсвиты (см. таблицу).

Для уточнения геохимического соответствия метавулканитов сортавальской серии из Сортавальского и Питкярантского поднятий была изучена Sm/Nd изотопная система для образца метабазальта относящегося ко второй серии вулканитов Питкярантского поднятия. Результаты изотопного анализа свидетельствуют об изотопно-геохимической близости вулканитов Мякилампинской подсвиты Питкярантской свиты из Сортавальского и Питкярантского поднятий. Изохронная зависимость, построенная для этих вулканитов, отвечает возрасту 2218 ± 29 млн лет, $eNd = +3/6$ (см. рисунок).

Таким образом, возрастное положение пород мякилампинской подсвиты Питкярантской свиты Питкярантского поднятия аналогично возрастному положению пород мякилампинской подсвиты Сортавальского поднятия и соответствует ятулийскому надгоризонту.

**Стратиграфическая схема Сортавальской серии
для Сортавальского и Питкярантского поднятий**

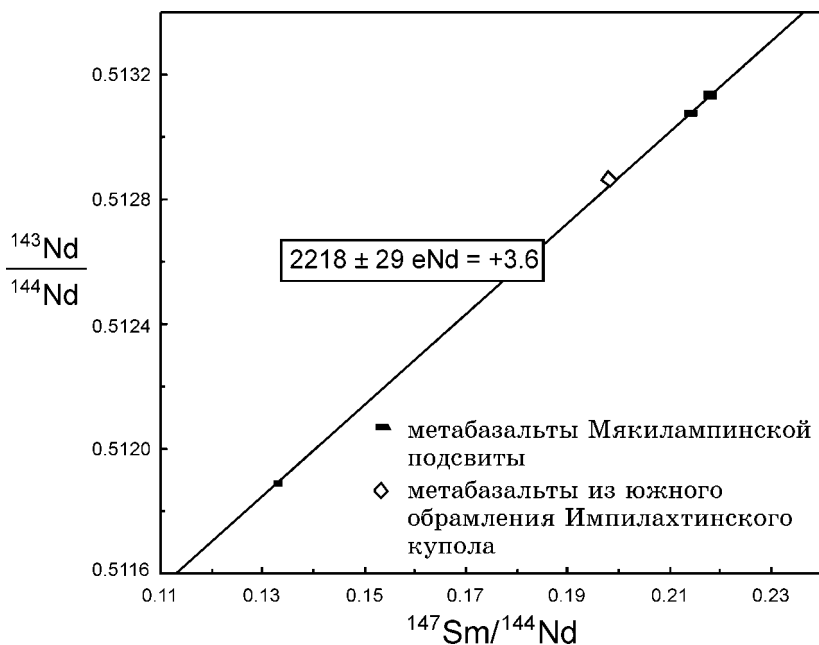
Свиты	Подсвиты	Сортавальское поднятие	Питкярантское поднятие
Кирьяволахтинская	Теньярви	Углеродистые алевролиты, туффиты, линзы мраморов, лавы и лавобрекчии коматиитов, коматиитовых базальтов и базальтов, туфы, туффиты, туфоконгломераты	Дайки и sillы амфиболитов и габбро
	Харлу	Лавы и лавобрекчии трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахитов, туфы, туффиты, туфоконгломераты, конгломераты полимиктовые	
Питкярантская	Мякилампинская	Подушечные лавы афировых базальтов, кварциты	Подушечные лавы афировых базальтов, кварциты
	Рюттюярвинская	Массивные лавы афировых базальтов, туфы, туффиты, углеродсодержащие алевролиты, песчаники и кварцито-песчаники	Массивные лавы афировых базальтов, туфы, кварциты

По результатам проведенных исследований можно сделать ряд выводов.

Метаэффузивы из южного обрамления Импилахтинского купола являются геохимическими аналогами вулканитов Сортавальской серии на территории Сортавальского поднятия. Эффузивные разновидности пород коррелируются с породами Питкярантской свиты Сортавальской серии.

Вулканыты Питкярантской свиты как из Сортавальской, так и из Питкярантской зон, сформировались в ходе одного магмогенерирующего процесса из единого источника.

Оба поднятия представляют собой реликты единой вулканической структуры, развитие которой началось в ятулии.



Изохрона для метавулканитов Кирьяволахтинского купола и Питкярантского поднятия

Литература

1. Артамонова Н. А. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного Приладожья. Объединенный отчет по Импилахтинскому объекту за 1984—89 гг. 1989.
2. Матреничев В. А., Степанов К. И., Пупков О. М. Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских метавулканитов Соргавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, вып. 2 (№ 15).
3. Матреничев В. А., Вревский А. Б., Сергеев С. А., Матуков Д. А. Граница между людикием и калевием в северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст.

ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ДЕФОРМИРОВАНИЯ НА БОЛЬШИХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ БАЗАХ

А. А. Панжин¹, Н. А. Панжина¹, О. В. Соколова²

¹ ИГД УрО РАН, ² ЗАО «УралГЕОтехнологии», Екатеринбург
panzhin@ural.ru

При решении различных задач геомеханики необходимо знать параметры первоначального НДС породного массива и закономерности его изменения во времени. Для реального массива, имеющего иерархически-блочное строение, эти параметры необходимо определять на пространственно-временных базах разных масштабных уровней. До недавнего времени геодинамические исследования в ИГД УрО РАН проводились на локальных пространственно-временных базах, линейные размеры которых не превышали 10—15 км, а измерения носили дискретный характер и производились не чаще 4 раз в год. С запуском в апреле 2003 года в эксплуатацию стационарной GPS станции ЕКТВ появилась возможность непрерывного мониторинга геодинамического состояния массива на базах измерений до 2000 км.

GPS — одна из наиболее точных глобальных систем определения координат. В настоящее время эта система широко используется для высокоточных координатных определений как при производстве топографо-геодезических работ, так и в научных исследованиях, связанных с вопросами геодинамики и геомеханики. Однако точность системы ухудшают ряд факторов, возникающих из-за влияния атмосферных явлений и солнечной радиации на параметры спутниковых сигналов, ухода часов спутников и т. п. Такие ошибки можно значительно уменьшить, применив дифференциальную коррекцию с использованием стационарного GPS приемника, установленного в точке с заранее определенными координатами. Такой приемник называют базовым. С помощью этого приемника можно вычислять корректирующие значения погрешностей, возникающих в дальномерных спутниковых сигналах.

На сегодняшний день самым распространенным методом коррекции спутникового сигнала является метод дифференциальной коррекции в постобработке. Этот метод основан на накоплении данных для последующей дифференциальной коррекции на базовой станции, которая состоит из приемника с антенной, компьютера и соответствующего программного обеспечения. Мобильный GPS приемник также накапливает данные в собственной памяти или в памяти мобильного компьютера в объеме, достаточном для последующей дифкоррекции. По окончании работ данные базы и мобильного GPS приемника совместно обрабатываются

при помощи специального программного обеспечения. В связи с вышесказанным, актуальным является вопрос о выборе базовой GPS-станции и обеспечении ее бесперебойной работы во время всего сеанса спутниковых наблюдений. Наиболее предпочтительным вариантом размещения базовой станции является постоянно действующая базовая GPS-станция, работающая в полностью автоматическом режиме.

Весной 2003 года Институт горного дела Уральского отделения РАН реализовал проект постоянно действующей GPS базовой станции в городе Екатеринбурге (ЕКТВ). Целью данного проекта является обеспечение непрерывными GPS данными всех заинтересованных потребителей с возможностью удаленного доступа к ним через сеть Internet. Постоянно действующая GPS базовая станция находится в самом центре города Екатеринбурга. Ядром системы является двухчастотный GPS приемник Trimble серии 4000SSE, работающий под управлением программного обеспечения Trimble Reference Station и антенна Trimble Compact L1/L2. Приемник круглосуточно записывает в компьютер данные для постобработки в формате RINEX с интервалом в 5 секунд. Продолжительность одного файла данных составляет четыре часа, после чего он архивируется и выкладывается в Internet на FTP сервер.

Различные производители GPS оборудования рекомендуют практически одинаковые методики полевых работ, но при этом есть некоторые различия в максимальном удалении от базовой станции, которые надо учитывать для получения заданной точности, в зависимости от типа приемников и компании изготовителя. Для оценки радиуса действия базовой станции, при использовании различных типов GPS приемников, за основу взяты рекомендации компании Trimble по использованию оборудования и наш практический опыт работ с GPS приемниками Trimble. Для одночастотных фазовых GPS приемников радиус действия составляет 15 км (максимум до 20 км); радиус действия для двухчастотных фазовых приемников при использовании бортовых эфемерид — 50 км (максимум до 150 км), при использовании точных эфемерид максимальный радиус действия увеличивается до 2000 км.

Успешная реализация данного проекта открыла широкие перспективы для использования накопленных данных постоянно действующей GPS-базовой станции для производства как прикладных топографо-геодезических работ, так и исследовательских работ, связанных с изучением современной геодинамики Уральского региона. При производстве прикладных работ использование данных, накопленных базовой GPS станцией, позволяет отказаться от установки своей локальной базовой станции и использовать освободившийся приемник для полевых работ; для комплекта из 2-х приемников GPS производительность увеличивается в два раза. Данные базовой GPS станции также используются для увеличения

надежности геодезических определений, путем включения пункта базовой GPS станции в локальную сеть для улучшения ее конфигурации и контроля точности замкнутых геодезических построений.

Удачное географическое расположение базовой GPS-станции — на восточном склоне Уральского хребта, в окружении многочисленных объектов техногенного воздействия на верхнюю часть земной коры — крупных месторождений полезных ископаемых, предопределяет использование данных базовой станции при проведении исследований современной геодинамики Уральского региона. В настоящее время исследования проводятся по двум направлениям — с одной стороны, определяются собственные пространственные движения базовой GPS станции относительно пунктов глобальной геодинамической сети IGS, расположенных в радиусе до 2000 км. от Екатеринбурга, а с другой стороны, к данной станции привязаны локальные геодинамические полигоны, на которых Институт горного дела производит регулярные исследования современной геодинамики. Основная часть локальных геодинамических полигонов, приуроченных к крупным месторождениям полезных ископаемых, расположена в 100—200 км от базовой станции ЕКТВ, что позволяет не только определять изменения деформационного поля в районе ведения горных разработок, но и определять параметры напряженно-деформированного состояния большей части Уральского региона. Однако учитывая то обстоятельство, что GPS-измерения на горных предприятиях производятся эпизодически — до четырех раз в год, наиболее целесообразным в настоящее время представляется постановка эксперимента по мониторингу напряженно-деформированного состояния массива горных пород с совместным использованием данных станции ЕКТВ и станций постоянного мониторинга сети IGS (International Geodynamic Service). В радиусе от 1500 до 2000 км от базовой станции расположено шесть мониторинговых станций сети IGS (<http://sopac.ucsd.edu>), которые представлены на рис. 1. Характеристика станций мониторинга с указанием расстояний до станции ЕКТВ приведена в табл. 1.

Все указанные станции непрерывно накапливают сырые данные, которые в дальнейшем становятся доступными в сети Internet. Также для обработки векторов длиной 1500—2000 км необходимы точные эфемериды GPS спутников, которые становятся доступны через 15—20 дней после проведения полевых измерений.

На первом этапе эксперимента, для камеральной обработки GPS измерений использовалось программное обеспечение Gamit 10.30, специально адаптированное для решения сверхдлинных векторов, данные для определения которых накапливались в течение 24 часов. Обработка данных производилась в полуавтоматическом режиме с использованием сервиса SCOUT (Scripps Coordinate Update Tool), с получением текущих ко-

**Характеристика станций мониторинга сети IGS,
участвовавших в экспериментах**

Код станции	Местоположение станции	Расстояние до ЕКТВ, км
MOBN	г. Менделеево, Московская область, Россия	1 502
NRIL	г. Норильск, Красноярский край, Россия	1 937
NVSK	г. Новосибирск, Россия	1 425
ZECK	ст. Зеленчукская, Карачаево-Черкесия, Россия	1 966
SELE	г. Алматы, Казахстан	1 904
ARTU	г. Арти, Свердловская область, Россия	134

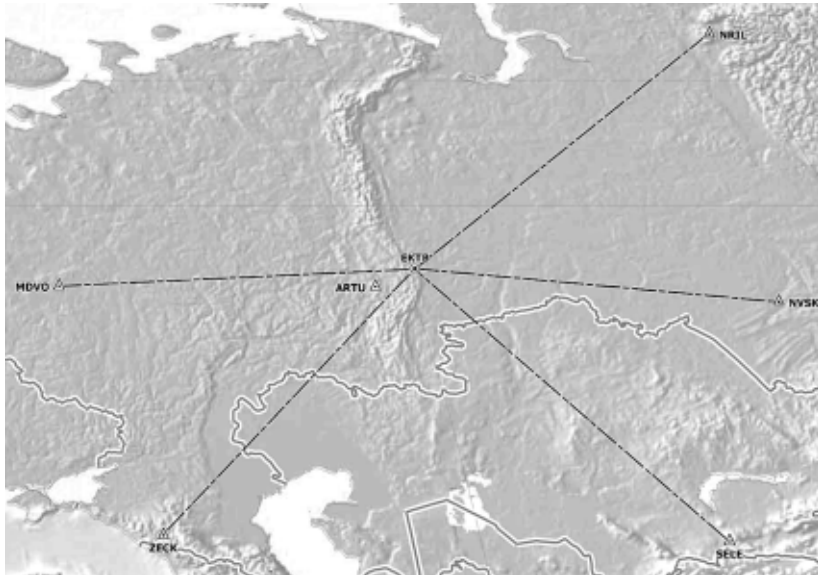


Рис. 1. Схема расположения мониторинговых станций IGS сети относительно станции ЕКТВ

ординат станции ЕКТВ в динамической системе координат ITRF-2005 (International Terrestrial Reference Frames), позволяющей анализировать трендовые смещения станции в пространстве. В камеральной обработке результатов наблюдений на станции ЕКТВ использовались данные пяти

мониторинговых станций сети IGS, приведенные в табл. 1 и на рис. 1, кроме наиболее близко расположенной станции ARTU. Это было сделано с целью получения независимых друг от друга временных серий изменения пространственных координат станций ЕКТВ и ARTU, для анализа относительных смещений станций.

Координаты станции ЕКТВ за период 2003—2007 гг. были определены с использованием вышеупомянутого сервиса SCOUT, свободный доступ к которому открыт на сайте SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center). В результате с дискретностью в 1 сутки был получен временной ряд пространственных координат в системе ITRF-2005 станции ЕКТВ. Аналогичные координаты за этот же временной промежуток были получены для станции ARTU из архива данных SOPAC. Для временных рядов по компонентам N (север-юг), E (запад-восток) и H (высота) были вычислены скорости абсолютных смещений станций ARTU и ЕКТВ, а также по разности скоростей абсолютных смещений — смещения станций относительно друг друга. Результаты определения скорости абсолютных смещений приведены в табл. 2.

Таблица 2

Абсолютные и относительные смещения станций ARTU и ЕКТВ

Исследуемая компонента	Тренд по станции ARTU	Тренд по станции ЕКТВ	Разность трендов ARTU-ЕКТВ
N (север-юг)	4.4 мм/год	5.3 мм/год	0.9 мм/год
E (запад-восток)	25.1 мм/год	25.6 мм/год	0.5 мм/год
H (высота)	-0.3 мм/год	-1.3 мм/год	-1.6 мм/год

При анализе временных рядов абсолютных смещений станций ARTU и ЕКТВ кроме трендовых смещений (рис. 2) отмечаются также знакопеременные смещения с периодом около одного года. Причем подобные знакопеременные смещения наблюдаются и на станциях, расположенных в экваториальных областях Земли, где не проявляются сезонные факторы.

Для более детального исследования знакопеременных смещений и относительных трендовых смещений станций ARTU и ЕКТВ относительно друг друга на следующем этапе была выполнена совместная камеральная обработка данных, накопленных станциями. На этом этапе использовалось специальное программное обеспечение — Trimble Total Control (ex-GeoGeneus), адаптированное для решения длинных векторов. Обработка данных производилась в полуавтоматическом режиме с использованием набора шаблонов с оптимальными параметрами и правилами обработки. Поскольку при проведении геодинимического монито-

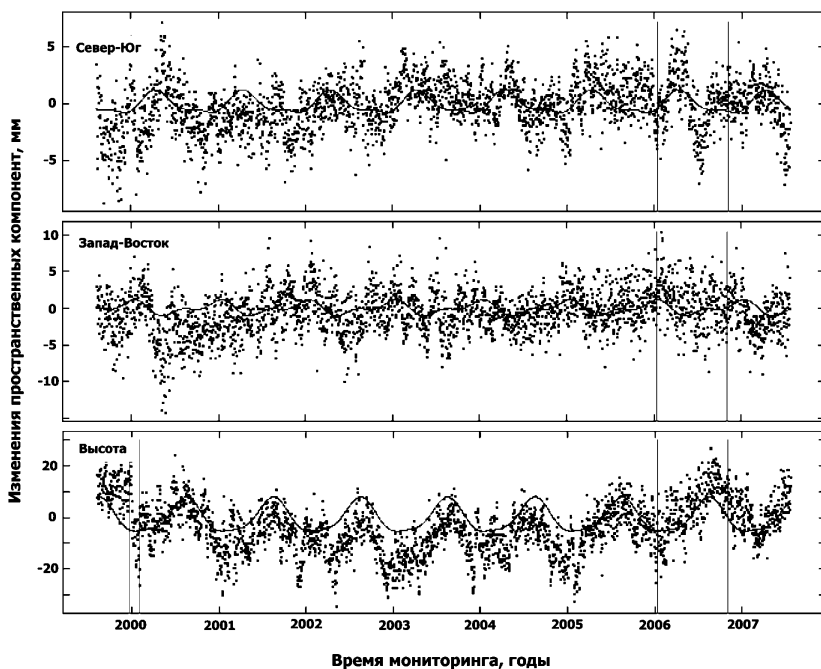


Рис. 2. Временные ряды абсолютных смещений станции ARTU с трендовыми и знакопеременными смещениями

ринга необходимо сравнивать равноточные измерения, достаточно остро стояла проблема создания набора шаблонов и правил обработки, гарантирующих получение целочисленного решения для векторов.

Станция ARTU расположена на западном склоне Уральского хребта, в 135 км к юго-западу от города Екатеринбурга, на базе Артинской сейсмической обсерватории. Относительная близость базовых станций ARTU и ЕКТВ определяет возможность качественного расчета компонент вектора между этими станциями, изменения которых во времени представлены в табл. 3. и на рис. 3. Среднеквадратическая ошибка определения компонент вектора по результатам суточных измерений не превышала 0.5 мм (2σ). Дискретность интервала обработки была принята равной 1 суткам. Оценивались изменения компонент вектора ARTU-ЕКТВ: N (север-юг), E (запад-восток), H (высота) и L (расстояние между станциями). Обработке был подвергнут временной интервал, равный 1370 суткам — с 2003 по 2007 год.

На данном этапе исследований оценивались изменения компонент вектора ARTU-ЕКТВ и определялись гармониками знакопеременных смещений компонент вектора по методике, приведенной в [1]. Как видно

**Относительные смещения станций ARTU и ЕКТВ
и гармоника знакопеременных смещений**

Исследуемая компонента	Тренд по интервалу ЕКТВ-ARTU	Гармоники знакопеременных смещений	Разность трендов ARTU-ЕКТВ (см. табл. 2)
N (север-юг)	0.5 мм/год	456 сут. = 1.25 года	0.9 мм/год
E (запад-восток)	0.2 мм/год	342 сут., 182.5 сут. = 0.5 года	0.5 мм/год
H (высота)	-1.8 мм/год	342 сут., 182.5 сут. = 0.5 года	-1.6 мм/год
L (расстояние)	0.02 мм/год	342 сут.	—



Рис. 3. Изменения длины интервала ARTU-ЕКТВ

из данных, приведенных в табл. 3., полученные из двух независимых решений тренды компонент вектора ARTU-ЕКТВ совпадают в пределах точности измерений, что позволяет в дальнейшем определять абсолютные величины пространственных смещений станции ЕКТВ менее трудоемким способом — через изменения компонент вектора ARTU-ЕКТВ.

Выявленная разность трендов пространственных смещений ARTU-ЕКТВ свидетельствует о различном характере деформирования пород-

ных массивов, расположенных на западном (ARTU) и восточном (ЕКТВ) склонах Уральского хребта, при этом скорости смещений станции ЕКТВ в горизонтальной плоскости на 20 % выше, чем скорости смещений станции ARTU, а в вертикальной плоскости — превышает в 4 раза.

Также на графиках изменения компонент вектора ARTU-ЕКТВ и расстояний между станциями (рис. 3) очень контрастно проявляется знакопеременный характер деформирования породного массива. В результате проведения спектрального Фурье-анализа были определены основные гармоники временных рядов. Ряд выявленных гармоник, кратных 0.25 года, свидетельствует об имеющем место сезонном факторе, однако наиболее контрастным является период в 342 суток, не совпадающий с сезонным. Окончательные же выводы о наличии или об отсутствии сезонного фактора в деформировании породных массивов на больших базах могут быть сделаны после проведения дополнительных измерений на временных базах, превышающих сезонную гармонику минимум в 10—15 раз.

Для уточнения гармоник знакопеременных деформаций породного массива на больших пространственно-временных базах был поставлен дополнительный эксперимент. Поскольку достаточно большое расстояние между станциями ARTU и ЕКТВ не позволяет увеличить дискретность измерений выше чем 1 раз в сутки, для исследований знакопеременных деформаций породного массива на малых временных базах использовались данные, накопленные станцией UGTE, принадлежащей ОАО «УралГеоТехнологии», расположенной в г. Екатеринбурге в 3.5 километрах юго-западнее станции ЕКТВ, как показано на рис. 4.

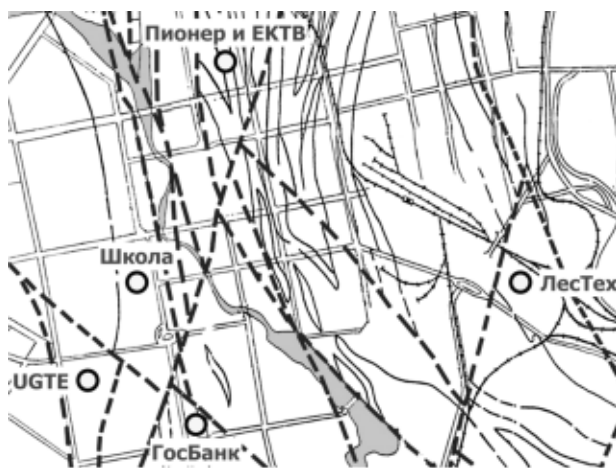


Рис. 4. Взаимное расположение станций UGTU и ЕКТВ на тектонической карте города

Станции UGTU и ЕКТВ расположены на разных крыльях мощного тектонического нарушения субмеридионального простирания, пересекающего город по центральной части, что создает предпосылки о наличии знакопеременных деформаций породного массива, которые можно обнаружить с помощью геодезических GPS измерений. В результате эксперимента, который проводился в течение мая 2007 г., были определены деформации породного массива с дискретностью в 1 час, представленные на рис. 5. Как и в предыдущих случаях, оценивались изменения компонент вектора N (север-юг), E (запад-восток) и H (высота), с определением гармоник знакопеременных деформаций по спектральному анализу Фурье. В результате были получены основные гармоники знакопеременных деформаций породного массива, равные 24 часам (1 сутки), кроме этого достаточно сильные гармоники вертикальных деформаций с периодом 4 часа, что соответствует уже выявленным гармоникам короткопериодных деформаций, полученных на малых пространственно-временных базах.

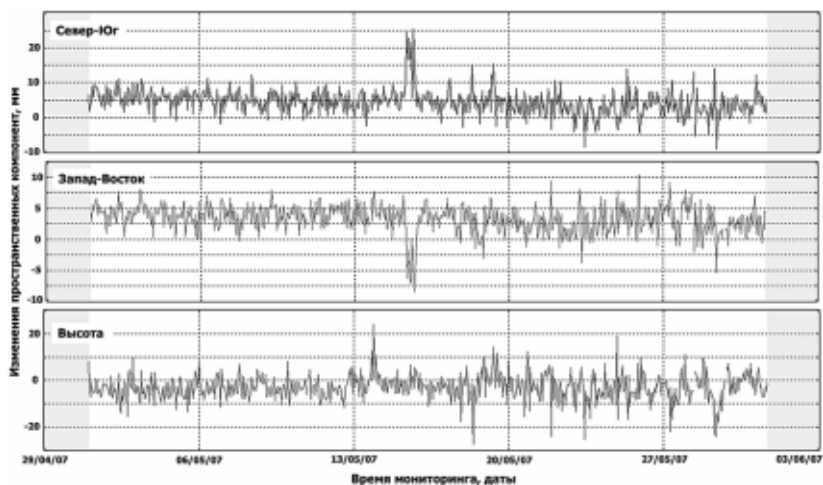


Рис. 5. Изменения пространственных компонент вектора UGTU-EКТВ

Таким образом, в результате проведенных экспериментальных работ была разработана и опробована методика измерения и камеральной обработки GPS-векторов на больших пространственно-временных базах с высоким уровнем точности и получены данные о геодинамической активности массива горных пород на базах от 3.5 до 2000 км. При переходе от больших пространственно-временных баз к малым было получено соответствие гармоник на периоде в 4 часа, что позволяет говорить о знакопеременных деформациях породного массива на различных иерархически-блочных уровнях как о форме существования геологической среды.

Полученные в результате экспериментов результаты свидетельствуют о перспективности продолжения данной работы с целью определения величин деформаций массива на больших и малых базах и закономерностей их изменения во времени.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Совета по грантам Президента РФ.

Литература

1. Панжин А. А. Исследование короткопериодных деформаций разломных зон верхней части земной коры с применением систем спутниковой геодезии // Маркшейдерия и недропользование, № 2(8), 2003.
2. Панжин А. А. Методы мониторинга короткопериодных деформаций массива горных пород // Геомеханика в горном деле: Доклады международной конференции. Екатеринбург, ИГД УрО РАН, 2003.
3. Panzhin A. A., Sashourin A. D., Kostrukova N. K., Kostrukov O. M. Experimental researches dynamics of displacements in faults zones // Rock Mechanics — a challenge for society: Proceedings of the ISRM regional Symposium EUROCK 2001, Espoo, Finland. /Balkema/Rotterdam. Brookfield. 2001.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ХРЕБТА МАРУН-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. В. Панфилов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

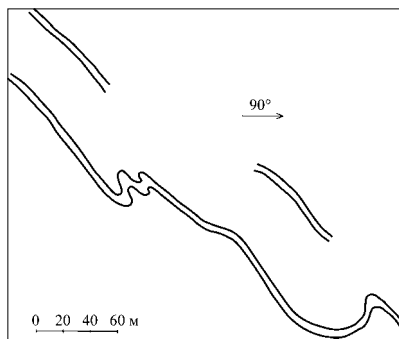
nskuznetsova@geo.komisc.ru

В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты в ассоциации с метаяультрабазитами, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и К-Na мигматиты. В относительно небольшом объеме, но почти повсеместно присутствуют продукты метасоматического изменения метаморфических пород: гранатиты, существенно роговообманковые породы, жилы и обособления, сложенные омфацитом, часто в ассоциации с белой слюдой. Отмечаются также пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. За пределами изученной нами площади, в северо-восточной части марункеуского комплекса, установлены породы с глаукофаном [2].

Н. Г. Удовкина [2], детально изучавшая эклогиты и ассоциирующие с ними породы в районе Слюдяной Горки, отмечает, что структурные элементы здесь в основном ориентированы в северо-северо-восточном и меридиональном направлениях. По данным В. И. Ленных [1], в юго-восточном «эклогитовом» блоке марункеуского комплекса наиболее ранняя полосчатость, связанная с плагиогранитизацией эклогитов, имеет СЗ простирание (аз. 320—330°) и падает на ЮЗ под углом 40—50°. Более поздними являются зоны полосчатых мелкозернистых амфиболитовых бластомилонитов с линзами гранат-омфацил-кварцевого состава и жилами метасоматических эклогитов. Эти зоны также имеют СЗ простирание. Еще более поздние зоны с субмеридиональными, СВ простираниями структурных элементов, связанные с палеозойскими надвигами, широко развиты в северо-западной части марункеуского комплекса («амфиболитовом» блоке по [1]). На их фоне отмечаются участки с реликтовыми структурами СЗ простирания.

Выполненные нами исследования показали, что современный структурный облик марункеуского комплекса определяют асимметричные складки СЗ простирания (средний аз. прост. в районе Слюдяной Горки около 320°). Длинные крылья складок круто падают на ЮЗ, шарниры погружаются по аз. 200—250° под углом не менее 50°. Фрагмент такой складки откартирован нами к юго-востоку от Перидотитовой сопки (рис. 1). Породы, слагающие крылья отмеченных выше асимметричных складок, представляют собой интенсивно дислоцированные образования, испытавшие ранее по крайней мере два этапа пликативных деформаций. Кроме того, асимметричные структуры СЗ-ориентировки осложняются более поздни-

Рис. 1. Выход пластов плагинейсов среди эклогитизированных габброидов, эклогитов и симплектит-эклогитов. Слюдяная Горка, к ЮВ от Перидотитовой сопки. План



ми по времени формирования слабо-изогнутыми складками с различно ориентированными шарнирами.

Эволюция структурных преобразований пород марункеуского комплекса представляется нам следующим образом. На раннем этапе деформации пород вдоль первичных неоднородностей (слоистости, элементов расслоенности магматических образований, контактов и др.) развивались метаморфические плоскостные структуры: сланцеватость, полосчатость (S_0). Деформация в конечном счете привела к формированию тесно сжатых и изоклиналиных складок F_1 с полого погружающимися шарнирами и круто ориентированными осями поверхностями, параллельно которым развивалась сланцеватость S_1 . Ядра этих складок, образованные эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами, залегающими среди плагинейсов и плагинейгранито-гнейсов, хорошо сохранились в обнажениях по бортам руч. Няхарнеяшор в его среднем и верхнем течениях (рис. 2—4). К этой же генерации



Рис. 2. Фрагмент полого залегающей изоклиналиной складки. Ядро сложено эклогитами, крылья — плагинейсами. Истоки руч. Няхарнеяшор. Вид сверху

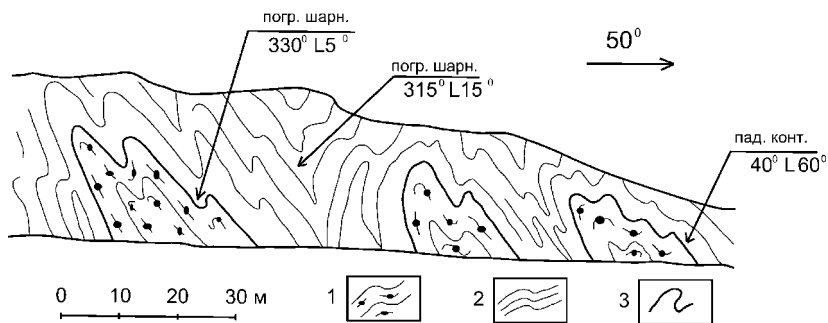


Рис. 3. Смятый в складки контакт эклогитов и плагиогранитогнейсов. Среднее течение руч. Няхарнеяшор. Разрез.

1 — эклогиты и алоэклогитовые амфиболиты, 2 — плагиогранитогнейсы, плагиогнейсы и мигматиты, 3 — контакты пород

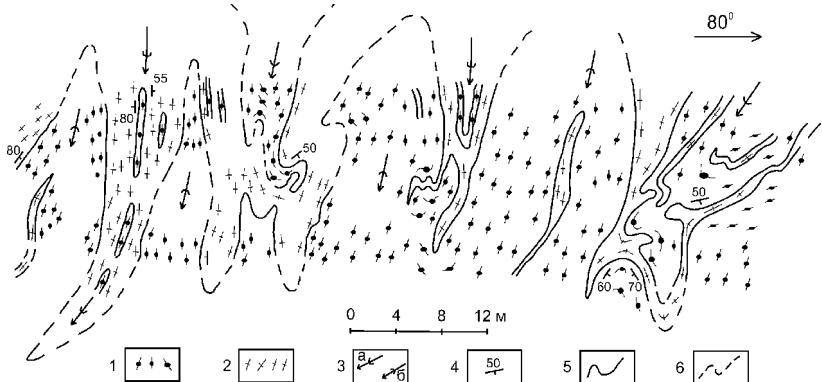


Рис. 4. Геологический план участка марункеуского комплекса. Истоки руч. Няхарнеяшор.

1 — эклогиты, алоэклогитовые амфиболиты, мусковитизированные эклогиты, гранатиты; 2 — плагиогнейсы, плагиогранитогнейсы, слюдяные сланцы; 3 — оси складок: а — антиклинальных, б — синклинальных; 4 — элементы залегания контактов пород; 5 — границы тел, наблюдаемые в обнажениях; 6 — предполагаемые границы тел

структурных элементов относятся изоклинальные складки, образованные полосчатостью в гранат-амфиболитовых сланцах, обнажающихся на руч. Хабакова (рис. 5).

На втором этапе деформации крылья складок F_1 сминались в складки разной степени сжатости (F_2) с круто погружающимися шарнирами и круто залегающими осевыми поверхностями, вдоль которых развивалась сланцеватость S_2 . Примеры таких складок показаны на рис. 5, 6.

С третьим этапом деформации связано образование описанных выше (см. рис. 2) асимметричных складок (F_3) с крутым падением осевых поверхностей (S_3) и круто погружающимися шарнирами. Изучение обна-

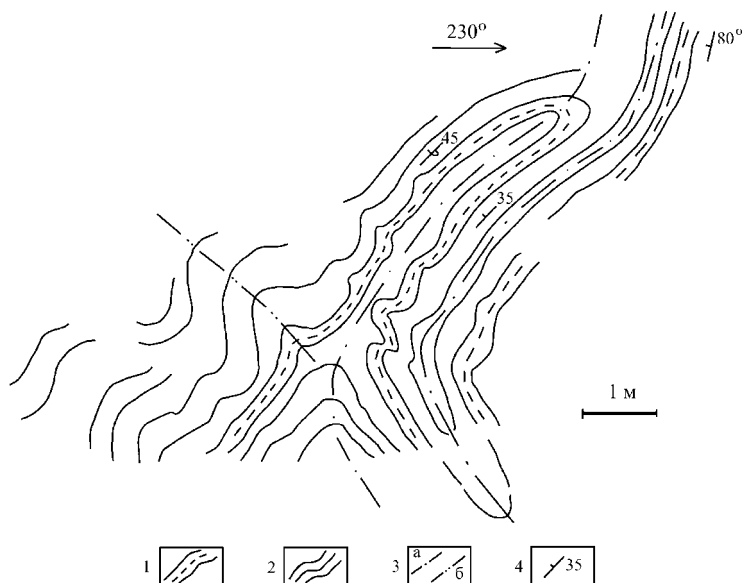


Рис. 5. Две системы складок в гранат-амфиболовых сланцах. Нижнее течение руч. Хабакова. План.

1 — лейкократовые гранат-амфиболовые сланцы; 2 — меланократовые гранат-амфиболовые сланцы; 3 — оси складок: $F_1(a)$, $F_2(b)$; 4 — элементы залегания контактов пород



Рис. 6. Две системы складок в плагиогнейсах. Изоклинные складки с полого погружающимися шарнирами смяты в складки с круто падающими шарнирами. Слюдяная Горка. Вид с юга

жений в бортах руч. Няхарнеяшор показывает, что ранние генерации складок, в том числе складки F_3 , секутся жилами К-На гранитов.

Складки F_3 и связанные с ними плоскостные элементы S_3 в свою очередь изогнуты в пологие складки с крутым падением осевых поверхностей и обычно круто погружающимися шарнирами. Выше отмечалось, что шарниры, наложенные на складки F_3 , имеют различную ориентировку. Иногда это можно увидеть в одном обнажении (рис. 7). Возможно, имеется несколько генераций, наложенных на складки F_3 , но их точное количество и последовательность нам установить не удалось. По-видимому, эти деформации не внесли заметный вклад в современную структуру марункеуского комплекса. Судя по полевым наблюдениям, наиболее вероятно проявление двух этапов деформаций, с которыми связано образование подобных складок и связанных с ними плоскостных элементов. Выделим их как F_4 , F_5 и S_4 , S_5 .



Рис. 7. Пологие складки с различно ориентированными шарнирами в плагиогранитогайссах. Среднее течение руч. Хабакова. Вид с северо-востока

Следующий очень важный в истории геологического развития рассматриваемого района этап структурообразования обусловлен формированием палеозойских надвигов (F_6 , S_6). Это этап образования зон среднетемпературных бластомилонитов субмеридионального и СВ простираний, в целом согласных с ориентировкой тектонических границ марункеуского комплекса. В северо-западной и северной частях комплекса именно эти структуры и слагающие их породные ассоциации определяют его современный облик.

Таким образом, установлено, что в докембрийских образованиях хр. Марун-Кеу структуры, связанные с процессами палеозойского надвигообразования, наложены на более ранние складки северо-западной («неуральской») ориентировки.

Судя по соотношению гранитных тел с различными генерациями складок в изученных нами разрезах, можно сделать вывод о том, что три первых этапа складчатости в породах марункеуского комплекса проявились в доняровейское время. Этот вывод является дополнительным аргументом в пользу дорифейского возраста эклогитсодержащих толщ хр. Марун-Кеу, так же как и дорифейского возраста наиболее ранних процессов ультравысокобарического метаморфизма.

Литература

1. *Ленных В. И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21—42.

2. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты Урала. М.: Наука, 1985. 286 с.

МИКРОТЕРИОФАУНА ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ СЕДЬЮ-2 (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Д. В. Пономарев¹, И. В. Панченко²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН,

²СыктГУ, Сыктывкар

ponomarev@geo.komisc.ru

Сведения о позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития фауны мелких млекопитающих Тимана крайне скудны. Только в последнее время появились данные изучения позднечетвертичной микротериофауны из двух тиманских местонахождений: грота Пижма-1 на Среднем Тимане [1] и грота Седью-1 на Южном Тимане [2]. В данном сообщении представлены предварительные результаты исследования еще одного южнотиманского местонахождения — Седью 2.

Местонахождение представляет собой нишу в береговом обнажении девонских рифогенных известняков (Седьуский риф). Оно имеет восточную экспозицию и располагается на правом берегу р. Седью (приток р. Ижмы) на высоте ~10 м от уреза реки, примерно в одном километре ниже по течению от пос. Седью и всего в полутора десятках метров ниже по течению (севернее) от грота Седью-1. Ширина ниши — 1.3 м, максимальная высота — 2.3 м, длина — 1.7 м.

Раскопки рыхлых отложений в нише проводились в 2006 году. Площадь раскопа составила около 1 м². В разрезе рыхлых отложений местонахождения вскрывается четыре горизонта разного литологического состава, представленные супесями, различающимися по цвету, а также по содержанию песчаного и грубообломочного материала. Костные остатки позвоночных животных, в основном млекопитающих, найдены в верхних трех слоях. Всего определено около 1800 щечных зубов мелких млекопитающих.

Видовой состав фауны включает 7 видов грызунов и зайцеобразных (см. таблицу). По составу и структуре фауны разные горизонты между собой почти не различаются и можно рассматривать остатки млекопитающих из всех слоев как одну локальную фауну.

В нижней части разреза, в слое 2, были определены 4 вида мелких млекопитающих. Резко доминирует по количеству остатков рыжая и красная полевки (вместе 49.2 %). Доли остатков других видов существенно меньше: красно-серая полевка — 39,7 %, темная полёвка — 9,5 %, лесной лемминг — 1.6 %.

В средней части разреза в слое 1а были найдены: рыжая и красная полевки (вместе) — 59.1 %, красно-серая полевка — 22.3 %, лесной лем-

**Видовой состав, количество щечных зубов
и соотношение остатков (доли видов в слое, %) мелких
млекопитающих из местонахождения Седью-2**

	Слой 1	%	Слой 1а	%	Слой 2	%
<i>Tamias sibiricus</i>	1	0.08	—	—	—	—
<i>Clethrionomys rutilus-glareolus</i>	948	78.41	353	59.13	31	49.21
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	102	8.44	133	22.28	25	39.68
<i>Myopus schisticolor</i>	47	3.89	49	8.21	1	1.59
<i>Arvicola terrestris</i>	1	0.08	1	0.17	—	—
<i>Microtus oeconomus</i>	59	4.88	33	5.53	—	—
<i>Microtus agrestis</i>	51	4.22	28	4.69	6	9.52
	1209	100.00	597	100	63	100

минг — 8.2 %, полёвка-экономка — 5.5 %, темная полёвка — 4.7 %. К редким видам относится водяная полевка — 0.2 %.

В верхней части разреза в слое 1 состав и структура фауны остались почти без изменений. Здесь найдены рыжая и красная полевки (вместе) — 78.4 %, красно-серая полевка — 8.5 %, полёвка-экономка — 4.9 %, темная полёвка — 4.2 %, лесной лемминг — 3.9 %. К редким и очень редким видам относится бурундук — 0.08 % и водяная полевка — 0.08 %.

Среди тафономических особенностей данного местонахождения можно отметить резкую избирательность в накоплении костей. Очевидно отсутствие остатков одного вида из мезоразмерной группировки — белки и лишь единичные находки другого вида этой же размерной группы — водяной полевки. Это объясняется, на наш взгляд, тем, что накопление костей происходило, по всей видимости, за счет жизнедеятельности некрупного пернатого хищника. Отсутствуют остатки и лесной мышовки, которая обитает здесь в настоящее время [4] и остатки которой найдены в позднеголоценовых отложениях Среднего Тимана [1], что объясняется, вероятно, сравнительно малым объемом материала. Невысокая доля околоводных видов связана также с избирательностью пернатого хищника, предпочитавшего охотиться в лесных стациях, а не в пойме реки.

Очевидно, что все виды, остатки которых найдены в данном местонахождении, принадлежат типично лесному зональному комплексу. Среди позднплейстоценовых локальных фаун, представленных видами смешанного «тундро-степного», «гипербореального» комплекса, такие сообщества не известны. Судя по положению в разрезе костеносных слоев и таежно-

му облику фауны, рассматриваемое сообщество сформировалось в позднем голоцене.

Остатки мелких млекопитающих позднеголоценового возраста лесного типа известны также из других местонахождений, расположенных в пределах современной таежной зоны. Среди них слой 3 Большого Дроватницкого грота, расположенного на Северном Урале [3], и слои 1 и 2 грота Пижма-1 на Среднем Тимане [1]. Доминирующее положение в этих фаунах также принадлежит лесным видам, хотя доля остатков видов околводных местообитаний относительно велика (31.4 %).

Работа выполнена при поддержке NWO — РФФИ (проект № 047.017.041).

Литература

1. Пономарев Д. В., Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Коурова Т. П., Кузьмина Е. А. Фауна мелких млекопитающих из грота Пижма 1 (Средний Тиман) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2005. № 6. С. 86—97. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО Российской АН; Вып. 117).
2. Пономарев Д. В. Остатки млекопитающих из местонахождения Седью 1 на Южном Тимане // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. XV научн. конф. Сыктывкар.: Геопринт, 2006. С. 107—111.
3. Смирнов Н. Г. Новое в четвертичной палеотериологии европейского Северо-Востока // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 286—288.
4. Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Ч. 1. СПб.: Наука, 1994. 280 с.

ДВА ТИПА РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ РЕКИ УНЬИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Е. С. Пономаренко, А. Н. Сандула

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изучение верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений р. Уньи на Северном Урале показывает, что здесь на сравнительно небольшом отрезке реки от о. Писаный до Бузгальского Камня (около 10 км) наблюдается два отличных друг от друга разреза. Один из них развит в районе о. Писаный (обн. 29, 28), другой — Бузгальского Камня (верхняя часть обн. 24) [6].

Детальная характеристика первого из них приведена в работах А. И. Равикович, Ю. В. Алуева и А. Н. Сандулы [1, 2, 4, 5]. Литологическое изучение второго разреза проводилось первым автором по материалам А. Н. Сандулы (полевому описанию, шлифам пород).

В результате сравнительного анализа литологического состава пород изученных отложений можно отметить следующее.

Верхнекаменноугольные отложения в обн. 29 (гжельский ярус [3]) представлены толщей, в основании (35 м) сложенной биокластовыми доломитизированными известняками с большим количеством фузулинид и члениками криноидей, затем — пачкой черных фузулинидовых и биокластовых известняков с криноидеями и редкими кремнями (35 м) и водорослевых, иногда доломитизированных известняков (19 м).

В разрезе обн. 24 верхнекаменноугольные отложения представлены более полно и в них выделен практически полный разрез касимовского и частично гжельского яруса [3]. Основание касимовского яруса сложено биокластовыми и водорослевыми известняками и доломитизированными разностями, часто с большим количеством кораллов и палеоаплизин и редкими кремнями (57 м). Выше по разрезу наблюдается пачка темно-серых (почти черных) глинистых известняков с редкими биокластами, единичными прослоями известняков микробиальных и множеством кремней (30 м) и толща мелкобиокластовых известняков с кремнями, в которых (особенно в верхней части) встречаются биокласты большего размера (57 м). В разрезе гжельского яруса вскрывается пачка биокластовых известняков, иногда пористых, сложенных часто ооидами с небольшим количеством литокластов пелитоморфного состава (22 м).

Ассельский ярус нижней перми в разрезе обн. 28 представлен фузулинидовыми зонами средней и верхней части [3]. Здесь наблюдается разрез крупного биогермного массива «Писаный Камень» [5]. Здесь после длинного необнаженного участка наблюдается толща брахиоподовых и мшанковых известняков (15 м), выше которой залегает пачка переслаи-

вания биокластовых и гидрактиноидных палеоплизиновых известняков (40 м), затем пачка инкрустированных гидрактиноидных известняков (40 м) и биокластово-мшанокowych и гидрактиноидных известняков (60 м).

Ассельский ярус нижней перми в разрезе обн. 24 представлен нижней и средней фузулинидовыми зонами [3, 4]. Здесь снизу-вверх по разрезу наблюдаются две пачки. Первая сложена биокластово-шламовыми известняками с иловым цементом и часто обильными кремнями (16 м). Вторая (53 м) — шламово-пелитоморфными известняками с редкими биокластами. Они чередуются с пропластками пелитоморфных известняков, содержащих небольшое количество спикул губок и примесь кварца алевритовой соразмерности (до 15 %). В верхней части пачки встречены пропласты микробильных известняков.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что в разрезе р. Уньи на отрезке от о. Писаный до Бузгальского камня в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях развито два типа разрезов. Первый из них преимущественно известняковый. Он характеризуется наличием биокластовых известняков с большим количеством фузулинид и члеников криноидей, а также водорослевых известняков в верхней части каменноугольного разреза, а на интервале ассельского яруса биогермными отложениями.

Второй тип разреза — доломитово-кремнисто-известняковый характеризуется присутствием в разрезе большого количества шламовых, мелкобиокластовых известняков, частых интервалов с большим количеством кремней, а также доломитизированных пород.

Литература

1. *Алуев Ю. В.* Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения р. Уньи (Северный Урал) / Дипломная работа. Кафедра геологии, физ. факультет, Сыкт. ГУ. Сыктывкар, 2003. С. 55.
2. *Алуев А. В.* Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения «Писаного камня» (р. Унья, Северный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Уральском регионе: Докл. 5-й студ. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 42—49.
3. *Калашиников Н. В., Михайлова З. П.* К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Геология и Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала Сыктывкар, 1971. С. 61—65. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 14).
4. *Равикович А. И.* К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печеры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1956. Т. XXXI (2). С. 36—59.
5. *Сандула А. Н.* Нижнепермский рифогенный массив «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал) // Геология рифов: Мат-лы межд. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145—147.
6. *Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы / А. И. Елисеев, А. И. Ангошкина, В. А. Салдин и др.* Сыктывкар, 2006. 72 с. (Научные доклады/ КНЦ УрО РАН; Вып. 481).

НАНОСТРУКТУРНЫЕ ОКСИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ТИТАНА

А. В. Понарядов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

alex401@rambler.ru

В последнее время в мире широко проводятся исследования по различным аспектам химии и физики наноразмерных объектов — наночастиц, нанопроволок, нанолент и т.д. Такой интерес обусловлен возможностью их использования при конструировании наноустройств и исследовании веществ в наноразмерной области. В форме нанотрубок получены образцы TiO_2 [1], MnO_2 [2], V_2O_5 [3]. Особый интерес представляют наноструктурированные объекты диоксида титана — материалы с высокой фотокаталитической активностью. Исследованы возможности их применения в процессах удаления NO_x , очистки окружающей среды (очистка воды, адсорбция загрязнителей), в каталитических реакциях образования водорода и т. д.

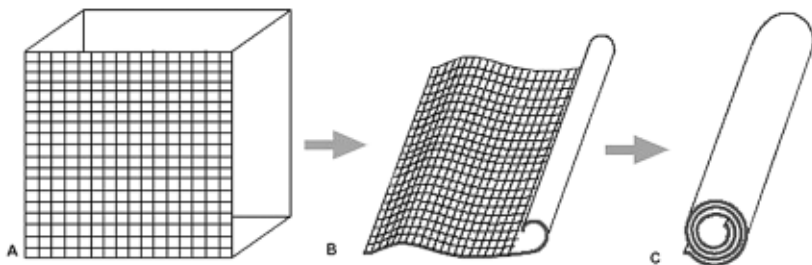
Нами были синтезированы наноструктурные тубулярные частицы диоксида титана с помощью щелочного разложения порошка диоксида титана (структуры анатаза и рутила): навеска 6 г TiO_2 выдерживалась в 120 мл 8 М раствора NaOH при температуре 130 °С в течение 24 час. После этого следовала промывка в дистиллированной воде, 0.1 М HCl и отжиг. Более детально данный метод описан в [4].

Все полученные образцы характеризуются большей удельной поверхностной площадью ($\approx 200 \text{ м}^2/\text{г}$) по сравнению с исходными материалами ($\approx 20 \text{ м}^2/\text{г}$). Методами электронной микроскопии были выявлены следующие характеристики нанотрубок: внешний диаметр 9.2 нм, внутренний диаметр 3.6 нм, межслоевое расстояние 0.8 нм. В целом эти параметры схожи с данными, приводимыми другими авторами [5, 6].

В большинстве работ в качестве исходного порошка использовалась смесь анатаза (70 %) и рутила (30 %) со средним размеров частиц 30—40 нм. В наших экспериментах образование нанотрубок удалось наблюдать только в случае использования порошка диоксида титана структуры анатаза (средний размер частиц ≈ 5 нм). В серии экспериментов с рутилом обнаружить нанотрубки в синтезированных образцах не удалось, что может быть связано как со структурой исходного материала, так и с большим средним размером его частиц (≈ 100 нм). Особо следует отметить тот факт, что спектры рентгеноструктурного анализа идентичны при использовании стартового порошка различной структуры.

Образование нанотрубок происходило по схеме (см. рисунок). Сначала диоксид титана анатазной или рутильной модификации (3D, рисунок, А), реагируя с щелочным раствором, расслаивается и образует лис-

ты (2D, рисунок, В). Боковые и угловые атомы листовых структур должны иметь большое количество оборванных связей, обладающих, по всей видимости, энергией, достаточной для дестабилизации всей двумерной системы. Следовательно, стремясь закрыть оборванные связи, листы диоксида титана могут сворачиваться в нанотрубки, образуя одномерные структуры (1D, рис. 1, С). Как отмечают некоторые исследователи [7], сам процесс перехода 2D→1D может приводить к формированию двух видов нанотрубок: концентрических и неконцентрических (спиральных). Мы наблюдали только образование спиральных нанотрубок.



Процесс образования нанотрубок диоксида титана

Предположение Sun и Li [8], что формирование нанотрубок происходит в момент промывки образцов дистиллированной водой и далее раствором кислоты, подтвердилось в ходе наших экспериментов. Однако, кислотная обработка не вызывает каких-либо изменений параметров нанотрубок. Температурная стабильность синтезированных нанотрубок связана с количеством примесных щелочных атомов. Промывка кислотой приводит к тому, что уже при температуре 350 °С происходит существенное изменение структуры полученных образцов.

Таким образом, образование наноструктурных объектов в щелочной среде зависит не только от параметров синтеза, но и от структуры исходного материала.

Литература

1. Kasuga T., Hiramatsu M., Hoson A. et. al. Formation of Titanium Oxide Nanotube // *Langmuir*. 1998. 14. P. 3160—3163.
2. Wang X., Li Y. Selected-Control Hydrothermal Synthesis of α - and β -MnO₂ Single Crystal Nanowires // *J. Am. Chem. Soc.* 2002. 124. P. 2880—2881.
3. Mai L.-Q., Chen W., Xu Q., Zhu Q.-Y., Han C.-H., Peng J.-F. Cost-saving synthesis of vanadium oxide nanotubes // *Solid State Commun.* 2003. 126. P. 541.
4. Котова О. Б., Вайон Й., Понярядов А. В. Наноструктурная минеральная поверхность: сорбционные свойства // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. № 10, 2007.
5. Song X., Yang E., Zheng Y. Synthesis of M_xH_yTi₃O₇ nanotubes by simple ion-exchanged process and their adsorption property // *Chinese Science Bulletin*. 2007. V. 52. № 18. P. 2491—2495.

6. *Ferreira O. P., Souza Filho A. G., Filho J. M., Alves O. L.* Unveiling the structure and composition of titanium oxide nanotubes through ion exchange chemical reactions and thermal decomposition processes // *J. Braz. Chem. Soc.* 2006. V. 17. № 2.

7. *Wang Y. Q., Hu G. Q., Duan X. F., Sun H. L., Xue Q. K.* Microstructure and formation mechanism of titanium dioxide nanotubes // *Chemical Physics Letters*. 2002. 365. P. 427—431.

8. *Sun X., Li Y.* Synthesis and Characterization of Ion-Exchangeable Titanate Nanotubes // *Chem. Eur. J.* 2003. V. 9. P. 2229—2238.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РАЙОНЕ КАРСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ

И. В. Попов, А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ilyageo@ya.ru, udoratin@geo.komisc.ru

В полевой сезон 2007 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) были проведены сейсмологические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в районе Карской кольцевой структуры вдоль линии профиля, который имеет северо-восточное направление и общую протяженность около 30 км.

В тектоническом плане профиль проходит по Пайхойскому поднятию и Карской впадине Предуральского краевого прогиба.

По профилю было отработано две позиции по 2 станции в каждой расстановке. Выбор участков для установки регистрирующей аппаратуры обуславливался предварительной рекогносцировкой профиля. Положение пунктов наблюдения зависело от степени геолого-геофизической изученности, к которой относятся близлежащие скважины и проходящие рядом геофизические профили. Также, положение пунктов наблюдения зависело от местных природных и технических условий района работ, таких как удаленность от источника микросейсмических помех, наличие выходов коренных пород и отсутствие подпочвенных вод. Расстояние между пунктами наблюдения зависело от местных географических условий и составляло, в среднем 10—12 км.

За период исследований было отработано 4 точки наблюдения. Время регистрации составляло на ПН1, ПН2 — 12 суток, на ПН3, ПН4 — 20 суток, с одновременной записью на двух станциях. Данное время определялось количеством регистрируемых сейсмических событий. На одном пункте количество землетрясений должно быть в среднем не менее 10—12. Запись велась на цифровой носитель, поэтому визуальный контроль над количеством сейсмических событий велся в полевых условиях при помощи ЭВМ. По линии профиля устанавливались сейсмологические станции SDAS. Регистрация колебаний в чувствительном режиме у данных станций обеспечивается тремя сейсмическими каналами: ВНЗ, ВНН и ВНЕ. Запись информации осуществлялась как на жесткий диск сейсмостанции, так и на магнитный носитель ZIP, обеспечивающий 4 суток непрерывной регистрации. Контроль над ходом часов сейсмостанции производился с помощью GPS-навигатора, входящего в ее состав. Регистрация землетрясений велась сейсмоприемниками СКМ-3М и СМЗ-КВ в частотном диапазоне 0.05—40 Гц.

Сейсмоприемники углублялись на 0.2 м в грунт и устанавливались на ровной поверхности строго горизонтально с помощью уровня. Углубление сейсмоприемников осуществлялось для лучшего контакта с грунтом, уменьшения фона ветровых помех и обеспечения меньшего перепада температур. X- и Y-оси регистрирующих приборов ориентировались строго на север и на восток соответственно. Электропитание сейсмических станций происходило от кислотных аккумуляторов, одной зарядки которых хватало на 3 суток бесперебойной работы.

За время полевых работ сейсмическими станциями было зафиксировано около 46 землетрясений. Нами выделены записи 44 землетрясений, которые использовались для дальнейшей обработки и интерпретации. По первой позиции (ПН3-ПН4) отобраны 34, по второй (ПН1-ПН2) — 10 сейсмических событий. Материал выбирался по следующим критериям: 1) ясное и четкое вступление первой продольной волны на вертикальной компоненте; 2) достаточное соотношение сигнал/помеха, т.е. малый фон микросейсмических помех. Все землетрясения были сведены в каталог. Расчеты эпицентральных расстояний (в градусах и километрах), азимутов прихода волн на пункт наблюдения и с пункта на очаг землетрясения, интерполированных времен пробега первых продольных волн были произведены с помощью программного комплекса WSG (Windows Seismic Grafer).

Большая часть очагов землетрясений относится к Тихоокеанскому (80 %), остальные принадлежат Среднеазиатскому (17 %) и Средиземноморскому (3 %) поясам сейсмичности.

Основная часть очагов землетрясений (64 %) находится на глубине 10—70 км, их относят к неглубокофокусным. Остальные зарегистрированные землетрясения — глубокофокусные. Эпицентральное расстояние 80 % всех землетрясений составляет более 5000 км.

В дальнейшем, после выделения проходящих PS волн, планируется их корреляция, построение границ обмена и их стратификация и построение геолого-геофизического разреза.

ПРОДУКТИВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

Г. М. Сачук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Нижнедевонские отложения в объеме лохковского яруса, на территории северной части Хорейверской впадины, сохранились лишь в ее бортовой зоне. В данных отложениях к настоящему времени открыто два месторождения: имени Р. Требса (Варкнавтская площадь) и Титова (Оленья площадь). Месторождения нефти являются многопластовыми, сложными по типам экранирования. Оба месторождения имеют неполные разрезы лохковского яруса, повсеместно залегающего на размытой поверхности верхнего силура и перекрывающегося породами нижнефранского подъяруса верхнего девона. Особенно сокращен разрез нижнего девона на месторождении им. Титова. В разрезах Варкнавтской и Оленьей площадей выделяются толщи, пачки, пласты, которые имеют сходные литологическую и геофизическую характеристики.

Нижний девон литологически подразделяется на три толщи. Разрез начинается с карбонатной толщи (овинпармский горизонт), на ней залегают терригенно-карбонатная (сотчемкыртинский горизонт), венчает разрез — ангидрито-доломитовая толща (сотчемкыртинский горизонт). Средняя толща развита на ограниченной территории месторождений им. Требса и полностью выпадает из разреза месторождения им. Титова.

Карбонатная толща имеет разный вещественный состав, что видно на диаграммах стандартного каротажа и подтверждается керновым материалом, поэтому она разделена на две литологические пачки снизу-вверх: пачка «а» — терригенно-карбонатная, пачка «б» — карбонатная. Терригенно-карбонатная пачка сотчемкыртинского горизонта выделяется как пачка «в». Такое разделение на пачки было введено В. Н. Максимовым в 1990 г. Пачки «а» и «б» нефтеносны на Варкнавтской и Оленьей площадях.

В основании пачки «а» залегает базальный слой от 4 до 40 м (минимальные значения до 7 м характерны для Варкнавтской площади, максимальные для Оленьей). Представлен тонким ритмичным переслаиванием аргиллитов, мергелей, известняков, алевролитов. Основная часть, залегающая на базальном слое, сложена карбонатными и карбонатно-терригенными породами, формирование которых происходило в мелководно-морских условиях. Представлена доломитами, известняками, мергелями, алевролитами и их разностями.

На Варкнавтской площади пачка «а» условно разделяется на две части: нижнюю — более карбонатную, и верхнюю — более терригенную.

В пределах площади обе части уверенно прослеживаются во всех скважинах. Нижняя часть пачки сложена, преимущественно, известняками доломитизированными, доломитами вторичными, их глинистыми разностями, содержит прослой мергелей и аргиллитов. Преобладают карбонаты. Толщина нижней пачки увеличивается с юго-запада на северо-восток. Верхняя часть пачки более глинизирована, сложена вторичными доломитами и известняками, со значительной примесью глинистого материала и замещением карбонатов мергелями и аргиллитами. Толщина колеблется от 30 м до 40 м.

На Оленьей площади в нижней части пачки сокращается толщина карбонатных пластов и уменьшается глинизация ее верхней части. Пачка сложена доломитами, известняками доломитизированными, их глинистыми разностями. Прослой сложены мергелями и аргиллитами. Минимальные толщины (18—33 м) пачки наблюдаются в южной части Оленьей площади, связаны с размывом верхних слоев. В зоне северо-западного простирания (скв. 2, 4, 10, 11 — Варкнавтские, скв. 2, 9, 10, 35, 39, 41, 42, 70, 71, 74 — Оленьи) толщина пачки составляет 47—57 м. Свыше 60 метров толщина пачки наблюдается в скв. 5, 7, 9-Варкнавтские и скв. 3, 16, 72 — Оленьи. В 10 нефтеносных скважинах Оленьей площади толщина пачки «а» не превышает 60 м.

Большинство образцов из продуктивной части разреза Оленьей площади (изучались в ГП «Архангельскгеология») имеет низкие значения емкостно-фильтрационных коэффициентов: пористость до 5 %, проницаемость до 0.2 мД. В коллекторе они изменяются до 15.3 % и 2.5 мД соответственно. Коллекторами нефти пачки «а» служат доломиты слабоизвестковистые, мелкопористые, трещиноватые, прослоями кавернозные. В большинстве исследованных образцов содержание кальцита приближается к нулю. Но чистые известняки имеют несколько большее значение в разрезе нижнего девона на данном месторождении, чем на месторождении им. Р. Требса. Заметную роль известняки играют в разрезе нижнего продуктивного пласта.

Ниже в таблице показано распределение пористости в породах продуктивного пласта нижней части пачки «а» по скважинам.

Пористость, %	0,1—2	2—4	4—6	6—8	8—10	14—16
Варкнавтская-10	1	1	2	0	0	0
Варкнавтская-5	10	2	0	0	0	0
Варкнавтская-1	12	2	0	0	0	0
Варкнавтская-14	2	1	0	0	0	1
Оленья-10	4	1	0	0	0	0
Оленья-2	9	5	0	0	0	0
Оленья-16	1	0	1	4	6	0
Оленья-70	0	4	9	9	1	0

Отмечается геологическая неоднородность продуктивного пласта, как в пределах каждой площади, так и в сравнении по площадям.

Пачка «б» имеет более карбонатный состав по сравнению с подстилающими отложениями. Минимальные толщины (до 30 м) наблюдаются в южной части Оленьей площади (скв. 10, 35, 39, 41, 42, 43, 70) и связаны как с первичным выклиниванием, так и с последующим размывом. Толщины до 70 м фиксируются в зоне северо-западного простираения. В эту зону попадают скв. 3, 9, 16, 47, 71, 72, 74 — Оленьи; скв. 1, 4, 5, 10, 11, 14, 17 — Варкнавтские.

На Варкнавтской площади пачка «б» в скв. 4, 5, 6, 7, 9, 10, 17, 20 — трехслойная: нижняя и верхняя части — высокоомные, средняя — относительно низкоомная. Толщина составляет 25—30 м. Сложена она известняками, прослоями доломитизированными, переслаивающимися с доломитами (скв. 5) и тонкими прослойками аргиллитов. Нередко известняки рассланцованы (скв. 7). Средняя часть имеет толщину 10—20 м и сложена доломитами рассланцованными, известняками крупнокомковатыми, вторичными доломитами (скв. 4); переслаивающимися известняками и коричневыми аргиллитами (скв. 5); известняками сланцеватыми (скв. 7). Верхняя часть имеет толщину от 15 до 35 м (минимум связан с размывом кровли пачки «б» — скв. 10) и сложена доломитами, часто рассланцованными (скв. 3); известняками доломитизированными, сланцеватыми (скв. 6).

В скв. 11, 14 — Варкнавтские и 1 — Пасседская пачка «б» — двухслойная: нижняя — низкоомная, имеет толщину 15—25 м сложена преимущественно доломитами или известняками доломитизированными с прослоями аргиллитов; верхняя — высокоомная, сложена доломитами с прослоями аргиллита красновато-бурого (скв. 14).

На Оленьей площади отложения пачки «б» выделяются достаточно уверенно там, где пачка имеет достаточную мощность. Если сравнить с Варкнавтской площадью, то нет трехслойности: ни в одной скважине нет верхней (высокоомной) части. Средняя — сравнительно низкоомная часть наблюдается в скв. 9, 16, 47, 72, 74 и имеет толщину 15—18 м. Сложена эта часть разреза известняками доломитизированными брекчиевидными (скв. 9); известняками доломитизированными с прослоями аргиллитов и алевролитов (скв. 46, 47), переслаиванием доломитов крупнослоистых и мергелей (скв. 72, 74). Нижняя — высокоомная часть — наиболее четко видна в этих же скважинах. Литологически эта часть разреза (толщиной до 45 м — скв. 47) представлена брекчиевидными обломками доломита (скв. 3, 43, 71), известняками, прослоями доломитизированными, доломитами песчаниковидными (скв. 41).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНОДОНТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРА УРАЛА И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Л. В. Соколова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sokolova@geo.komisc.ru

Конодонты были впервые описаны Х. Г. Пандером в 1856 г. из нижнепалеозойских отложений России и Прибалтики. С этого момента в мире происходило накопление знаний о систематическом разнообразии конодонтов, их стратиграфическом распространении. В начале 60-х г. накопленные сведения были обобщены в первом издании «*Treatise on Invertebrate Paleontology, part W*», что послужило основой для создания зональных схем расчленения по конодонтам для всех систем общей стратиграфической шкалы [1]. К 70-м годам в зарубежных странах эта группа фауны широко использовалась для стратиграфических построений. В СССР исследования конодонтов возобновились с 1960 г. и были связаны с работами С. П. Сергеевой [1].

Начало изучения конодонтов в Тимано-Североуральском регионе связано с исследованиями В. Н. Пучкова, который во время полевых работ 1970 г. в лемвинской зоне обнаружил первых конодонтов на поверхностях напластования кремнистых сланцев. Приступив к целенаправленному растворению известняков лемвинской зоны, В. Н. Пучков собрал обширную коллекцию конодонтов ордовикского, силурийского и девонского возраста. Консультации с крупными специалистами по конодонтам и собственные определения накопленного материала помогли значительно уточнить возраст терригенных, сланцевых и кремнистых толщ Полярного Урала, что в конечном итоге привело к существенному изменению схемы стратиграфии палеозоя лемвинского типа [9, 18, 19, 20]. В этот же период времени конодонтов — достаточно новую группу фауны методом кислотной дезинтеграции стал выделять научный сотрудник Института геологии Коми филиала АН СССР В. С. Цыганко.

С конца 70-х начала 80-х годов в нашем Институте выделяются и изучаются конодонты из отложений ордовика, силура и нижнего девона [10, 14, 15], девона [23, 25] и карбона [24].

Поскольку конодонты были признаны важным стратиграфическим инструментом для расчленения и корреляции, данные по этой группе стали применяться при геологосъемочных работах. С 1976 по 1986 г. на Приполярном и Полярном Урале в бассейнах р. Уса, Лемва, Кожым, Косью в составе группы геологов-съемщиков изучением конодонтов занималась В. А. Наседкина. Из ордовикских отложений региона ею были выделены

новые виды и установлена закономерность фациального распространения конодонтов в ордовике Приполярного и Полярного Урала [13, 16]. Североуральские палеозойские конодонты исследовались так же геологами из производственных и геолого-съёмочных организаций — Ю. В. Деулиным [5], Л. С. Колесник [5, 28].

В 80-е годы С. В. Мельников начал комплексные исследования таксономического состава, стратиграфического распространения и фациальной приуроченности ордовикских и силурийских конодонтов на обширной территории [10, 11]. Им были изучены коллекции из опорных разрезов и керна скважин верхнеордовикских и силурийских отложений Тимано-Печорской нефтегазонасной провинции (кern скважин), опорный разрез нижнего палеозоя на Приполярном Урале (рр. Кожым, Косью, Балбанью, Малая Таврота); разрезы Северного Урала (рр. Большая Косью, Илыч, Татарская церковь, Щугор, Гердью); гряды Чернышева (р. Уса); Северного Тимана (рр. Рыбная, Черная), п-ва Канин (рр. Большой Надтей) и хребта Пай-Хой [12]. Впервые в нашем регионе Сергей Валентинович выделил уровни биотических событий характеризующиеся появлением и исчезновением определенных родов или видов конодонтов и других групп ископаемой фауны [6, 26].

Верхнепалеозойских конодонтов в регионе так же изучал А. В. Журавлев, работавший в нашем Институте с 1988 г. В настоящее время Андрей Владимирович является сотрудником ВСЕГЕИ, однако продолжает изучать стратиграфию и гистологию конодонтов, из верхнепалеозойских отложений севера Урала [7, 8, 24].

Работы В. Н. Пучкова, В. А. Наседкиной, А. Б. Юдиной, Ю. В. Деулина, Л. С. Колесник, С. В. Мельникова, А. В. Журавлева еще раз подтвердили важность конодонтов для решения стратиграфических задач на территории западного склона севера Урала.

В последнее десятилетие изучение нижнепалеозойских конодонтов приобрело более целенаправленный характер и связано с определением границ крупных стратиграфических подразделений: ордовик-силур, лландовери-венлок из отложений опорного разреза нижнего силура [2—4, 17, 27]; Пашнин, 2003; Mannik, Martma, 2000).

В задачи наших исследований входит выявление наиболее полного родового и видового состава нижнесилурийских конодонтов, определение закономерностей их палеобиогеографического распространения на территории Тимано-Североуральского региона, выявление корреляционных возможностей конодонтовой фауны Приполярного Урала.

Литература

1. Барсков И. С. Конодонты в современной геологии // Общая геология (Итоги науки и техники) М.: ВИНТИ, 1985. Т. 19. С. 93—221.

2. *Безносова Т. М., Мянник П.* Граница ордовикской и силурийской систем // Вестник института геологии КНЦ УрО РАН. 2002. № 10. С. 3 — 6.

3. *Безносова Т. М., Мянник П.* Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // ДАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 655—658.

4. *Безносова Т. М., Майдль Т. В., Мянник П. и др.* Граница ордовика и силура на Приполярном Урале: Новые результаты и проблемы // Материалы XIV геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 2004. Т. 3. С. 224—227.

5. *Деулин Ю. В.* Конодонты верхнедевонских отложений севера Тимано-Печорской провинции и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геолого-минер. наук. Казань, 1999. 22 с.

6. *Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.

7. *Журавлев А. В.* Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб. 2002. 94 с.

8. *Журавлев А. В.* Конодонты верхнего девона — нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 85 с.

9. *Корень Т. Н., Пучков В. Н., Водолазский А. И.* Новые данные о возрасте верхней части харотской свиты на Полярном Урале // Ежегодник-1971. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар. 1972. С. 10—14.

10. *Мельников С. В.* Конодонты верхнего ордовика и нижнего силура Тимано-Североуральского региона и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геолого-минер. наук. Казань, 1986. 24 с.

11. *Мельников С. В.* Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999а. С. 275—278.

12. *Мельников С. В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб: ВСЕГЕИ, 1999б. 136 с.

13. *Наседкина В. А., Пучков В. Н.* Среднеордовикские конодонты севера Урала и их стратиграфическое значение // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Сб. статей. Свердловск, 1979. С. 5—24.

14. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала (путеводитель полевого семинара) / Отв. ред. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар, 1983. 104 с.

15. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. ред. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.

16. Ордовик Приполярного Урала. Палеонтология. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. 240 с.

17. *Пашин А. И.* Конодонты пограничных отложений лландовери и венлока на Приполярном Урале // «Вестник» Института геологии КНЦ УрО РАН. 2003. 11. С. 12, 21.

18. *Пучков В. Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры // Ежегодник-1972 Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар. 1973а. С. 9—15.

19. Пучков В. Н. Находки конодонтов в палеозое севера Урала и их стратиграфическое значение // ДАН. Т. 209. № 3. 1973б. С. 668—670.

20. Пучков В. Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Сб. статей. Свердловск, 1979. С. 33—51.

21. Сергеева С. П. Современное состояние изучения конодонтов // Новые данные направления исследований в палеонтологии: Труды XV сессии всесоюзного палеонтологического общества. Л.: Наука, 1976. С. 58—62.

22. Черных В. А., Пазухин В. Н., Чеусова Г. Н. Три типа разрезов пограничных отложений девона и карбона на севере Уральской складчатой области: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 14 с. (Биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона; Вып. 10).

23. Чермных В. А., Кононова Л. И., Перишина А. И., Чеусова Г. Н. К характеристике верхнедевонских отложений р. Утиной (Новая Земля) // Палеозой севера Урала и Печорской синеклизы. Сыктывкар, 1984. С. 23—33. (Труды Ин-та геологии Коми филиал АН СССР. Вып. 49).

24. Цыганко В. С., Лукин В. Ю., Журавлев А. В. К вопросу о границе среднего и верхнего отделов девона на Приполярном Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 240—243.

25. Юдина А. Б. Биостратиграфия и конодонты верхнего девона гряды Чернышева и Приполярного Урала // Автореф. дис. ... канд. геолого-минер. наук. Сыктывкар, 1999. 18 с.

26. Melnikov S. V., Zhemchugova V. A. Lower Silurian stratigraphy of the Timan-northern Ural region and eustatic fluctuation // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. 2000. Vol. 49, № 2. P. 85—104.

27. Мднник Р., Martma T. Llandovery-Wenlock Boundary in the Subpolar Urals / Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and faunas (Ichthyolith Issues. Special Publication 6). Syktyvkar, 2000. P. 64—68.

Фондовые материалы

28. Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимов Н. Н. и др. Отчет по объекту «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1:50000 Каро-Елецкой площади (в 5 томах)». Полярноуралгеология. Воркута, 1983.

СТЕПЕНЬ ПРЕОБРАЗОВАННОСТИ КОНОДОНТОВ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПЛАНДОВЕРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Л. В. Соколова, О. С. Процько

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sokolova@geo.komisc.ru, procko@geo.komisc.ru

Для определения степени зрелости пород существуют различные методы: метод отражательной способности витринита, пиролитические методы измерения зрелости ОВ, показатели зрелости, основанные на химическом составе битумоидов, методы изменения цвета палиноморф и конодонтов и др. Методы определения изменения цвета палиноморф и конодонтов позволяют установить стадии диагенеза и метаморфизма пород в ряде случаев, когда применение других методов ограничено [1]. Для подтверждения изменения степени преобразованности ОВ так же может использоваться метод люминисцентной микроскопии.

Эмпирическим и экспериментальным методами установлена зависимость окраски конодонтовых элементов от степени нагрева, интенсивности теплового потока, глубины погружения пород и метаморфизма. В настоящее время сопоставлены между собой значения температуры нагрева, коэффициент отражательной способности витринита, окраска и прозрачность споропыльцевой оболочки, цвет и индекс окраски конодонтовых элементов (ИОК) [1].

В 2006 г. совместно с сотрудником Института геологии Таллиннского технического университета П. Мянником изучены нижнесилурийские выходы обн. 236, вскрывающиеся в устье р. Сывью, западного склона Приполярного Урала. Породы первого интервала общей мощностью 46 м характеризуются чередованием долмитизированных микрослойчатых и строматолитовых известняков. Конодонты малочисленны и представлены *Ozarkodina cf. waugoolaensis*, *Oulodus sp.*, *Oulodus sp. 1.*, *Panderodus sp 1.*, *Distomodus (?) sp.*

Далее по разрезу прослеживается задернованный участок мощностью около 60 м. Пробы на конодонты не отбирались.

Отложения второго интервала (м.= 17 м) в основном представлены пятнистыми, пятнисто-полосчатыми доломитизированными известняками. Из органических остатков встречаются членики криноидей, мелкие колонии табулят, колонии строматопороидей. Помимо конодонтов *Ozarkodina cf. waugoolaensis* и *Panderodus sp 1.*, установленных в породах первого интервала, определены *Ozarkodina ex. gr. paraconfluens*, *Panderodus sp*, *Oulodus sp 2*. Таксономический состав конодонтовой фа-

уны в изученных нижнесилурийских толщах беден, однако присутствие конодонтов *Ozarkodina waugoolaensis* позволяет установить лландоверийский возраст пород.

Окраска основного количества конодонтовых элементов в пробах определяется нами как переходная от коричневой к темно-коричневой. Согласно известным данным такая окраска элементов отвечает диапазону ИОК от 3 до 4, что соответствует стадиям катагенеза МК₅—АК₁ [1]. У ряда экземпляров отмечена светло-коричневая (некоторые пандеродусовые элементы) и коричневая окраска (некоторые озаркодиновые и оулдусовые элементы). Такая вариация степени и интенсивность окраски изученных конодонтовых элементов, возможно является следствием их различного морфологического строения [2].

Породы, в которых было установлено присутствие конодонтовых элементов, исследовались в ультрафиолетовом свете. Результаты изучения приведены в таблице.

Номер слоя (обн. 236)	Цвет конодонтовых элементов	ИОК	Стадия катагенеза	Характер свечения в ультрафиолетовом свете
277	Переходный от коричневого к темно-коричневому	3—4	МК ₅ —АК ₁	Коричневое
273	Переходный от коричневого к темно-коричневому	3—4	МК ₅ —АК ₁	Коричневое, темно-коричневое
268А	Переходный от коричневого к темно-коричневому	3—4	МК ₅ —АК ₁	Коричневое
167	Переходный от коричневого к темно-коричневому	3—4	МК ₅ —АК ₁	Коричневое
158	Коричневый	3	МК ₅	Коричневое, темно-коричневое
119	Переходный от коричневого к темно-коричневому	3—4	МК ₅ —АК ₁	Коричневое, темно-коричневое

При изучении ультрафиолетовом свете в образцах наблюдается коричневое и темно-коричневое свечение мелкокристаллических участков породы, образующих пятнистую текстуру. Коричневые оттенки люминесценции могут свидетельствовать о высокой степени преобразования органического вещества (конечные стадии мезокатагенеза- МК₅).

Таким образом комплексное изучение конодонтовых элементов и органического вещества из лландоверийских отложений в обн. 236 указывает на стадию катагенеза МК₅—АК₁ и подтверждает высокую степень преобразования пород.

Литература

1. *Петросьянц М. А., Овнатанова Н. С.* Оптические методы определения уровня катагенеза и метаморфизма органического вещества. Обз. инф. Сер. «Нефтегазовая геология и геофизика». М.:ВНИИОЭНГ, 1982. Вып. 10. С. 1—27.
2. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W Miscellanea. Supplement 2 Conodonta / Ed. R. A. Robinson.* 1981. 201 p.

О КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ РЕСУРСОВ ЗЕМЛИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

В. И. Спирягин

ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

spiryagin@iespn.komisc.ru

При количественной оценке земли зарубежные исследователи учитывают следующие факторы: а) рельеф и склоны местности; б) тип почв; в) особенности гидрографической сети; г) особенности растительного покрова; д) население; е) виды административного управления; ж) оценочную стоимость; з) состояние налогоплательщиков; и) виды земельной собственности; к) стремление собственников удержать земельное владение; л) районы торговли.

По РК *бонитировка почв* была проведена еще КФАН СССР. Была составлена *бонитировочная таблица* для почв южной и центральной частей республики. Работа носила методический характер.

Под *бонитировкой почв* понимают сравнительную оценку их качества в относительных показателях (баллах) по свойствам почв и урожайности сельскохозяйственных культур при современном уровне агротехники. *Величина оценочного балла почвы* может изменяться как в сторону повышения качества, так и в сторону снижения. С интенсификацией повышается оценка почв. Бонитировка почв используется для *расчета ставки земельного налога* на земли сельскохозяйственного назначения по видам угодий и типам почв.

Экономические условия землепользования тесно коррелируют с определенными типами природных районов.

Речные бассейны регионов (районов) изучают методом выделения *территориальных единиц* для выявления природных особенностей и потенциала природных ресурсов.

Метод территориального анализа дифференцирует районы по категориям: а) использование; б) условия; в) направления желательной перестройки; г) программы мероприятий по реконструкции.

При исследовании конкретных территорий сосредоточение различных типов землепользования или почв оценивают посредством случайной выборки на ландшафтных местах, применяя *метод χ^2 (хи-квадрат)*. Он позволяет найти степень согласованности гипотетической корреляции с реальными данными. Метод дает возможность определять территориальную протяженность объекта или региона.

Для изучения территорий используется *таблица случайных чисел*, которая обычно преобразуется в *координаты случайно избранных мест*.

Для каждого местоположения указывается тип использования территории. На основе *метода случайных выборок* при малых затратах на обработку данных получают сведения о *процентной структуре использования территорий* (метод В. Бунге).

В 1945 г. М. С. Молоденский построил теорию точного определения фигуры реальной Земли, или геоида, что явилось одним из основных событий науки.

Если земной меридиан есть часть эллипса, то земная ось рассматривается как малая ось длиной в 12712 км. Длина большей оси составляет 12754 км. Коэффициент сжатия составляет 0.997, сжатие – 0.003. Эксцентриситет или отношение фокусного расстояния к большой оси превышает 0.077.

Современными исследованиями установлена грушевидная форма фигуры с выпуклостью к югу от экватора. А. Пуанкаре показал посредством *теории Дарвина* и нечеткой логики устойчивость жидких вращающихся масс грушевидной формы, А. М. Ляпунов на основе четкой логики и точных расчетов опроверг эти результаты.

Карта отклонений формы от геоида на уровне моря содержит данные о трех выпуклостях: Западная Европа; регион между Африкой и Антарктидой; территория к северу от Новой Гвинеи. Средний экваториальный диаметр Земли оценен в 12756.38 км, средний полярный диаметр – 12713.56 км, окружность экватора — в 40074.51 км.

Для практических целей оценивания важны *геологические системы координат*, отражающие структурно-временное зонирование Земли.

Разнобой в этих системах ставит *проблему правильности переходов от одних систем координат к другим*. Преобразования систем координат земной поверхности могут быть записаны математическими формулами и реализованы на компьютерах, что облегчает их использование в научных целях.

Для добывающей промышленности значение имеют действия на региональном уровне. Поэтому необходимо *включение в системы показателей оценки рационального использования ресурсов*.

Одними из них являются темповые характеристики производства ресурсов. Важными характеристиками являются размеры плат (платежей) за отгруженную потребителям продукцию, платежи за добычу природных ресурсов, за пользование недрами, суммы отчислений на воспроизводство минерально-сырьевых ресурсов, степень выполнения лицензионных соглашений, норм и правил эксплуатации природных ресурсов.

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО БАССЕЙНА РЕКИ СВЕТЛЫЙ ВУКТЫЛ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О. А. Степанов

СыктГУ, Сыктывкар

Предгорная часть западного склона Приполярного Урала представляет большой интерес в связи с присутствием россыпного золота в кайнозойских отложениях. Генезис этих образований трактуется неоднозначно. В 60—70-е гг. прошлого столетия преобладала точка зрения о ледниковом и водно-ледниковом происхождении основного объема рыхлых образований исследуемого района, и их возраст предполагали четвертичным. В связи с этим считалось, что минералы тяжелой фракции входят в состав «аллохтонных» морен и принесены ледниками с Новой Земли, Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала и, в меньшей степени, из осевой зоны Урала, что не позволяло вести прямые поиски коренных источников полезных ископаемых по шлиховым ореолам рассеяния. Так называемые валунные суглинки, флювиогляциальные пески и галечники не подвергались массовому опробованию на россыпеобразующие минералы, поскольку ледниковая идея позволяла искать лишь аллювиальные россыпи в пределах современных речных долин. Минералогический состав этих образований изучали лишь применительно к стратиграфическим построениям. Даже проблематичные по генезису и возрасту толщи (по современным представлениям — палеоген-неогеновые), выполняющие погребенные палеодепрессии, не были опробованы должным образом, в связи с чем, в настоящее время происходит возврат к этим объектам и к их перепробованию.

В 2006 году геологическим отрядом ООО «Кратон» Вуктыльской ГПП, с непосредственным участием автора, проводилось шлиховое опробование аллювиальных и других полигенных кайнозойских образований разного гранулометрического состава (от галечников до песков и суглинков), вскрытых горными выработками в бортах долин водотоков бассейна реки Светлый Вуктыл. Всего отобрано около 200 шлиховых проб объемом от 10 до 200 литров. Предварительные результаты минералогического анализа показали наличие 128 знаков золота в 52 пробах. В большинстве из них находилось от 1 до 4-х золотин и только в 5 пробах их количество составляло от 5 до 19 знаков (табл. 1).

Изученное золото относится к классу мелкого, его основная масса около 90 знаков (70 % всех золотин) концентрируется во фракции 0.1—0.5 мм, во фракцию свыше 0.5 мм попадает около 40 знаков, т. е. ~ 30 % изученных золотин. Причем самые крупные из найденных золотин имеют размеры $1.5 \times 1.3 \times 0.04$, $1.5 \times 1.05 \times 0.1$ и $0.95 \times 0.55 \times 0.1$ мм.

Таблица 1

Размерность росыпного золота бассейна реки Светлый Вуктыл

№ п/п	№ пробы	Объем пробы, л	Кол-во знаков	Размер знаков Au, мм
1	10450501	20	1	0.2 × 0.25
2	104801	20	1	0.55 × 0.25 × 0.05
3	104802	80	19	0.1—0.75
4	104803	20	1	0.25 × 0.2
5	104804	20	2	0.15—0.25
6	105004	40	5	0.15—0.5
7	105005	20	3	0.2—0.35
8	105103	20	4	0.15—0.4
9	105104	20	2	0.15—0.2
10	105106	20	1	0.45 × 0.3
11	105107	30	4	0.2—1.5
12	105108	30	2	0.2—0.95
13	105204	20	1	0.3 × 0.35
14	105205	20	1	1.5 × 1.05 × 0.1
15	105209	20	1	0.3 × 0.55
16	105303	20	1	0.4 × 0.2
17	105304	20	2	0.2—0.3
18	105507	20	4	0.2—0.3
19	300005	20	1	0.1 × 0.1
20	350003	20	1	0.25 × 0.2
21	350201	20	1	0.15 × 0.15 × 0.1
22	350202	20	1	0.1 × 0.1 × 0.06
23	350501	20	1	0.25 × 0.2
24	400001	20	1	0.25 × 0.2
25	400201	20	1	0.07 × 0.06 × 0.06
26	400401	10	1	0.25 × 0.1 × 0.06
27	400601	20	2	0.25—0.65
28	401302	20	1	0.4 × 0.2
29	401404	20	2	0.35—0.55
30	401601	200	7	0.1—0.45
31	401702	20	1	0.15 × 0.07
32	401703	20	1	0.5 × 0.5
33	401704	20	2	0.2—0.35
34	402701	20	3	0.25—0.7
35	402801	20	1	0.35 × 0.25 × 0.05
36	402803	20	2	0.3—0.7
37	500801	200	7	0.12—0.7
38	500808	20	4	0.1—0.4
39	501505	20	1	0.7 × 0.45 × 0.05

№ п/п	№ пробы	Объем пробы, л	Кол-во знаков	Размер знаков Au, мм
40	501905	20	1	$0.12 \times 0.12 \times 0.05$
41	501909	20	1	0.2×0.2
42	502401	30	2	$0.35-0.55$
43	50340501	20	1	0.15×0.15
44	950002	20	2	$0.4-0.75$
45	950205	30	11	$0.1-0.8$
46	950306	30	4	$0.25-0.5$
47	950307	30	3	$0.1-0.35$
48	950606	30	1	0.3×0.4
49	950905	20	1	0.2×0.25
50	9514_5_3	100	1	0.45×0.55
51	9514_5_5	100	1	$0.25 \times 0.2 \times 0.05$
52	52303	60	2	$0.25-0.35$

Окатанность золотин преимущественно средняя (60 %), доля хорошо окатанного золота составляет 21 %, присутствует слабо окатанное — 19 %. Такое высокое количество золотин со средней окатанностью, особенно в аллювиальных отложениях, указывает на небольшие расстояния переноса его зерен.

Морфологические особенности золота разнообразны. Преобладает чешуйчатое золото — 63 зн. (49 %), также присутствует пластинчатое — 41 зн. (32 %), комковатое — 17 зн. (13 %), в небольшом количестве присутствуют слабо окатанные кристаллы — 3 зн. (2.5 %), а также проволоочное — 4 знака (3.5 %). Чешуйчатые золотины имеют разную форму — неправильную с изрезанными неровными границами (в основном со средней степенью окатанности), более или менее изометричную, с ровными границами (с более высокой степенью окатанности). Пластинчатые золотины, также имеют разные очертания — хорошо окатанные, овальные, неправильной и причудливой форм.

Химический состав золота определялся на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link». Анализ золота проводился по поверхности золотин на пять элементов: Au, Ag, Cu, Hg, Pd (табл. 2). Проведено 80 анализов 38 золотин. В составе зерен, кроме золота, установлено присутствие примесей Ag и Pd. По имеющейся выборке частота встречаемости элементов-примесей в золоте следующая: Ag — 21 % (7 зн), Pd — 8 % (3 зн). Содержание серебра в высокопробных оболочках варьирует от 0.8 до 16 мас. % Такие высокие содержания серебра в высокопробных оболочках указывают на специфический состав минерала — это серебристое золото близкое к электруму. В табл. 2 все анализы с содержанием золота 92.8—99.9 мас. %

Таблица 2

Состав россыпного золота (по данным микрозондового анализа, мас. %)

№ п/л	№ пробы	№ золотины	Кол-во анализов	Состав золота, мас. %						Пробность, ‰
				Au	Ag	Cu	Hg	Pd		
1	105107	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
2	300005	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
3	350003	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
4	350201	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
5	350202	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
6	350501	1	1	99.9	-	-	-	-	-	999
7	400001	1	1	99.9	-	-	-	-	-	999
8	400201	1	2	$\frac{99.65}{99.4-99.9}$	-	-	-	-	-	$\frac{996}{994-999}$
9	400401	1	3	$\frac{99.2}{98.4-99.9}$	$\frac{1.2}{0.8-1.6}$	-	-	-	-	$\frac{992}{984-999}$
10	400601	2	4	$\frac{93.7}{84-99.9}$	$\frac{12.5}{9-16}$	-	-	-	-	$\frac{937}{840-999}$
11	401302	1	2	99.9	-	-	-	-	-	999
12	401404	1	3	99.9	-	-	-	-	-	999
		2	3	99.9	-	-	-	-	-	999
13	401601	1	2	$\frac{98.9}{97.9-99.9}$	2.1	-	-	-	-	$\frac{989}{979-999}$
		2	3	$\frac{99.6}{99-99.9}$	-	-	-	-	1	$\frac{996}{990-999}$
		3	2	99.9	-	-	-	-	-	999

Окончание таблицы 2

13	401601	4	3	99.6 99.2—99.9	-	-	-	996 992—999
		5	2	99.9	-	-	-	999
		6	2	99.6 99—99.9	-	-	1	996 990—999
14	401702	1	3	97 92.8—99.9	4.5 1.8—7.2	-	-	970 928—999
		15	401703	1	2	99.9	-	-
16	401704	1	2	96.9 94.6—99.1	3.15 0.9—5.4	-	-	969 946—991
		2	2	99.9	-	-	-	999
		17	500801	1	2	99.9	-	-
17	500801	2	2	99.9	-	-	-	999
		3	2	99.6 99—99.9	1	-	-	996 990—999
		4	1	99.9	-	-	-	999
		5	2	99.9	-	-	-	999
		6	2	99.9	-	-	-	999
		7	2	99.9	-	-	-	999
		18	500808	1	2	96.1 95.3—96.9	3.9 3.1—4.7	-
19	501505	2	2	99.9	-	-	-	999
20	501905	1	1	99.9	-	-	-	999
21	501909	1	2	99.9	-	-	-	999
22	502401	1	2	99.9	-	-	-	999
		2	2	99.9	-	-	-	999

характеризуют состав высокопробных оболочек, лишь в одной пробе № 400601 (где серебра 16 %) содержание золота падает до 84 %. Из элементов-примесей в 3 золотилах устанавливается примесь палладия в количестве от 0.8 до 1 мас. %. Медь и ртуть в проанализированных пробах отсутствует.

Таким образом, проанализированное золото характеризуется четко выраженными высокопробными оболочками, наличием примесей серебра и реже палладия. О составе центральных частей золотинов под высокопробными оболочками, т. е. о его первичном составе, можно будет судить лишь после приготовления специальной полированной шайбы.

Тщательное и целенаправленное опробование на правобережном склоне долины р. Светлый Вуктыл, показало, что знаки золота присутствуют во всех гранулометрических типах кайнозойских отложений распространенных на склонах и обнаженных в цоколях террас. Даже в покровных суглинках установлены знаки золота до 0.7 мм. Последнее объясняет повсеместную зараженность современного аллювия водотоков западного склона Урала на уровне первых десятков миллиграммов на кубометр и нередкое обнаружение богатых (до 2.5 г/м³) содержаний косового золота, не образующего промышленных скоплений.

Предварительные данные по золотоносности большинства опробованных генетических типов кайнозойских образований бассейна р. Светлый Вуктыл, предполагают многократное увеличение ресурсов россыпного золота на западном склоне Урала за счет прогнозируемых кайнозойских прибрежно-морских и эрозионно-карстовых россыпей за пределами современных речных долин.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Е. Б. Суворова

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

suwork@yandex.ru

История изучения каменноугольно-нижнепермских отложений шельфа Печорского моря начинается с 80-х годов прошлого столетия, с того момента как на о. Колгуев была пробурена первая скважина с проектной глубиной 3500 м [1]. К настоящему моменту 29 глубоких поисково-параметрических скважин на шельфе, включая о. Колгуев, вскрыли этот разрез, к которому приурочено большинство залежей месторождений углеводородов Печорского моря.

Цель исследования состояла в выявлении закономерностей строения каменноугольно-нижнепермских отложений. Решались задачи по детальному изучению разрезов скважин, изучению условий формирования пород, проводился анализ цикличности осадконакопления.

Объектами исследования послужили семь основных параметрических скважин шельфа Печорского моря. Изучены геофизические данные, каменный материал, шлифы и данные палеонтологических определений, имеющиеся во ВНИИОкеангеологии. Исследованием и обработкой материалов глубоких скважин занимались Е. Г. Бро, Э. Н. Преображенская, В. И. Устрицкий, Л. Г. Повышева, Н. В. Устинов, Т. М. Пчелина и др.

Разрез каменноугольно-нижнепермских пород является преимущественно карбонатным и включает в себя отложения возрастом от бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона до кунгурского яруса нижней перми.

На основании геофизических исследований отложений были выделены основные литологические разновидности пород, и по возможности устанавливалась цикличность в строении толщ.

Рассматриваемый интервал разреза начинается с терригенных пород бобриковского и тульского горизонтов. Отложения относятся к континентальным обстановкам осадконакопления дельтовым и речным фациям, и в западной части Печорского моря представлены конгломератами и песчаниками, содержащими растительный детрит, реже обломки угольных пород. В восточном направлении разрез меняется на более глинистый.

Выше залегает толща верхневизейских органогенных известняков и буроватых доломитов, с прослоями и включениями ангидритов.

Далее на верхневизейские породы наслаивается ангидрито-доломитовая пачка тарусского и стешевского горизонтов. В скважинах западной

части Печорского моря в этом возрастном интервале развита пачка брекчиевидных вторичных доломитов.

Разрез отложений башкирского горизонта сложен органогенными водорослево-фораминиферовыми известняками, с фауной кораллов. В башкирское время на акватории Печорского моря установлен частичный перерыв в осадконакоплении [2], поэтому в единичных скважинах разрез отсутствует.

Выше залегают органогенные известняки московского яруса. Причем, в западной части Печорского моря отложения нижнего горизонта московского яруса, как правило, отсутствуют и несогласно залегают на различных горизонтах башкирского и серпуховского ярусов. В толще отложений московского возраста по геофизическим характеристикам прослеживается цикличность ее строения. При привлечении палеонтологических определений возраста отложений установлено, что циклы предположительно соответствуют временным рамкам горизонтов московского яруса.

Цикличность в строении карбонатных пород, по возрастанию глинистости в разрезе, наблюдается и в верхнекаменноугольных известняках.

Органогенные известняки верхнего карбона без видимого несогласия переходят в ассельско-сакмарские рифогенные отложения, основными рифостроящими организмами в которых, являются сине-зеленые водоросли Tubiphytes [2]. В известняках в большом количестве присутствуют фораминиферы и обломки мшанок, реже встречаются гидроидные образования Palaeoaplisina. Мощность рифогенной толщи колеблется от 50 до 260 м. Причем, в скважинах, где мощность биогермных известняков максимальна, в верхней части пачки возраст, определенный по микрофауне, датируется бурцевским горизонтом нижнего подъяруса артинского яруса.

Мощные рифогенные известняки характерны для западной части шельфа Печорского моря. В восточной же части, в Варандей-Адзвинской структурной зоне мощность ассельско-сакмарских отложений значительно уменьшается, достигая нескольких метров или полностью выклиниваясь.

Четко маркируется в скважинах кровля нижнепермских ассельско-сакмарских карбонатов, характерный резкий спад на кривой гамма-активности пород говорит о том, что произошла резкая смена глинисто-кремнистых пород нижнепермского артинско-кунгурского возраста на рифовые «чистые» известняки ассельско-сакмарского возраста.

Завершается разрез породами артинско-кунгурского ярусов, представленными кремнисто-глинисто-алевритовой слоистой толщей. Отложения характеризуют относительно-глубоководные, склоновые фации.

В результате исследования выявлена ритмичность в строении изучае-

мых отложений. Каменноугольно-нижнепермские отложения объединяют в себя два осадочных ритма — нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-нижнепермский. Нижнекаменноугольный осадочный ритм представлен континентальными прибрежно-морскими и мелководно-морскими фациями. Среднекаменноугольно-нижнепермский ритм характеризуется более мористыми фациями, вплоть до относительно глубоководных склоновых фаций. На основе проведенных сопоставлений составлена схема строения разреза каменноугольно-нижнепермских отложений Печорского моря.

Литература

1. Десятков В. М. Историко-геологические аспекты освоения острова Колгуев // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). СПб.: ВНИИО, 1993. 80 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40 — о. Колгуев Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. С. 272. (МПР России, МАГЭ, ВНИИО, ПМГРЭ, ВСЕГЕИ).

ЧЕРТЫ СХОДСТВА НЕКОТОРЫХ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РОССЫПНЫХ АЛМАЗОВ И КАРБОНАДО БРАЗИЛИИ

А. Е. Сухарев, Ю. В. Глухов, С. И. Исаенко,
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Карбонадо, в отношении генезиса, несомненно, является одной из самых загадочных разновидностей алмаза. Эта разновидность X по классификации Ю. Л. Орлова [12] характерна для содержащих ювелирные монокристаллические алмазы россыпей Бразилии, а также для россыпей Венесуэлы и Убанги (Центральная Африка). Один из вопросов происхождения карбонадо можно сформулировать следующим образом: «является ли случайной россыпная ассоциация «карбонадо—монокристаллические алмазы», или все же оба ассоциата связывают какие-то парагенетические взаимоотношения?». Не смотря на явные морфолого-анатомические и вещественные различия, у карбонадо и монокристалльных алмазов все же есть определенные черты сходства, по крайней мере, выраженные в присутствии одних и тех же структурных дефектов, выявляемых различными спектроскопическими методами.

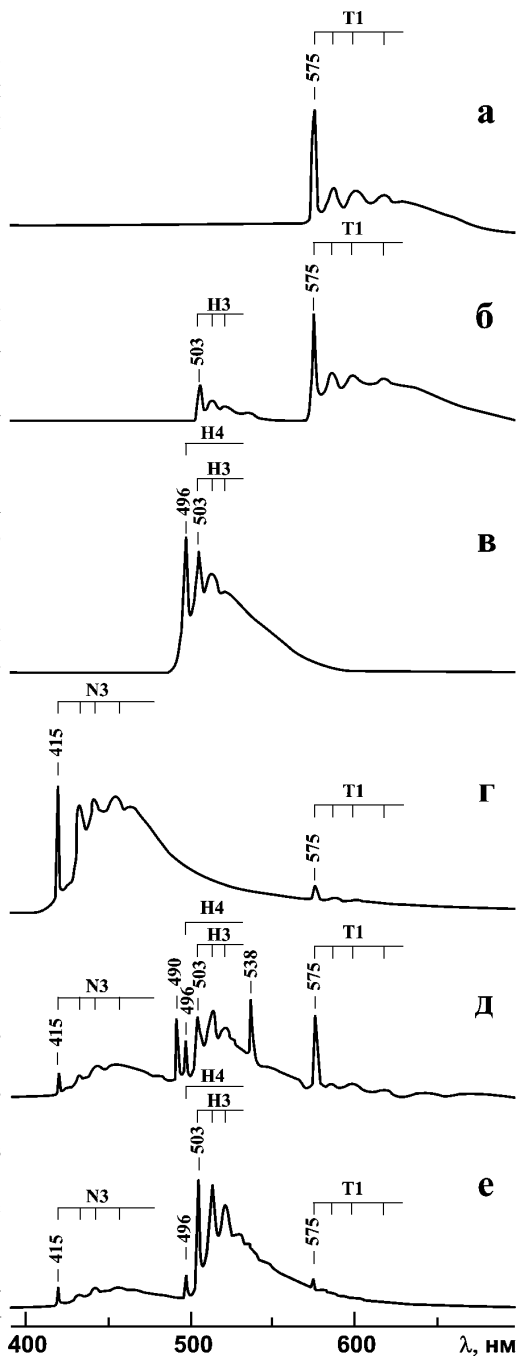
Азот в карбонадо, как известно, находится главным образом в неагрегатизированном или низкоагрегатизированном состоянии. Так, при помощи ЭПР в карбонадо обычно обнаруживаются изолированные атомы азота [10] — парамагнитные P1-центры (аналоги оптически-активных C-дефектов в алмазе). Методами люминесценции в карбонадо установлены [11] различные системы дефектов азот-вакансионной природы — 470, 484, 488, 490 нм, N3 (R-линия 503.2 нм), T1 (R-линия 575.0 нм). На рисунке, **а** приведен типичный спектр фотолюминесценции (ФЛ) карбонадо с T1-системой, а на рисунке, **б** — относительно редкая спектральная регистрируемая карбонадо, на которой вместе с T1-системой отчетливо фиксируется N3-система. Имеются сведения и по другим низкоагрегатизированным дефектам [17].

Тем не менее, независимыми исследованиями в карбонадо также было установлено присутствие дефектов с высокой степенью агрегатизации азота. Наличие таких дефектов в алмазах принято связывать с длительным (миллиарды лет по данным работ [6, 7]) нахождением алмазов в мантии (так называемый «мантийный отжиг»). В числе этих «мантийных меток» в карбонадо были зарегистрированы активные в ИК-поглощении дефекты агрегатизированного азота [6, 16], парамагнитные P2-центры [17] и их оптические аналоги N3-центры [1, 13]. Поэтому одно

из объяснений природы карбонадо заключается в признании возможности его пребывания в мантии [4, 6, 17], что является альтернативой гипотезе импактного генезиса карбонадо [8]. Отметим, что в спектре ФЛ одного образца (см. рисунок, **в**) бортоподобной разновидности алмаза (разновидность IX по классификации Ю. Л. Орлова [12]), анатомически близкой к карбонадо и встречающейся в кимберлитовых трубках, как и в случаях со спектрами ФЛ монокристаллических бразильских алмазов (рисунок, **д**, **е**), нами были обнаружены оптически активные Н3- и Н4-центры [1, 12], которые по данным авторов работы [14], соответственно, образуются в алмазах с азотными дефектами А и В1.

Спектры фотостимулированной люминесценции (80 К) карбонадо (**а**, **б**, **г**) бортоподобного образования (**в**) и монокристаллических алмазов (**д**, **е**) из россыпей Бразилии (штаты Мату Гросу и Минас Жерайс).

Номера образцов: *а* — *MGCl*, *б* — *MiGrCl*, *в* — *MiGrC6/2-1*, *г* — *MiGrC3*, *д* — *MGD10-3*, *е* — *MGD11-5*



Полученные нами экспериментальные данные [1, 12] показывают, что области люминесценции, обусловленные в изученных образцах бразильских карбонадо центрами N3 и H3, имеют ярко выраженный локальный характер. Так, например, спектр ФЛ с интенсивной системой N3 был зарегистрирован у небольшого (менее 1 мм), светящегося синим цветом участка одного образца карбонадо (рисунок, г). Т. е. предположение о кристаллизации в мантии, возможно справедливо не для всего агрегата карбонадо, а лишь для отдельных слагающих его небольших отдельных алмазных кристалликов, или их сростков.

Еще одна любопытная спектроскопическая особенность обсуждаемой ассоциации «карбонадо—монокристаллические алмазы» связана с дефектом типа NV (азот + вакансия), проявляющегося в спектрах ФЛ в виде упомянутой выше T1-системы, представленной резонансной линией 575 нм и сателлитным длинноволновым крылом с фоновой структурой (рисунок, а). Как уже было отмечено, T1-система характерна для спектров ФЛ карбонадо и редко наблюдается в аналогичных спектрах монокристалльных алмазов. Показательно, что эти редкие зафиксированные случаи [3, 5], относятся как раз к россыпным алмазам Бразилии, которые ассоциируют с карбонадо*. На рисунке, д, е приведены спектры ФЛ редких (2 из 34 кристаллов) бразильских алмазов с T1-системой.

По имеющимся в литературе сведениям, очевидно, трудно составить совершенно адекватное представление о том, как на самом деле образуются T1-центры и другие низкоагрегатизированные азот-вакансионные дефекты в карбонадо и в алмазе. Однако можно отметить отмечаемую разными авторами заметную роль в образовании этих дефектов интенсивной естественной радиации и высокой температуры, сведения о которых, в частности, имеются в работе [17]. Приводимые в публикациях нижние температурные границы примерно отвечают обстановкам высокотемпературных фаций метаморфизма, а верхние — сопоставимы с температурами кристаллизации алмаза в расплавах. Нетрудно заметить, что интенсивное радиоактивное облучение в сочетании с «высокотемпературным отжигом» — условия, которые больше всего «подходят» к докембрийской истории земных алмазов. Так, карбонадо формировалось именно докембрией. По данным работы [15] его минимальный возраст образования можно оценить значением в 3.2 млрд лет. Докембрийский возраст имеется и у метаосадочных алмазоносных коллекторов, с которыми связаны изученные нами бразильские алмазы, содержащие T1-центры, а соответствующий этим алмазам кимберлитовый магматизм мог

По центральноафриканским россыпям с карбонадо сведений о встречаемости T1-центров в алмазах нам найти не удалось.

происходить никак не позднее поздней возрастной границы оледенения Сан-Франциско (возраст 850—950 млн лет по данным работы [2]), сформировавшего алмазоносные диамактиты. Именно у докембрийских алмазов различных россыпей мира больше всего отмечается следов радиационных повреждений, описываемых как «признак древности» [9]. Отметим, что наличие вакансионных дефектов и высокотемпературный отжиг как необходимые условия возникновения T1-центров в алмазе и карбонадо наводит также на мысль об их возможной настоящей или бывшей естественной радиоактивности.

На основе полученных экспериментальных результатах и их анализе можно сделать вывод о перспективности дальнейшего изучения ФЛ (80 К) бразильской россыпной ассоциации «карбонадо – монокристаллические алмазы» по следующим направлениям.

1. Выявление монокристалльных алмазов с проявлением T1-системы (R-линия 575 нм) в спектрах ФЛ как возможных парагенетических спутников карбонадо с целью последующего их подробного минералогического изучения и сопоставления с карбонадо.

2. Выявление карбонадо с локальными проявлениями специфичных люминесцентных областей «мантийных меток» с целью выявления и минералогического изучения в них «первичных» алмазных кристаллов.

Авторы благодарны М. Мартинсу, предоставившему образцы бразильских алмазов для изучения, а также В. А. Петровскому — заботливому куратору исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов НШ-5191-2006.5 и РФФИ-05-05-64615.

Литература

1. Исаенко С. И., Глухов Ю. В., Лютюев В. П., Петровский В. А. и др. Азот-содержащие дефекты в алмазных фазах из россыпей Бразилии // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 32—36.

2. Петровский В. А., Ракин В. И., Карфункель И., Мартинс М. и др. Алмазы в современных россыпях бассейна реки Макаубас (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 13—40. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 115).

3. Васильев Е. А. Планарные оптически-активные центры алмазов как индикаторы условий алмазообразования / Автореферат дис. ... канд. геол.-минер наук. СПб., 2007. 20 с.

4. Петровский В. А., Глухов Ю. В., Сухарев А. Е., Кучер М. И. и др. Изотопный состав углерода алмазов (ассоциация монокристаллы — карбонадо) как индикатор условий алмазообразования // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2005. № 34. С. 108—125. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 118).

5. Исаенко С. И., Сухарев А. Е., Мартинс М. Фотолюминесценция алмазов бразильской россыпи // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. матер. 12-й науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 9—11 декабря 2003. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 95—98.

6. Шелков Д., Верховский А. Б., Милледж Х. Дж., Пиллинджер К. Т. Карбонадо Бразилии и Убанги: сравнение с другими формами микрокристаллических алмазов на основе изотопов углерода и азота // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2. С. 315—322.

7. Мальков Б. А., Асхабов А. М. Азотные агрегации (плейтелитс) в кристаллах алмаза — продукт мантийного отжига // ДАН, 1979. Т. 248. № 6. С. 1420—1423.

8. Мальков Б. А., Езерский В. А. Карбонадо — импактная апошунгитовая скрытокристаллическая разновидность природных алмазов // Углерод: минералогия, геохимия и космохимия. Матер. междунар. конф. Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 24—26 июня 2003. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 57—59.

9. Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францесон Е. В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций // Известия АН СССР, 1971. № 8. С. 62—73.

10. Петровский В. А., Мартинс М., Лютюев В. П., Карфункель И. и др. Минералогические и генетические особенности карбонадо из штата Минас Жерайс (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 41—69 (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 115).

11. Каминский Ф. В., Кирикилица С. И., Еременко Г. К. и др. Новые данные о бразильских карбонадо // ДАН СССР, 1979. Т. 249. № 2. С. 443—445.

12. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 207 с.

13. Петровский В. А., Мартинс М., Каблис Г. Н. и др. Поликристаллические алмазные образования из россыпей бассейна реки Макаубас (Бразилия) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2003. № 9. С. 2—6.

14. Вечерин П. П., Журавлев В. В., Квасков В. Б. и др. Природные алмазы России: Науч.-справ. изд. / Под ред. В. Б. Кваскова. М.: Полярон, 1997. 304 с.

15. Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycrystalline diamond / Yu. Sano, R. Yokochi, K. Terada, M. L. Chaves, M. Ozima // Precambrian research, 2002. V. 113. P. 155—168.

16. Kagi H., Takahashi K., Hidaka H. and Mazuda A. Chemical properties of Central African carbonado and its genetic implications // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994. V. 58. № 12. P. 2629—2638.

17. Observation and interpretation of paramagnetic defects in Brazilian and Central African carbonados / V. A. Nadolniny, V. S. Shatsky, N. V. Sobolev, D. J. Twitchen, O. P. Yuryeva, I. A. Vasilevsky, and V. N. Lebedev // American Mineralogists, 2003. V. 88. № 1. P. 11—17.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИКРО-, НАНОСТРУКТУРИРОВАННОГО АЛМАЗА

А. Е. Сухарев¹, В. П. Филоненко²,
В. А. Давыдов², В. А. Петровский¹

¹ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

² Институт физики высоких давлений РАН, Троицк
*sukharev@geo.komisc.ru*¹

В работах [1—3] высказано предположение, что природные карбонадо образовались в ростовой системе углерод—углеводород с металл-катализирующей примесью. Размеры зерен (кристаллитов) часто изменяются локально, а формы отражают быстрое образование их ядер и последующий рост. Зафиксировано также микроблочное строение алмазных микрокристаллитов. Впервые получены данные о сонахождении графита, чаоита, лонсдейлита в исследуемых образцах.

В результате экспериментального изучения процессов термических превращений углеводородов при высоких давлениях [4, 7, 9] установлено, что при $P = 8$ ГПа и температурах ≈ 1300 °С наряду с объемными алмазными кристаллитами (5—40 микрон) в системе наблюдаются различные наноразмерные формы углерода (луковичеподобные частицы, прямые и изогнутые графеновые ленты) и нанокристаллические алмазы (рис. 1, 2), а интерстициальные включения близки по составу нановключениям в матрице алмаза (см. таблицу).

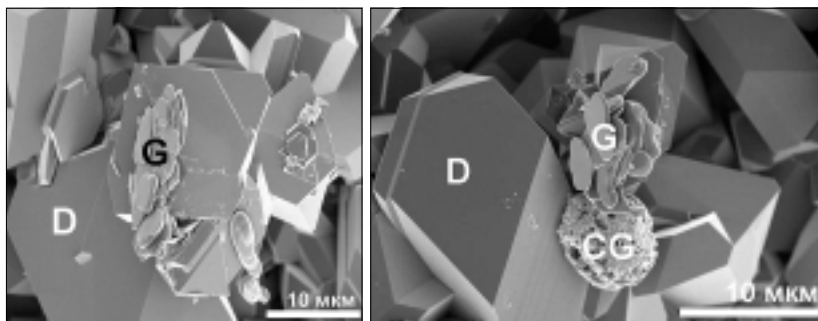


Рис. 1. Микрофотография образца, полученного из нафталина при 8 ГПа и 1280 °С:
D — алмаз, *G* — графит, *CG* — глобула углерода

Это позволяет предположить возможность существования двух механизмов в образовании алмаза [5, 7]: твердофазного, связанного с образованием алмазных наночастиц (3—8 нм) из неупорядоченных и низкоупорядоченных наноразмерных углеродных фракций, и газо-, твердофазного, приводящего к образованию объемных алмазных кристаллитов из

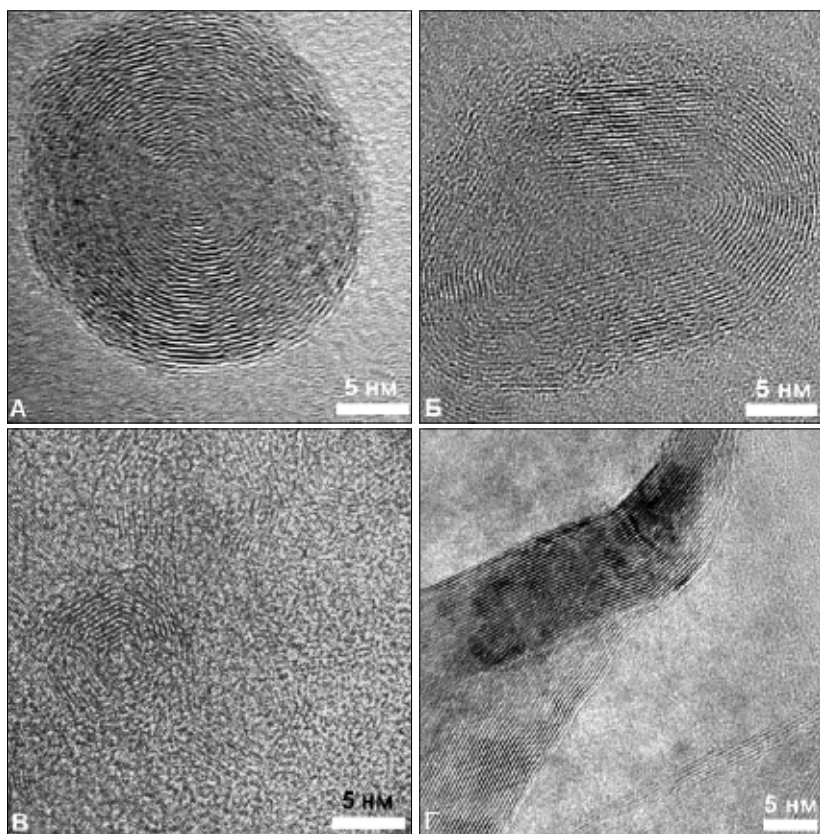


Рис. 2. Изображения просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения углеродистых структур нанометрового размера, наблюдаемых в образце, полученном из нафталина при 8 ГПа и 1280 °С: сферический лукоподобный (А) и коалесцированные двухядерные онионоподобные (Б) углеродистые частицы, полиэдральные частицы (В), графитовые складки (Г)

высокоупорядоченных графитовых частиц. Выявлены разные уровни формирования кластеров [4, 8]: 1) возникновение зародышей из атомов; 2) объединение зародышей в кластеры; 3) образование кластеров в кристаллах из проросших зародышей и объединение конечных кластеров. «Черные» кластеры являются кластерами пустот (пор), в карбонадо они имеют вид конечных кластеров, не образующих соединяющий кластер. При образовании кластеров и в результате их последующего роста и срастания, появляются поры, заполненные второй сингенетической фазой. В дальнейшем часть флюида, который локализуется в порах, кристаллизуется в виде хорошо огранных алмазных индивидов. В природном алмазообразовании возможно дискретное изменение термодинамичес-

Минералы-примеси карбонадо, выявленные внутри индивидов алмазной фазы [6]

Образцы карбонадо	Минералы	Размеры индивидов минералов-примесей, нм
MGC11* (CMR01)	Апатит, барит, кальцит, Са-карбонат + Ва-карбонат, слюда (?), мусковит, флогопит, Fe-слюда, каолинит, силикат К-Са-Fe-Ва-Се, силикат Са-Ва-Fe-Al, силикат Ва-Са-К-Fe-Mg-Al-S, силикат Al-K-Mg, идиоморфный циркон + самородный Pb, ZnO, PbO, (Pb,Zn)O, KCl (Ca,Ba,Ce, Fe)	70—220
MGC12* (CMR02)	Флоренсит + BaSO ₄ + PbS	< 500
$\rho = 4.07 \text{ г/см}^3$	Слоистые силикаты	~1
MGC13* (CMR03)	Слоистые силикаты + кварц, титанит + кварц + слоистые силикаты	< 500
$\rho = 3.7 \text{ г/см}^3$		
CMR04*, приповерхностная часть образца	KCl + S	< 100
CMR04, центральная мелкопористая часть образца	Al ₂ O ₃ , KCl, силикат К-Са-Fe-Ti-Al-Cl, слюда + кварц	< 500
$\rho = 3.51 \text{ г/см}^3$		
MtGrC4	Циркон, α -Fe (Cr)	300
MtGrC5	Церианит, рутил	300
MGC5/2	Барит	400

Примечание. MGC (CMR) — штат Минас Жерайс (район Макаукас); MtGrC — штат Мату Гроссо (район Жуина).

* Одни участки кристаллита насыщены включениями (размером $\ll 1$ мкм), которые представлены твердыми (кварц, апатит и др.), жидкими или газообразными фазами, выделяемыми в вакуум во время исследований, другие — свободные от включений. Плотность дислокаций низкая. Зафиксированы неравномернозернистые агрегаты алмазной фазы — индивиды размером ≥ 5 —10 мкм в окружении кристаллов размером < 1 мкм. Множественные полости вдоль зигзагообразных границ кристаллитов заполнены каолинитом. Вариации плотности обусловлены пористостью образцов и включениями минеральных фаз.

ких параметров, что сказывается на вероятности зарождения зародышей, размерах кластеров и в конечном итоге на текстурно-структурных особенностях формируемого алмазного агрегата.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64615).

Литература

1. Петровский В. А., Мартинс М., Лютов В. П. и др. Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар, 2003. № 33. С. 41—69.
2. Петровский В. А., Яковлев Е. Н., Филоненко В. П. и др. Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 3. С. 9—15.
3. Петровский В. А., Карфункель И., Мартинс М. и др. Морфологическое и субструктурное строение природных карбонадо // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 2004. № 9. С. 73—85.
4. Петровский В. А., Трошев С. А., Сухарев А. Е. Доклады АН, 2007. Т. 417. № 2.
5. Петровский В. А., Филоненко В. П., Давыдов В. А. и др. Особенности строения и формирования микро-наноструктурированного алмаза (карбонадоподобные агрегаты) // Материалы 2-й Международной конференции «Наноразмерные системы: строение, свойства, технологии». Киев: Институт металлофизики им. Г. В. Курдюмова НАН Украины, 2007. С. 74.
6. Сухарев А. Е., Петровский В. А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
7. Davydov V. A., Rakhmanina A. V., Boudou J. P. et al. Carbon, 2006.
8. Melnikova V. Hydrogen Materials science and chemistry of carbon nanomaterials. 2004. P. 557—562.
9. Petrovsky V. A., Wirth R, Sukharev A. E. et al. // The theory, history, philosophy and practice of mineralogy: Proceedings of IV International mineralogical seminar. Syktvykar, 2006.

ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЭНЕРГЕТИКИ ЗАПАДНОГО КИТАЯ В XXI ВЕКЕ

Ю. Тянь, Я. Бао, А. В. Сиднев
УГНТУ, Уфа
crowntian@mail.ru

Ресурсы углеводородов в Китайской Народной Республике (КНР) сосредоточены в десяти континентальных нефтегазовых бассейнах и на шельфе Восточного Китая. Три четверти нефти (140 млн т) в Китае сегодня добывается в трех крупных, но достаточно выработанных уже месторождениях на суше северо-восточного побережья. В поисках новых месторождений Китай большое внимание уделяет проведению геолого-разведочных работ в крупных нефтяных бассейнах на северо-западе страны: Таримском, Джунгарском и Цайдамском. Эти работы увенчались значительным успехом. За последние 9 лет добыча нефти здесь возросла практически в 2.5 раза с 15.6 млн т (в 1995 г.) до 38.5 млн т (в 2005 г.)

Северо-запад Китая — малоисследованный нефтяной район и увеличение добычи там неслучайно. Крупнейшим бассейном региона является Таримский (560 тыс. кв. км.). Он богат нефтью и пресной водой. Это очень важно, т. к. в центре бассейна — пустыня Такла-Макан. Разрабатываются нефтяное месторождение «Исиклик», газоконденсатное «Кокоя» и нефтегазовое — «Табэй». Нефтенасыщенными являются каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и палеогеновые отложения: песчаники и кавернозные известняки, суммарной мощностью до 10 тыс. м (в прогибах) [1].

К северу, в провинции Синьцзян, расположен бассейн Джунгария (площ. 130 тыс. кв. км). Нефтедержащие породы представлены здесь пермскими, триасовыми и юрскими линзовидными песчаниками и конгломератами, при общей мощности бассейновых накоплений до 14 тыс. м. В зоне восхождения пластов на крайнем северо-западе бассейна с 1958 г. разрабатывается крупное нефтяное месторождение «Карамай». В последнее время открыто еще более 10 нефтяных месторождений. Небольшая глубина залегания пластов (400—1600 м), большой интервал нефтенасыщения в пермском и каменноугольном разрезах (суммарно 800—900 м), хорошие притоки нефти и газа, а также высококачественные вязкие нефти представляют этот бассейн, наряду с Таримским, как весьма перспективный для развития нефтяной промышленности и энергетики Китая в XXI веке.

Однако, физико-географические особенности территории, ее удаленность от экономически развитого востока страны существенно снижают

«рентабельность» освоения этих бассейнов в современной экономической и стратегической политике Китая, ориентированной на лидирующую позицию в Азиатско-Тихоокеанском регионе. Поэтому наряду с развитием собственной нефтяной промышленности Китай в то же время активно стремится к выходу на мировой нефтегазовый рынок месторождений за рубежом.

Основным районом присутствия Китая в регионе Центральной Азии является Казахстан. Он территориально непосредственно граничит с исследуемыми нами бассейнами северо-западного Китая. С 1997 г. КННК приобретает 60 % акций добывающих предприятий в Актюбинске и Узене, начала поставки добываемой там нефти в Синьцзян по железной дороге Эмба—Алма-Ата—Дружба—Каратай, протяженностью почти 4000 км. В связи со значительными издержками на транспортировку сырья в Китай по железной дороге и неустойчивостью цен на нефть, КННК продолжает поиск иных вариантов сбыта добываемой в Казахстане нефти: обмен с Россией через Забайкальск, использование российской нефтепроводной сети, подготовка строительства собственного нефтепровода из Казахстана в Синьцзян. Для Китая эти проекты обещают значительное продвижение в решении проблем энергоснабжения страны, а также обеспечение экономического роста и занятости в социально неблагополучных северо-западных провинциях.

По данным журналов «Нефть и бизнес» (2004), «Нефть, газ и право» (2003), «Энергия» (2004) и других, добыча нефти в Китае в 2005 г. составила 327 млн т или 0.35 т на душу населения. Это очень малая величина для качественного развития Китая, стремящегося удержаться сегодня в группе экономически развитых государств мира.

Правительство Китая озабочено положением и, стремясь к геологическому изучению своих богатых территорий в новом столетии, активно развивает как собственную нефтяную промышленность, так и укрепляет сотрудничество с зарубежными компаниями по поиску, разведке и разработке месторождений нефти и газа.

В китайских нефтяных бассейнах, особенно в западной и юго-западной частях страны, ранее проведенные в 80—90-х годах исследования значительно устарели и нуждаются в пересмотре и в переоценке на основе более высоких и доступных сегодня современных компьютерных технологий и программ. И эту работу надлежит активно проводить уже в ближайшие годы. Кроме того, важнейшим направлением в работе нефтяников Китая должно стать повышение качества эксплуатации и добычи нефти на разрабатываемых месторождениях за счет использования различных методов увеличения нефтеотдачи пластов. В России — это важный резерв развития нефтяных регионов Поволжья, Предуралья и Сибири. Известно, что более 15 % годовой добычи не-

фти (52 млн т) здесь получено только за счет использования новых технологий [2].

Думается, что затрагиваемые сегодня на научно-практической конференции проблемы и направления е развития геологоразведочных работ могут стать и нашими проблемами. Понимание и осознание их положительно скажется в дальнейшем на решении многих практических вопросов развития нефтяной экономики Китая в XXI веке.

Литература

1. *Ли Го Юй*. Геология нефти и газа Китая / Науч. ред. В. С. Вышемирский. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2005. С.37.

2. *Мэй Я., Сиднев А. В.* К вопросу об основных направлениях освоения углеводородных ресурсов КНР в XXI веке. Минерально-сырьевая база Республике Башкортостан: реальность и перспективы; материалы Республиканской научно-практической конференции. Уфа: Гау, 2002. С. 228—229.

ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ НИЖНЕПЕРМСКО-КАМЕННОУГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА СЫНЯНЫРДСКОЙ ПЛОЩАДИ

В. С. Фатеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Целевым назначением поисковых работ на Сынянырдской площади являлось выявление залежей нефти — промышленных скоплений УВ в отложениях нижнепермско-каменноугольных, верхнедевонских и нижнесилурийских; изучение их геологического строения, оценка перспектив нефтегазоносности отложений. Скважиной вскрыты верхнедевонские, каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и четвертичные отложения.

В тектоническом отношении Сынянырдская структура приурочена к Сынянырдской котловине в юго-западной части Хорейверской впадины. Структура расположена в Коллависовском нефтегазоносном районе Хорейверской нефтегазоносной области в непосредственной близости (3 км) от Леккерского и в 10 км от Восточно-Мастерфельского нефтяных месторождений. Продуктивность Сынянырдской площади связана с отложениями осадочного чехла широкого стратиграфического диапазона, включающего в себя карбонатные средневизейско-нижнепермский, доманиково-турнейский и верхнеордовикско-нижнедевонский нефтегазоносные комплексы. Вскрытие последнего бурением поисковой скважиной не произведено ввиду больших глубин. В перспективных интервалах, в процессе бурения проводилось подробное изучение разреза: отбор керна, испытание пластов, геофизические исследования. По совокупности геолого-геофизических данных дана оценка продуктивности объектов, физических свойств пород нижнепермско-каменноугольных отложений.

Данная статья посвящена наиболее перспективному, на наш взгляд, серпуховско-нижнепермскому комплексу отложений. Отложения $P_1-C_1s_2$ представлены, в основном, рифогенными, скрытокристаллическими, массивными известняками с прослоями доломитов и их промежуточных разновидностей. Все выделенные здесь пласты-коллекторы оцениваются водонасыщенными. В процессе бурения отмечались повышенные газоподказания ($\Gamma_{\text{сум}}$ до 0.25 % абс.), по компонентному составу (CH_4 до 98 %) газ характерен для водонасыщенных коллекторов. Шлам люминесцирует в большей части разреза бело-голубым цветом, интенсивностью 3 балла, легкий тип битумоида (БГ-3-ЛБ). При проведении испытания пластов на трубах получены притоки пластовой воды.

Тарусский и стешневский горизонты нижнего карбона ($C_1s_2(tr + st)$), представлены преслаиванием пачек ангидритов и доломитов в верхней

части и известняками с подчиненными прослоями доломитов в нижней части. При бурении интервала повышение газопоказаний не наблюдалось.

Аномалии выделяются по содержанию углеводородов в породе только люминисцентно-битуминозным анализом, подтвержденные отбором керн. Так в верхней части доломиты органогенно-обломочные, неравномерно окремненные, скрытокристаллические, массивные, твердые, крепкие, плотные люминисцируют бело-желтым цветом, интенсивностью 3 балла, маслянистый тип битумоида (БЖ-3-МБ); в центральной части разреза описываемых отложений присутствует сульфатно-карбонатная толща; ангидриты светло-серые, белые, мелкокристаллические, микротрещиноватые и доломиты органогенно-обломочные, пронизанные не густой сетью волосных трещин, заполненных «примазками» густой, темно-коричневой нефти, люминисцируют оранжево-желтым цветом, интенсивностью 3 балла, маслянисто-смолистый тип битумоида (ОЖ-3-МСБ); ниже доломиты органогенно-обломочные, неравномерно окремненные, скрытокристаллические, массивные, твердые, крепкие, плотные, осложненные зоной тонких трещин и стиллолитовыми швами, по которым отмечаются «примазки» густой нефти, люминисцируют ОЖ-3-МСБ. По геофизическим данным в доломитах под ангидритовой толщей, выделяются 4 прослоя суммарной мощностью 5 м с пористостью от 4.1 до 7.4 %, которые оцениваются, как нефтенасыщенные. Учитывая низкую пористость пропластков и, учитывая не текучесть флюида, получение притоков из этих пластов сомнительно. Этим объясняется отсутствие ожидаемых притоков нефти при опробовании перспективных интервалов (получена пластовая минерализованная вода с тонкой пленкой нефти). Ниже все выделенные коллекторы, представленные органогенно-обломочными известняками и известковистыми доломитами, оцениваются водонасыщенными с высоким содержанием остаточной нефти. (люминисценция: оранжево-коричневым цветом, интенсивностью 4 балла; смолистый тип битумоида ОК-4-СБ). Керн с данной глубины характеризуется сильным запахом сероводорода; что характерно для отложений пермско-каменноугольного возраста на территории южной части Хорейверской впадины.

Следует отметить, что имеющиеся бедные выпоты нефти в керне, приурочены к участкам брекчиевидного ангидрита и доломита, т. е. к зонам разрушения и перемятости породы, произошедших, в следствии, колебаний уровня моря [2]. Вероятнее всего, обломочный материал (желваки ангидритов) приносился с более приподнятых структур, после их размыва и последующей трансгрессии. Керн с данной глубины характеризуется сильным запахом сероводорода; что характерно для отложений пермско-каменноугольного возраста на территории южной части Хорей-

верской впадины. В результате испытания отложений тарусского и стешневского горизонтов нижнего карбона, получены притоки бурового раствора с пленкой нефти. После одного из испытаний, во время промывки на виброситах отобрана проба высоковязкой, комковатой нефти. По данным заключения лаборатории геологии нефтегазоносных бассейнов ИГ КНЦ УрО РАН, по углеводородному составу проба является утяжеленной нефтью с отсутствием легких фракций, которые скорее всего были потеряны по причине перемятости, трещиноватости, а соответственно неполной герметичности ангидритовой покрышки.

На основании выше изложенного, можно сделать заключение, что нефтеносность серпуховско-нижнепермского комплекса отложений реальна; в каменноугольных отложениях Сынянырдской площади присутствует нефтенасыщенность пород, приуроченная к подангидритовому пласту, который прослеживается в подошве сульфатно-карбонатной толщи серпуховского возраста (тарусский и стешевский горизонты). Однако плохие коллекторские свойства (низкая пористость) вмещающих пород и особенности флюида (высокая вязкость тяжелой нефти) делают флюид трудноизвлекаемым.

Литература

1. *Мальшев Н. А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.

2. *Мальшева Е. О., Жемчугова В. А., Майдаль Т. В. и др.* Региональные несогласия и хроностратиграфия палеозойских отложений Печорского бассейна // Геология горючих ископаемых европейского Севера России. Сыктывкар, 1998. С. 16—37. (Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН; вып. 97).

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЫНЯНЫРДСКОЙ СТРУКТУРЫ ЮГА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

Д. В. Хипели

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

bjorn@rambler.ru

В настоящей работе приводятся некоторые результаты литолого-седиментологических исследований преимущественно карбонатных пород верхнедевонско-нижнекаменноугольного интервала разреза Сынянырдской структуры. Данные исследования проводились в рамках работ по комплексной геолого-геохимической оценке перспектив нефтегазоносности зоны сочленения юга Хорейверской впадины и Колвинского мегавала, проводимых на территории деятельности «Лукойл-Коми».

Сынянырдская антиклинальная структура расположена на юге Хорейверской впадины, в зоне ее сочленения с Усинским валом Колвинского мегавала. Структура имеет субмеридианальное простирание и прослежена по всем горизонтам осадочного чехла. Максимальная амплитуда антиклинали по отражающему горизонту III_{fm} (D_3_{fm}) более 100 м, приурочена к фаменским отложениям.

Целью работ являлось выявление рифогенных пород, коллекторских и вероятных экранирующих интервалов серпуховско-франской части разреза скв 1-Сынянырдская при помощи макро- и микроскопических исследований керна и по данным ГИС.

В результате построен литологический разрез соответствующей части разреза, на который вынесены интервалы коллекторов и непроницаемых пород, с их вероятной емкостной характеристикой*. Определены условия седиментации отложений и степень вторичных преобразований. В работе использовались стратиграфические разбивки ГУП ТПНИЦ (г. Ухта).

Скважина 1-Сынянырдская пробурена в 2006 г. до глубины — 4031 м, с забоем, предположительно в породах верхнего франа. Верхнедевонские отложения представлены верхним подъярусом франского яруса (?), нижним подъярусом фамена — волгоградским, задонским нерасчлененными и елецким горизонтами (~290 м), а также средним подъярусом фа-

* Фильтрационно-емкостные характеристики, а также степень битумонасыщенности пород оценивались при помощи оптико-микроскопического экспресс-анализа (по шлифам) с сопоставлением полученных данных с результатами ГИС, в том числе газовым каротажем.

мена — усть-печорским горизонтом (~90 м). Каменноугольные отложения, в части подангидритовой толщи (~356 м) представлены отложениями визейского яруса (окский надгоризонт) и серпуховского яруса (заборьевский надгоризонт). В целом, вышеперечисленная часть серпуховско-франского разреза представляет собой карбонатную толщу, накопление которой происходило в условиях мелководного шельфа с переменной гидродинамикой. Карбонатная седиментация в ранне-среднефаменское время здесь происходила в условиях крайнего мелководья с образованием сферово-сгустковых, биокластовых и интракластово-пелоидных илово-зернистых разностей (от вакстоунов до грейнстоунов). В отложениях усть-печорского горизонта выделяется двадцатиметровая пачка онколитовых зернисто-иловых известняков (вакстоунов), вмещающая малые строматопоро-водорослевые биогермы, до 20 см в высоту, столбчатой формы. Пачка накапливалась в гидродинамически умеренных, вероятно относительно более глубоководных — склоновых обстановках в условиях общего мелководья. На данное обстоятельство указывает большое количество илового материала и тонкоперетертого органогенного шлама, повлиявшее, в свою очередь на угнетенное развитие самих биогермов.

Для пород нижнего карбона характерно широкое развитие биокластовых известняков, в том числе криноидно-мшанковых доломитизированных биоспаритов (грейнстоунов). Отсутствие резких фациальных изменений способствовало накоплению мощных толщ данных пород, прослеживающихся на большие расстояния. В ассоциации с ними циклично переслаиваются биомикриты — микрозернистые известняки, содержащие тонкоперетертый органогенный шлам, свидетельствующие о постепенной изоляции бассейна и смене активного гидродинамического режима спокойным. Венчает исследованную часть разреза мощная стометровая пачка ангидритов серпуховского яруса.

Карбонатная седиментация в эпохи резких понижений уровня моря прерывалась, сменяясь размывом отложений и накоплением выше эрозионных поверхностей алеврито-глинистых толщ. В изученном разрезе, такие уровни соответствуют границам нижнего, среднего франа и подошве карбона. Глинистые реперные пачки имеют неоднородное строение, выраженное в неравномерном чередовании песчаников, глинисто-битуминозных пород — аргиллитов и доломитов. Песчаники имеют карбонатный цемент и кварцевый состав. Аргиллиты черного и зеленого цвета, содержат неравномерно распределенные мелкие и крупные (более 20 см) обломки (брекчии) карбонатных и алевритовых пород. Среди литокластов карбонатных пород выделяется до четырех литотипов, они, как и зерна кварца имеют различную степень окатанности: от угловатой до окатанной, что указывает на наличие различных по удаленности источ-

ников сноса. Отсутствие сортировки определяет их близость и общий быстрый темп седиментации отложений. Отсутствие в составе карбонатных литокластов обломков биогермных пород говорит о том, что размываемые купола не были рифовой природы.

Серпуховско-франский разрез скв. 1-Сынянырдская представляет собой проницаемую мелководно-шельфовую карбонатную толщу с преимущественным развитием высоко- средне- низкочастотных коллекторов каверно-порового типа. Интервалы среднеемких коллекторов приурочены к породам франского яруса, отложениями нижнего фамена (задонского и елецкого горизонта), визейского и серпуховского ярусов. Менее перспективные интервалы характерны для карбонатов кровли девонских отложений.

В разрезе выделяются толщи, относимые нами к покрывкам. Это карбонатно-терригенная пачка границы нижнего и среднего франа, глинисто-карбонатная пачка тульского горизонта, а также серпуховские ангидриты. Наилучшим флюидоудерживающим свойством обладает Rp (el-up) — покрывка, в тоже же время, сравнительно с Восточно-Мастерьевской структурой имеет меньшую эффективную толщину и признаки дислоцированности.

Отсутствие притоков нефти из верхней части елецкого горизонта можно объяснить неверным заложением скважины, не попавшей в купольную часть структуры по подошве глинистой пачки. Неблагоприятным фактором является также сомнительное качество покрывки в данном разрезе.

Южнее, в купольной части Сынянырдской структуры, оконтуренной по кровле девонских отложений может быть обнаружена небольшая многопластовая девоно-карбоновая залежь, экранированная тульскими аргиллитами.

Сынянырдская площадь является сложным объектом, купола разновысотных структур выделяются по разным стратиграфическим горизонтам, чаще не совпадая в плане. Соответственно, не существует единой точки заложения скважины для опознания всех объектов.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КУПОЛА ОСВАНЬЮРСКОЙ СТРУКТУРЫ ЮГА КОЛВИНСКОГО МАГАВАЛА

Д. В. Хипели

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

bjorn@rambler.ru

Осваньюрская структура находится к югу от Усинского месторождения и приурочена к осевой зоне Усинского вала Колвинского мегавала. Структура обособляется по всему разрезу осадочного чехла, но наиболее ярко морфология складки проявлена по нижнедевонским, с амплитудой ~115 м, и силурийским, с амплитудой ~380 м, отложениям. В сводовой части структуры локализуется два купола, из которых южный наиболее выражен по всем горизонтам, северный осложнен сбросовым нарушением.

На основании проведенного комплекса литологических исследований ядра скважины 1-Южно-Усинская (южный купол Осваньюрской структуры) нами дается следующая оценка перспектив нефтегазоносности нижнедевонских отложений в пределах северного купола.

Основные перспективы могут быть связаны с верхней частью нижнедевонского интервала, с пачками D_1 «Ша» и D_1 «IV», характеризующимися наличием средне-низкоемких коллекторов и близостью к региональной тимано-саргаевской покрывке. Наличие коллекторов в данных пачках доказано бурением на соседних площадях, а в следствие малой вероятности резких фациальных замещений, их следует ожидать и на данном участке. Ожидается, что коллекторы будут приурочены к прослоям микро-тонкозернистых интракластово-шламово-пелоидных зернисто-иловых известняков (вакстоунов). В скв. 1-Южно-Усинская эти прослои четко выделяются в пачке D_1 «Ша», долблениях: 27 (0.02 м), 29 (0.1 м; 0.75 м; 0.25 м) 30 (0.7 м; 1.4 м) и 33 (0.5 м). Они издают запах битумоидов, а в долб. 27 и 30 есть нефтенасыщенные интервалы. Мощности известняков меняются от 0.02 до 1.4 м. По данным петрофизических исследований, проведенных сотрудниками ГУП ТП НИЦ (г. Ухта) значения открытой пористости данных известняков меняются от 11.47 до 17.85 %, составляя в среднем 13.7 %. Газопроницаемость 0.47×10^{-3} мкм².

Наши исследования показали, что известняки являются поровыми коллекторами с межкристаллическим, в меньшей степени межзерновым типом пористости, характеризующаясь слабой доломитизацией и дисперсным нефтенасыщением. При этом породы по геохимической характеристике могут считаться продуктивными — вХБ в них *много* больше 50 %, PI (продуктивный индекс) больше 0.4. Следует отметить, что данный тип

известняков не был определен в нижних частях разреза Осваньюрской структуры (включая силуру), а мощность содержащей их пачки D₁«IIIа», на северном куполе, ожидается в два раза выше. Кроме того, ожидается наличие вышезалегающих пачек D₁«IVб» и D₁«IVв» общей мощностью около 80 м, полностью размытых на южном куполе. Оценить, насколько благоприятно скажется присутствие данной толщи в куполе структуры сложно. В зависимости от соотношения карбонатных коллекторов и сульфатно-глинистых пластов ожидается либо увеличение экранирующего действия на пачку D₁«IIIа», либо получение «рассеивающего» эффекта. Но следует добавить, что пачка D₁«IV», вполне может самостоятельно вмещать многопластовую нефтяную залежь, экранированную как собственными аргиллитами, так и региональной тимано-саргаевской попрышкой.

Повышенная глинистость пород сказалась на практическом отсутствии в разрезе Осваньюрской структуры высокочемких коллекторов с пористостью выше 25 %, в связи с неблагоприятными для их формирования условиями осадконакопления — достаточно большим привнесом глинистого вещества в период седиментации. В свою очередь, на данной площади при широком развитии системы разрывных нарушений различных этапов заложения и активизации ожидается закономерное увеличение доли трещинной емкости глинистых коллекторов. Но в первую очередь, глинистость благоприятно сказалась на увеличении доли нефтегазоматеринских пород в разрезе. Исследования, проведенные по образцам керн из нижнедевонско-силурийского интервала скв. 1-Южно-Усинская показали широкое развитие на данной площади нефтегазоматеринских пород, содержащих автохтонные битумоиды [1]. К нижнедевонским толщам приурочены средние, богатые и очень богатые породы, а состав битумоидов указывает на активную миграцию последних из карбонатно-глинистых материнских толщ в более проницаемые карбонатные пласты.

Таким образом, вышеизложенное позволяет предполагать наличие нефтяных залежей в нижнедевонских отложениях на территории северного купола Осваньюрской структуры. Толща будет представлять собой сложное переслаивание продуктивных средне-низкопористых карбонатных пластов, насыщенных легкой нефтью и глинистых, плохо проницаемых известняков и аргиллитов, являющихся нефтематеринскими породами.

Литература

1. Анищенко Л. А., Клименко С. С., Хипели Д. В. и др. Нефтегазовый потенциал палеозойских отложений зоны сочленения юга Хорейверской впадины и Колвинского мегавала (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн) // Перспективы нефтегазоносности малоизученных территорий севера и северо-востока европейской части России. Материалы научной конференции. М. ИГиРГИ. 2007. С. 11—13.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА УЧАСТКА «ШАПОЧКА» (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ ВЕТРЕНЬ ПЯС)

М. Н. Хорошкеева
ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
hurm@mail.ru

В пределах изученного участка на вулканитах и интрузиях кристаллического щита залегают образования вендского палеобассейна. По аналогии с лучше изученными районами их развития (в Архангельской области) они представляются потенциально перспективными на выявление палеороссыпных месторождений золота и платины [2]. Областью сноса для изученных мною пород являлись метаморфизованные породы основного и ультраосновного состава Ветряного пояса с высокими фоновыми содержаниями благородных металлов. При выветривании этих пород и их дальнейшем переотложении в осадках вендского палеобассейна могли формироваться палеороссыпи и (или) конкреционные стяжения с повышенными содержаниями золота и платиноидов.

Изученный участок находится на участке «Шапочка» Сумозерско-Пулозерской лицензионной площади, на которой проводились геолого-разведочные работы по поиску цветных и драгоценных металлов в рамках проекта отдела докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2004—2005 гг. В геологическом отношении Сумозерско-Пулозерская площадь располагается на юго-восточной окраине Балтийского щита, в Карельской части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (ЗКП). Эта структура находится в пределах Карельского массива и имеет тектонические границы с Беломорской подвижной областью на северо-востоке и Водлозерским блоком Карельского массива на юго-западе. В ее геологическом строении принимают участие архейские и протерозойские образования. Первые слагают Коросозерскую и Пулозерскую синклиновые структуры, разделенные Хижозерско-Шунозерским гранитным массивом, вторые — Оштомозерско-Ундозерский синклиорий [1].

Вендские отложения (PR_{gd-kt}) прослеживаются в восточной части района в виде двух полос северо-западного направления шириной от 2—3 до 4—6 км и протяженностью 20—30 км и продолжаются к юго-востоку в Архангельскую область. Они в виде пологих и горизонтальных покровов залегают на нижнепротерозойских образованиях и частично на беломоридах и перекрываются четвертичными отложениями мощностью до 20—25 м.

Отложения венда были вскрыты на участке «Шапочка» несколькими буровыми профилями. По данным бурения и петрографического изуче-

ния пород венда выявлено что, сводный разрез его разделяется на две самостоятельные части (снизу): гдовский и котлинский горизонты. Отложения гдовского горизонта с размывом и структурным несогласием залегают на рассланцованных, падающих субвертикально метабазальтах Ветреного пояса, представлены плохо сортированными грубообломочными породами, преимущественно конгломератами и гравелитами. В его нижней части залегают пачка конглобрекчий, конгломератов, сложенных, в основном, обломками рассланцованных метадиабазов и метапикритобазальтов. Верхняя часть конгломератов более дифференцирована и сложена гравийно-галечными конгломератами с хорошо окатанными обломками. Выше следует пачка переслаивания аргиллитов, алевролитов с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников. На них залегают пачка высокодифференцированных гравийных песчаников и гравелитов. Гравелиты перекрываются прослоем серых тонкослоистых алевролитов и аргиллитов, который завершает разрез гдовского горизонта. Котлинский горизонт представлен алевролитами, аргиллитами, иногда с прослоями песчаников и глин. Мощность котлинского горизонта 10—25 м.

Изучение пород в лотеральном буровом профиле позволило охарактеризовать разрез вендского палеобассейна на различном расстоянии от береговой линии. В разрезе латерального профиля хорошо видна фациальная изменчивость пород венда, обусловленная постепенным переходом от потоковых к дельтовым и прибрежно-морским фациям. Так же структурно — текстурный анализ свидетельствует о близости области сноса терригенного материала для данного палеобассейна.

В лотеральном профиле наблюдается смена ассоциаций шлиховых минералов от потоковых фаций к прибрежно-морским. В результате проведенных исследований выделено две шлиховые ассоциации для отложений в разной степени удаленных от береговой линии. Первая ассоциация характеризуется присутствием таких минералов как хромит, ильменит, галенит, сфалерит и рядом других минералов. Доля пирита немногим больше доли халькопирита. Кроме того значительна доля минералов магнитной фракции. Вторая ассоциация менее разнообразна, значительную долю здесь составляют пирит, барит, сфен, рутил и апатит. Халькопирит присутствует в незначительном количестве. Полностью отсутствуют минералы магнитной фракции.

В рамках изучения минерального состава осадочных пород венда выделены минералы тяжелой фракции. Наиболее детально прослежено изменение характера и состава тяжелой фракции в конгломератах, составляющих подошву гдовского горизонта, которые по результатам анализов валового состава пород обнаружили повышенные концентрации благородных металлов. Установлено две шлиховые ассоциации минералов соответствующие склоновым отложениям и отложениям прибрежно-мор-

ских фаций. Первая ассоциация характеризуется присутствием таких минералов как хромит, ильменит, галенит, сфалерит и рядом других минералов. Доля пирита немногим больше доли халькопирита. Кроме того, значительна доля минералов магнитной фракции. Вторая ассоциация менее разнообразна, значительную долю здесь составляют пирит, барит, сфен, рутил и апатит. Халькопирит присутствует в незначительном количестве. Полностью отсутствуют минералы магнитной фракции.

Изучено распределение содержаний различных химических элементов в отложениях вендского палеобассейна. Наиболее контрастно изменение содержания Cr в отложениях различных фаций. Кроме того, в склоновых отложениях в ассоциации шлиховых минералов присутствует хромит, а в отложениях прибрежно-морских фаций, представленных крупнообломочным материалом, хромит исчезает. Наряду с уменьшением содержания Cr , содержание большинства химических элементов в прибрежно-морских фациях возрастает. В аргиллитах, напротив, прослеживается тенденция накопления Cr в более глубоководных отложениях. В концентрации большинства химических элементов отмечается отсутствие каких либо значительных изменений. Наряду с накоплением Cr в глубоководных отложениях отмечается образование сульфидных конкреций и тонкая сульфидная вкрапленность. Латеральная зональность, отмечаемая в терригенных породах венда, так же контролирует распределение золота, поскольку оно, в основном, связано с отложениями прибрежно-морских фаций.

Литература

1. *Ахмедов А. М., Шевченко С. С. и др.* Поиски коренных и россыпных месторождений золота и платины и руд цветных металлов в пределах Карельской части Ветреного пояса в 2005—2006 гг. Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ». 2006.

2. *Химка М. Н., Бережной А. Т., Терентьев Ю. К.* Отчет о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 методом глубинного картирования северо-западной части Ветреного пояса и Каменноозерской структуры, выполненных восточно-Карельской партией в 1974—78 гг., Фонды «Севзапгеология», 1978.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ КАРТА-СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И КАРТА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИТОРИИ ПГТ ПОЛАЗНА МАСШТАБА 1:5000

К. О. Худеньких

Кунгурская лаборатория-стационар ГИ УрО РАН, Пермь

PrVoland@yandex.ru

Предварительная карта-схема геологической изученности составлена по предоставленным материалам ЗАО «ВерхнеКамГИСИЗ». Было использовано 82 отчета инженерно-геологических изысканий. Однако у части отчетов отсутствуют конкретные координатные привязки, а некоторые представляют собой координаты единичных скважин. Форма заполнения данных в отчетах не соответствует критериям, необходимым для автоматического переноса данных в БД (минимальные/максимальные координаты в одной ячейке, нарушена уникальность идентификационного номера, в одной ячейке зачастую содержатся как текстовые, так и численные типы данных, и т. д.).

Таким образом, на карту оказалось возможным вынести данные (информацию о пространственном местоположении — границы и номер отчета) лишь по 70 отчетам. Из них в предоставленном материале в половине случаев (35 отчетов) были даны лишь точечные координаты. По таким отчетам на карте геологической изученности были нанесены окружности диаметром 1.5 см, номер отчета подписан в центре.

Кроме вышеперечисленной информации карта содержит:

1. Топографическую основу пгт Полазна масштаба 1:5000.
2. Границы пгт Полазна.

Карта фактического материала составлялась на топографической основе масштаба 1:5000 1993 г., предоставленного ЗАО «Верхнекамский трест инженерно-строительных изысканий» и стереотопографической съемки ООО «Уралземкадастрсъемка» 2000 г. масштаба 1:2000. Рельеф на территории пгт Полазна оцифрован в программе R2V с топоосновы 1:5000 и переконвертирован в формат ArcView v. 3.2. Ситуация (здания, сооружения, улицы и т. п.) оцифрованы в программе Bentley Microstation v. 7.0 с топоосновы 1:2000.

Кроме этого, карта содержит следующую графическую информацию:

1. Местоположение воронок.
2. Местоположение опорных скважин и шурфов (на основании каталога координат, предоставленного ЗАО «Верхнекамский трест инженерно-строительных изысканий»).

Местоположение воронок и иных поверхностных карстовых форм

наносилось исходя из результатов полевых исследований, проведенных сотрудниками Кунгурской лаборатории-станции летом 2006 г. Во время данной экспедиции при помощи приборов GPS было зафиксировано 215 воронок. Также были использованы данные по провалам, полученные В. С. Лукиным [1]. Однако, эти данные использовались частично, т. к. провалы привязывались описательно к конкретным объектам на местности и поэтому на карту удалось нанести только те из них, которые удалось точно идентифицировать [2, 3, 4].

Литература

1. Лукин В. С., Логинов Н. Х., Трапезников Ю. И., Ширяев Ю. Х. Карст и условия строительства в районе пос. Полазна Пермской области // Вопросы проектирования. Сб. Института «Пермпромпроект». 1963. С. 39—49.
2. Худеньких К. О. Динамика карстовых процессов на территории ПГТ Полазна // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006. С. 241—242.
3. Худеньких К. О. Обобщение результатов исследований поверхностных карстовых форм на территории ПГТ Полазна // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Материалы ежегод. науч. сес. Горного ин-та УрО РАН по результатам НИР в 2006 г., 16—20 апр. 2007 г. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2007. С. 58—60.
4. Худеньких К. О. Поверхностные карстовые формы на территории п. Полазна // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. науч.-практ. конф. Пермь, 2007. С. 221—223.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

С. В. Цеунова

ВНИГНИ, Москва

litolog@vniigni.ru

В ряду новых перспективных территорий на нефть и газ наибольший интерес представляют шельфы Арктических морей, геологическая изученность которых значительно ниже сопредельной суши и есть все основания предполагать в его пределах открытия новых крупных по запасам месторождений нефти и газа.

Целью работы явилось изучение нижнепермских отложений Кольско-Канинской моноклинали, расположенной на шельфе Баренцева моря и сопоставление их с отложениями, выделенными на континентальной части севера Тимано-Печорской НГО.

Нижнепермские отложения северной части Тимано-Печорской провинции характеризуется разнообразным строением, составом, различными мощностями и сильной фациальной изменчивостью.

Проведено сопоставление разрезов нижнепермских отложений континентальной части провинции с морской частью разреза (см. рисунок).

В связи с отсутствием скважин на Кольско-Канинской моноклинали для корреляции разрезов были привлечены материалы по скважинам, расположенным на платформе Финмарк.

В пределах континентальной части отложения нижней перми представлены карбонатной и глинисто-карбонатной толще в объеме ассельского, сакмарского, артинского ярусов и глинисто-терригенной толщей в объеме кунгурского яруса.

На территории Кольско-Канинской моноклинали в пределах Баренцевоморского шельфа по результатам интерпретации сейсмических данных нижнепермские отложения представлены преимущественно карбонатной толщей общей мощностью до 400 м.

В результате интерпретации сейсмического материала и анализа геолого-геофизического материала скважины, пробуренной на платформе Финмарк, нижнепермские отложения выделены в полном стратиграфическом объеме.

Ассельские отложения в нижней части разреза представлены преимущественно известняками доломитизированными, выше по разрезу, сменяющимися известняками органогенно-обломочными, с содержащимися в них ангидритовыми конкрециями.

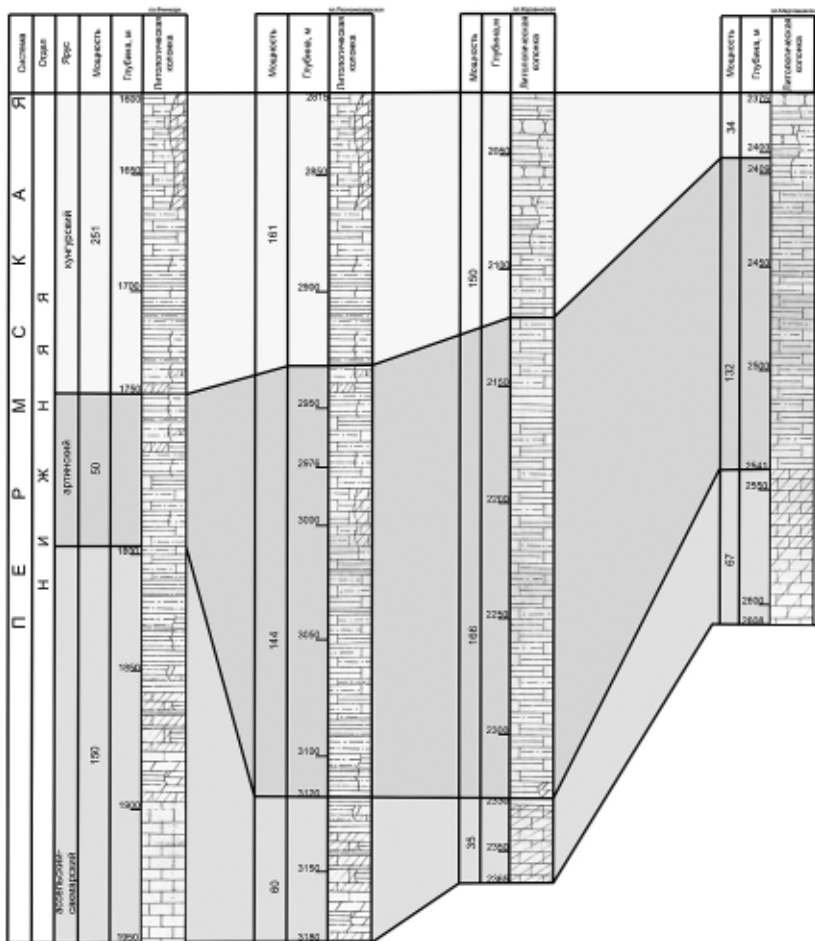


Схема корреляции нижнепермских отложений севера Тимано-Печорской НГО и прилегающих акваторий

Верхняя часть разреза сложена фораминиферовыми известняками, среди которых в подчиненном количестве присутствуют прослои аргиллитов и ангидритов. Для этого интервала характерны аномалии сейсмической записи, которые интерпретируются, как многочисленные органогенные водорослевые постройки мощностью 100 м.

В основании сакмарского яруса залегает пласт плотных глин. Основная часть разреза представлена детритовыми известняками, сложенными остатками мшанок, иглокожих и известковых водорослей. Верхняя часть разреза сложена известняками с фауной фораминифер. Общая мощность 80 м.

Артинские отложения представлены детритовыми известняками, состоящими из остатков мшанок, иглокожих, брахиопод, раковин фораминифер и спикул кремневых губок.

Органогенные постройки в артинских отложениях в скважинах, пробуренных на платформе Финмарк отсутствуют, однако примерно в 50 км к северу в одновозрастных отложениях встречается органогенная постройка мощностью 251 м.

Далее на север артинские отложения замещаются глинистыми известняками. Общая мощность ассельского, сакмарского и артинского ярусов составляет около 400 м.

Нерасчлененная толща кунгур-верхнепермского возраста в нижней части относится к кунгурскому и уфимскому ярусам, в верхней — к казанскому и татарскому ярусам.

В нижней, кунгурско-уфимской, части разреза породы представлены темно-серыми глинами мощностью 20 м и спикуловыми известняками мощностью 24 м.

В верхней, (казанско-татарской), части разреза отмечены светло-серые кремнистые спикулиты мощностью 70 м, с линзами алевритистых глин.

Пермские отложения перекрыты мощной толщей алевритистых глин.

Общая мощность пермских отложений достигает 350 м, увеличиваясь в северном направлении до 500—600 м.

СТРОЕНИЕ ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ПОЛОСЫ ВЫХОДОВ БАССЕЙНА РЕКИ ИЛЫЧ

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sandula@geo.komisc.ru

В бассейне р. Илыч В. А. Варсанофьева выделила три полосы развития отложений камменноугольной системы [2]. Восточная полоса проходит на отрезке реки от о. Еремей-Шляпа-Ди до переката Патракарием. Здесь можно наблюдать практически полный разрез пород визейского (обн. 89, 87) и серпуховского веков (обн. 87, 86, 85).

Отложения *тульского горизонта* мощностью 82 м вскрыты в обн. 89. Здесь наблюдается чередование плитчатых детритовых и тонкослоистых, часто рассланцованных, глинистых известняков. Границы между ними обычно резкие, в подошве пластов часто можно наблюдать следы жизнедеятельности илоедов. В средней части разреза довольно часто наблюдаются кремнистые образования в виде небольших пластов (до 0.25 м), тонких (до 1—2 см) прослоев и линз толщиной 1—8 см и длиной 0.3—0.6 м, а также желваков различных размеров и формы. Снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение доли глинистых и увеличение детритовых разностей. Вместе с этим меняется и характер переслаивания пород. Мощность отдельных пластов глинистых и детритовых известняков в нижней части разреза равнозначна и составляет первые дециметров (не редко и сантиметры), а выше по разрезу детритовые известняки образуют пачки до 4.5—6 м толщиной, а глинистые встречаются лишь в виде редких маломощных пропластов.

Разрез *алексинского горизонта* вскрывается на противоположном берегу реки в верхнем конце обнажения 87. От подстилающих тульских образований обн. 89 они отделены перерывом в 50—60 м по разрезу. Мощность горизонта с учетом перерыва превышает здесь 150 м. Видимую часть разреза можно разделить на две неравных по мощности толщи. Нижняя (27 м) сложена почти черными битуминозными слоистыми и массивными полидетритовыми и микросугстковыми известняками с линзами и желваками кремня. Известняки здесь образуют пласты мощностью до 20—25 см. Породы тонкослоистые, часто слоистость разбивается на мелкие (1.5 × 2—3 см) линзочки, в результате чего создается впечатление волнистого наложения. Биокластовый материал состоит из обильных остатков фауны одиночных и колониальных кораллов, гастропод, морских лилий и брахиопод. Часто встречаются крупные колонии *Lithostrotion* и *Syringopora*, большая часть из которых захоронена в опро-

кинутом состоянии. Много створок *Gigantella* и *Megachonetes*. Кремни черного цвета образуют желваки размером от 5 до 20 см в наибольшем измерении эллипсоидальной, караваевидной, лепешковидной формы с отростками различной морфологии и размерами. В стяжениях сохраняются структурно-текстурные особенности замещенных пород.

Верхняя толща алексинских отложений мощностью около 75 м представлена более светлыми, главным образом, органогенно-обломочными, часто доломитизированными известняками. Фауна представлена обильными обломками одиночных и колониальных кораллов, гастропод, морских лилий и брахиопод.

Отложения разбиваются на пачки мощностью 2—7 м, отличающиеся характером напластования, неравномерной доломитизацией или наличием окремнения. Скопления остатков кораллов часто приурочены к отдельным горизонтам, причем их колониальные формы, иногда довольно большого размера (до 0.5—0.8 м в наибольшем измерении), захоронены в опрокинутом положении. Такие пласты чередуются с тонкослоистыми детритовыми известняками с криноидеями и доломитизированными детритовыми известняками. Кремнистые образования редки и, в отличие от тех, что встречаются в нижней части разреза алексинских известняков, имеют серый и темно-серый цвет.

Михайловский горизонт (60—70 м) сложен переслаивающимися серыми оолитовыми, органогенно-обломочными, полидетритовыми и сгустковыми известняками с кораллами и брахиоподами. От алексинских известняков михайловские отличаются несколько иной микрофауной, а визуально более светлой окраской и иным характером наслоения. В породах этого возраста довольно часто наблюдаются поверхности микро размывов и серии пластов с косослоистыми текстурами мощностью от первых сантиметров до 2 м. В кровле тонкослоистых или косослоистых известняков наблюдаются следы биотурбации. В данной толще встречено несколько регрессивно-трансгрессивных циклов, зафиксированных в разрезе пластами мелкообломочных известняковых конглобрекций, подстилающихся маломощными (до 10—15 см) пластами тонкослоистых аргиллитов.

Отложения *веневского горизонта* (до 40 м) представлены органогенно-обломочными, сгустковыми и доломитизированными известняками, сильно перекристаллизованными, с более бедным и менее разнообразным комплексом органических остатков. Отмечается отсутствие характерных для этого отрезка времени фораминифер. Возраст этих пород установлен А. В. Абашкиной и И. С. Муравьевым по комплексу кораллов [1, 3].

Серпуховский ярус.

Отложения *тарусско-стешевского горизонта* вскрываются в крайних скалах нижнего конца обн. 87 на широтном отрезке течения р. Илыч.

Нижняя его часть попадает на не обнаженный участок, следующий за выходами веневских пород и соответствующий примерно 50 м мощности. Здесь в развалах находятся обломки и глыбы вторичных доломитов с реликтовыми детритовыми текстурами. Породы пористые и сильно выщелоченные. На обнаженном участке разреза мощностью 24 м наблюдается толща светло-серых водорослево-детритовых и доломитизированных мелкодетритовых известняков с редкими прослоями органогенных разностей. В последних нередко обнаруживаются остатки кораллов *Lonsdaleia* и брахиопод *Ghonetes*, *Linoproductus*, *Striatifera* [3].

Верхняя часть отложений тарусско-стешевского горизонта и контакт их с протвинскими образованиями не вскрыты. Они попадают в закрытый интервал разреза на крутом повороте реки (мощностью не менее 50 м).

Более полный разрез серпуховского яруса мощностью около 90 м наблюдается в обн. 85, располагающегося в правой заостровке Еремей-Шляпа-Ди. Это ряд небольших (3—4 м от уреза воды) выходов протягивающихся около 200 м по берегу и небольшом удалении от реки.

Большая часть разреза обн. 85 сложена серыми и светло-серыми известняками, часто доломитизированными, и доломитами. В литологическом отношении среди представленных здесь пород выделяются полидетритовые и криноидно-детритовые разности с брахиоподами *Productus striatus* [2], *Striatifera* sp., *Kutorginella* sp. (определения А.В. Ерофеевского) и с кораллами *Chaetetes* и *Syringopora* [2]. Иногда встречаются пласты практически нацело сложенные *Productus striatus*. Доломитизация известняков проявляется в виде пятен от 2 до 10—20 см в диаметре и слойков. Доломитизированные участки несколько выступают на выветренной поверхности и имеют желтоватый оттенок. Чистые доломиты встречены в средней части разреза. Структура пород — средне- и мелкозернистая. Доломиты частично выщелочены, мелкопористы. На дневной поверхности зачастую они имеют тестообразный облик.

Отложения верхней части *протвинского горизонта* хорошо видны на правом берегу р. Илыч в разрезе скал «Еремей-Шляпа-Ди-юр-кырта» (обн. 86) после не обнаженного отрезка ниже обн. 87. Здесь течение реки совпадает с простиранием слоев, поставленных на голову. Разрез тектонически не нарушенных пластов (около 12 м) наблюдается в верхнем конце обнажения. Он сложен пластинами тонкослоистых или волнистомикрослоистых известняков со строматолитами *Stratifera microgranulosa*, *St. microglobulosa* [3] (до 2 м мощностью) и мелкообломочных известняковых конглобрекчий (до 1 м). Интересно, что обломки строматолитовых известняков находятся и в обломках обломочной части известняковых брекчий наблюдавшихся в этом разрезе, что говорит о синседиментационном размыве строматолитов. Это подтверждается также наличием

ем в наиболее мощных пластах этих пород редких, но достаточно глубоким промоин, заполненных мелкообломочной массой.

Анализ приведенных выше данных показывает, что для восточной полосы выходов визейско-серпуховских отложений в бассейне р. Илыч снизу вверх по разрезу можно выделить следующие породные ассоциации: полидетритовых детритовых и тонкослоистых глинистых известняков; полидетритовых известняков с кремнями; горизонтальнослоистых и косослоистых полидетритовых известняков; полидетритовых и мелкообломочных известняков; частично доломитизированных полидетритовых известняков и доломитов; брахиоподовых, мелкообломочных и строматолитовых известняков.

Литература

1. *Абашкина А. В.* Визейские отложения бассейна р. Ылыч // *Металлургия и технология цветных металлов, геология и горное дело (Сб. науч. тр. Моск. Ин-та цв. мет. и золота им. М. И. Калинина, № 27. М., 1957.*
2. *Варсановьева В. А.* Геологическое строение территории Печорско-Ылычского государственного заповедника // *Тр. Печорско-Ылычского гос. заповедника. Вып. 1. М: 1940. С. 5—214.*
3. *Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань: Из-во казанского Университета, 1968. 226 с.

ВЕНЛОК ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д. Н. Шеболкин

ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар

В стратиграфической схеме силура Западного Урала [2] венлок включает маршрутинскую и устьдурнаюскую свиты. На Приполярном Урале в бассейне р. Кожим, в районе устья р. Дурную, расположен стратотип устьдурнаюской свиты [1]. Согласно современным представлениям венлоку соответствует верхняя часть устьдурнаюской свиты [3, 4]. В отличие от разреза р. Кожим, венлокские отложения на р. Щугер изучены слабо. Разрез венлока расположен в районе устья р. Гердью, на правом берегу р. Щугер, в обнажении 10 Ц (нумерация В. С. Цыганко). Мощность изучаемых отложений 51.45 м.

В результате проведенных исследований среди венлокских отложений выделено восемь основных литологических типов (ЛТ): микрозернистые известняки, строматолитовые известняки, известняковые песчаники (гравелито-песчаники), биокластовые известняки, остракодовый ракушняк, доломиты известковистые, известняки глинисто-доломитовые плитчатые, известняковый конгломерат.

ЛТ-1. Микрозернистые известняки: известняки микрозернистые, серые, темно-серые, коричневато-серые, с пятнами илового материала, с присутствием или отсутствием биокластового материала, с выделениями светлого кальцита, местами присутствуют на поверхности следы илоедов. Ходы илоедов, кроме скопления такого биокластового материала, подчеркнуты перекристаллизацией. Органогенный материал состоит в основном, из раковин остракод размером от 0.1 до 2 мм, реже гастропод. Мощность от 1 см до первых метров.

По-видимому, образование таких известняков происходило на относительно небольших глубинах, на хорошо прогреваемых и защищенных от волн участках мелководного морского бассейна, возможно лагун.

ЛТ-2. Строматолитовые известняки: известняки темно-серые, с хорошо выраженными строматолитовыми колониями, со множеством кальцитовых скоплений, с редкими тонкостенными остракодами. Форма строматолитовых колоний лепешковидная и караваеобразная в высоту от 3 до 15 см, в диаметре до 60 см. Примесь кварцевого алеврита менее 1 %. Мощность от 3 до 15 см.

Образование строматолитовых известняков происходило в обстановках высокой подвижности вод в условиях приливно-отливной равнины, о чем говорит форма строматолитовых колоний.

ЛТ-3. Известняковые песчаники и гравелито-песчаники: серые, темно-серые, с отчетливой зернистой структурой, образуют линзы пород

среди микрозернистых, биокластовых и плитчатых известняков. Встречается несортированный биокластовый материал, представленный в основном фрагментами остракод. Микроскопически цемент представлен чистым разнокристаллическим кальцитом, что характерно для подвижно-водных обстановок, где присутствовавший иловый материал выносился в более спокойно-водные условия сублиторали. Мощность колеблется от 3 до 5 см.

Образование их происходило синседиментационно, что подтверждается сонахождением обломочного материала и неразмытых слоев. Наличие грубообломочного материала, более или менее окатанность обломков, сглаженные поверхности перерыва, говорят также о присутствии волнений. Геоморфологически эта зона возможно представляла собой отмельную зону где первичная порода растрескивалась и ее обломки в разной степени окатывались под действием волн.

ЛТ-4. Биокластовые известняки: известняки серые, темно-серые, несортированно биокластовые, характерны несортированные разности с обломочным материалом, иногда с алевролитисто-глинистой примесью. Органогенный материал представлен в основном несортированными фрагментами остракод как в виде разрозненных створок размером от 0.1 до 1.5 мм, так и целыми раковинами (от 0.3 до 2 мм) брахиопод, гастропод, криноидей, а также трилобитов. Скелетный материал местами интенсивно перекристаллизован. Мощность литотипа от 1 до 20 см.

Образование этих отложений происходило в мелководной части шельфа, с подвижной гидродинамикой.

ЛТ-5. Остракодовый ракушняк: известняк серый с коричневатым оттенком, органогенный материал представлен линзами остракодового ракушняка, где створки тонко- и толстостенных остракод плотно упакованы, перекристаллизованы и ориентированы. Мощность до 5 см.

Ракушняки могли формироваться в условиях придонных течений, о чем говорит ориентированность раковин, может быть верхняя сублитораль.

ЛТ-6. Доломиты известковистые: доломиты желтовато-серые, серые, микроструктурные с тонкими кальцитовыми прожилками, иногда с узорчатой текстурой, ходами илоедов. Имеют хорошо выраженный вогнутый излом и иногда желтоватый цвет пород на выветрелой поверхности. Мощность до 2.4 м.

Накопление доломитов происходило на значительном мелководье, спокойноводные обстановки могли быть несколько застойными, о чем говорит ассоциация пирита с ходами илоедов. Вероятнее всего, это были обстановки лагун.

ЛТ-7. Известняки глинисто-доломитовые плитчатые: известняки темные-серые, расланцованы по коричневатому-серым глинисто-доломитовым

пропласткам на плитки 0.5—10 см. В глинисто-доломитовых прослоях микрозернистый известняк образует мелкообломочную и гравелитовую структуру. В более массивных прослоях участки перекристаллизованного биокластового материала и скопления остракод. Мощность от 1 см до 2 м.

По-видимому, образование таких известняков происходило в условиях верхней сублиторали, ниже базиса действия волн, куда поступал иловый, биокластовый материал, могли быть поселения раковинного бентоса.

ЛТ-8. Известняковый конглогравелит: порода темно-серого цвета, образует прослои среди глинисто-доломитовых плитчатых известняков, имеет отчетливую обломочную структуру. Обломочная часть представлена: а) известняком микрозернистым с биокластовым материалом, представленного в основном тонкостенными остракодами, обломки имеют слабоокатанную удлиненную форму, размером до 0.6 см, б) известняком биокластовым, с неравномерно рассеянным алевритовым материалом, обломки имеют окатанную, удлиненную форму, размером от 0.5 до 1.6 см. Выделяются редкие плоские гальки ориентированные субпараллельно. Органические остатки присутствуют главным образом в обломках. Алевритовая примесь кварца составляет до 10 %. Мощность от 1 до 5 см.

Обломочный материал (лито- и биокластовый) образовывался в условиях подвижной гидродинамики литорали, а затем по литоральным желобам (о чем говорит наличие ориентировки галек) сносился в зону нижней литорали с более спокойной гидродинамикой, т. к. цемент — микрозернистый кальцит.

При сравнении венлокских отложений разреза р. Щугер и р. Кожим можно сделать следующие выводы:

1. В разрезе р. Щугер появляются три новых литотипа: известняковый конглогравелит, известняки глинисто-доломитовые плитчатые, остракодовый ракушняк.

2. По разрезу довольно равномерно распространены микрозернистые известняки тогда как на р. Кожим они отчетливо преобладают в нижней части разреза.

3. Характерной особенностью является довольно широкое распространение в разрезе р. Щугер остракодовых ракушнякав.

4. Строматолитовые постройки на р. Щугер гораздо мощнее и присутствуют внизу и вверху разреза.

5. Отсутствует пачка кварцевых алевролитопесчаников, которая завершает разрез венлока на р. Кожим. На р. Щугер пачка кварцевых песчаников относится уже к лудлову.

6. Мощность венлокских отложений на р. Щугер почти на 20 метров больше. Меньшую мощность разреза р. Кожим можно объяснить большим количеством обломочных разностей известняков, что в свою очередь говорит об активной гидродинамике среды и частых размывах осадков.

Таким образом, обстановки осадконакопления в венлокское время на территории Приполярного Урала характеризовались неустойчивым гидродинамическим режимом в условиях расчлененного рельефа дна (лагуны, отмели, приливно-отливные равнины, сублитораль), что определило мозаику литологических типов.

Литература

1. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.
2. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Под. ред. Н. Я. Анцыгина, Б. А. Попова, Б. И. Чувашева. Екатеринбург, 1993.
3. Mannik P., Antoshkina A. I., Beznosova T. M. The llandovery — wenlock boundary in the Russian Arctic // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2000 b. 49. P. 104—111.
4. Mannik P., Martma T. The llandovery — wenlock boundary in Subpolar Urals // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6. Syktyvkar, 2000. P. 64—67.

ХИМИЗМ БИОТИТОВ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ШЕРЛОВОГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Е. В. Шуклина, Е. В. Баданина, Е. В. Волкова

СПбГУ, Санкт-Петербург

shucla2002@mail.ru

Вулкано-плутоническая ассоциация пород ШГРУ представлена следующим рядом пород: наиболее глубинными резкопофировидными биотитовыми гранитами Адун-Челонского массива, с которыми связаны пегматиты с шерлом, аква Марином, топазом; менее глубинными гранит-порфирами Шерлогогорского массива с грейзенами с аква Марином, топазом; гранит-порфирами Ары-Булакского массива; риолитами сопки Большой, с которыми связано оловянное месторождение; онгориолитами сопки Высокой и онгонитами Ары-Булакского штока.

Состав слюд изучался микрондовым методом в ГеоИсследовательском центре г. Потсдам (Германия) на приборе Cameca SX-50. Содержание лития оценивалось по расчетным формулам Тишендорфа [1]. При этом наиболее удовлетворительные результаты были получены при расчете по формуле $Li_2O = (0.289 \cdot SiO_2) - 9.658$. Видообразующий состав слюд рассмотрен на диаграмме М. Фостер [2] (рис. 1). Как видно из диаграммы, биотиты Адун-Челонского массива образуют тренд эволюции состава от железистых биотитов 1 фазы до высокожелезистых лепидомеланов и сидерофиллитов 3 фазы. В этом ряду происходит увеличение содержания Rb (от 0.02 до 0.63 мас. % Rb_2O), Li (от 0.63 до 12.76 мас. % Li_2O) и F (от 1.8 до 4.27 мас. % F). Биотиты гранитов Ары-Булакского массива в целом близки по составу биотитам Адун-Челонского массива, но характеризуются меньшей магнезиальностью. Слюды гранит-порфиров Шерлогогорского массива представлены лепидомеланами и сидерофиллитами практически без магнезиальной составляющей (рис. 1). По содержанию редких щелочных элементов и фтора они сопоставимы с составом слюд 3 фазы Адун-Челонского массива. Биотиты риолитов сопки Большой также попадают в поле лепидомеланов и сидерофиллитов, характеризуясь максимальной железистостью (до 33.26 ± 0.4 мас. % FeO). Их отличает самое низкое содержание лития (0.16 ± 0.05 мас. % Li_2O), Rb (до 0.14 ± 0.02 мас. % Rb_2O), и фтора (0.81 ± 0.04 мас. % F). Принципиально иное положение на диаграмме Фостер (рис. 1) занимают слюды онгориолитов сопки Высокой, они являются магнезиальными биотитами с максимальным содержанием магния (11.37 ± 0.34 мас. % MgO) и самым низким содержанием железа, (16.87 ± 0.38 мас. % FeO). Эти слюды отличаются сравнительно высокими содержаниями лития (1.22 ± 0.14 мас. %

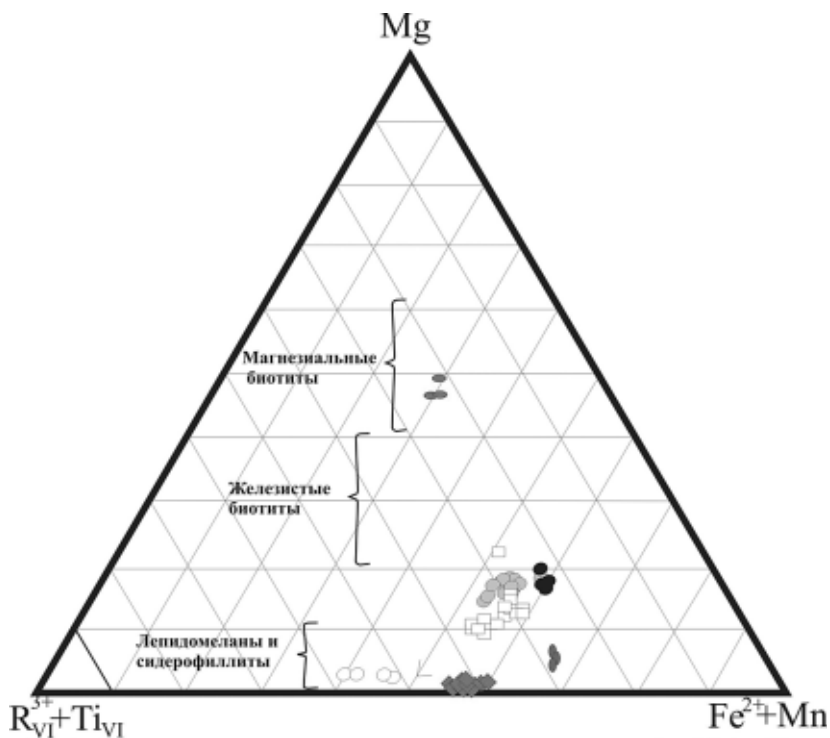


Рис. 1. Соотношение октаэдрических катионов в малолитиевых (до 0.2 ф. е. Li) биотитах Шерловогорского рудного узла по М. Фостеру [2].

Условные обозначения. Граниты: Адун-Челонского массива — ● I фаза; ◻ II фаза; ◻ III фаза; Ары-Булакского массива: ◆; Шерловогорского массива: ◆; Риолиты сопки большой ◻; Онгориолиты сопки Высокой ◻.

Li_2O) и фтора (2.58 ± 0.15 мас. % F). Слюды онгонитов представлены Li-Fe разновидностями ряда протолитионит-циннвальдита. Для них характерны высокие содержания алюминия (от 20.04 до 22.8 мас. % Al_2O_3), железа (от 9.12 до 14.15 мас. % FeO), при практическом отсутствии магния (до 0.32 мас. % MgO). Содержание марганца достигает здесь 4.05 мас. % MnO. Эти слюды отличаются высокими содержаниями фтора (от 5.98 до 8.63 мас. %) и рубидия (от 0.36 до 0.97 мас. %), содержание лития варьирует от 2.08 до 3.8 мас. % Li_2O . Li-Fe слюды обнаружены также в онгориолитах сопки Высокой. Они соответствуют составу лепидолита. Для этих слюд характерны большие, чем в онгонитах содержания лития (от 4.66 до 5.07 мас. % Li_2O), при меньших концентрациях фтора (от 3.12 до 4.33 мас. % F).

Уровни концентраций фтора и хлора в слюдах позволяют судить о различном характере режима летучих в процессе формирования рассмат-

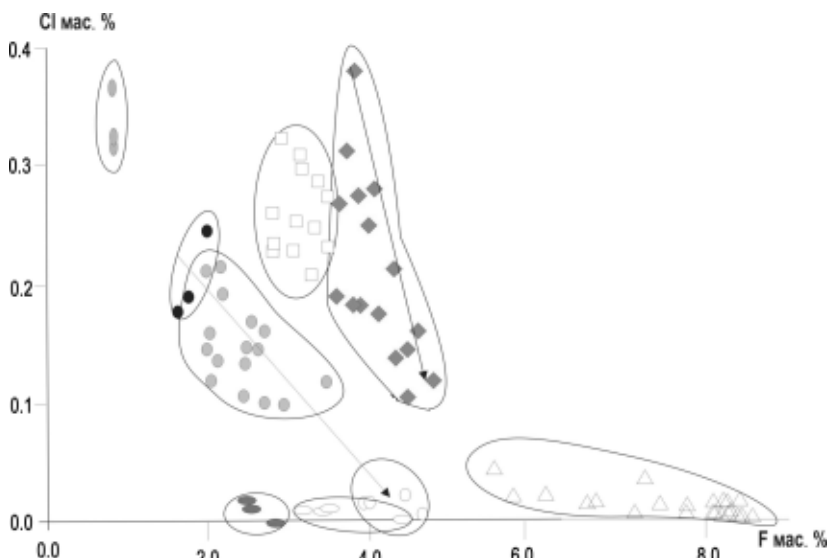


Рис. 2. Уровни концентраций F и Cl в слюдах вулcano-плутонической ассоциации Шерловогорского рудного узла. Стрелки обозначают тренды дифференциации гранитов.

Условные обозначения. Граниты: Адун-Челонского массива — ● I фаза; ● II фаза; ○ III фаза; Ары-Булакского массива: □; Шерловогорского массива: ◆; Риолиты сопки большой: ■; Онгориолиты сопки Высокой: ●. Li-Fe слюды: Онгориолиты сопки Высокой □; Онгориолиты Ары-Булакского штока △

риваемых пород. Как видно из рис. 2, наиболее высокохлористыми слюдами (до 0.4 мас. % Cl) при сравнительно низком содержании фтора (менее 0.85 мас. % F) являются риолиты соп. Большой. В отличие от них, онгориолиты соп. Высокой характеризуются практически полным отсутствием хлора в биогитах при содержаниях фтора 2.5 мас. % F, что может свидетельствовать об относительной сухости расплава. Наиболее высокие содержания фтора (до 8.5 мас. % F) при практическом отсутствии хлора (до 0.04 мас. % Cl) характерны для слюд онгонитов, представленных широким спектром составов литиево-железистых слюд. Li-Fe слюды соп. Высокой содержат в 2 раза меньше фтора (до 4.33 мас. % F), также при практическом отсутствии хлора. По уровням концентрации, соотношению фтора и хлора и поведению их в процессе дифференциации Адун-Челонский и Шерловогорский массивы гранитов образуют самостоятельные интрузивные системы. В Адун-Челонском массиве в процессе формирования трех фаз происходит весьма последовательное падение содержаний хлора (от 0.25 до 0.01 мас. % Cl) при возрастании концентраций фтора (от 1.66 до 4.68 мас. % F). Шерловогорский массив ха-

рактируется изначально высокой концентрацией фтора и хлора (0.41 мас. % Cl и 3.6 мас. % F). При этом для этих массивов характерны независимые тренды дифференциации составов слюд, завершающиеся тем не менее при сходных содержаниях фтора. Для Шерловогорского массива характерна резкая потеря хлора (от 0.41 до 0.11 мас. % Cl), по сравнению с накоплением фтора (от 3.6 до 4.77 мас. % F), что подтверждает разноглубинность формирования этих массивов и объясняет связь с ними различных типов рудоносных дифференциатов — пегматиты в Адун-Челонском массиве, грейзены в Шерловогорском массиве. Промежуточное положение между этими полями занимает поле состава биотитов из гранитов Ары-Булакского массива, что позволяет предполагать на юго-западном фланге Адун-Челонского массива самостоятельного интрузивного тела средней глубинности.

Изучение составов слюд показывает, что по мере роста дифференцированности расплава в слюдах плутонических массивов наблюдается накопление фтора и уменьшение концентраций хлора. В малых массивах Шерловогорского рудного узла, представленных субэффузивными и эффузивными фациями, характер поведения фтора и хлора индивидуален, что определяется различными условиями кристаллизации этих пород, прежде всего различными температурами и давлением.

Литература

1. *Tischendorf G., Gottesmann B., Furstner H. J., Trumbull R. B.* On Li-bearing micas: estimating Li contents from microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61. 1997. 809—834.
2. *Foster M. D.* Interpretation of the composition of trioctahedral micas // *U. S. Geol. Survey Prof. Paper.* 1960. N 354-B. P. 11—48.

ИОНООБМЕННЫЕ СВОЙСТВА АНАЛЬЦИМСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД СРЕДНЕГО ТИМАНА

Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

btunich@rambler.ru

Анальцимсодержащие породы достаточно широко распространены на Тимане (Республика Коми). Они представлены аргиллитами и алевролитами. Анализ минерального состава показал, что анальцимовое сырье характеризуется высоким содержанием глинистых минералов (50—70 %), которые пропитаны оксидами и гидроксидами железа. Также присутствуют кварц (10—30 %), анальцим (1—30 %), полевые шпаты (2—10 %), карбонаты (2—5 %), пирокластический материал.

Важность определения ионообменной емкости (ИОЕ) связана с использованием цеолитов или цеолитсодержащих пород, например, при очистке вод. Ионообменная емкость* анальцимсодержащих пород варьирует в интервале от 28.7 до 195 мг-экв/100 г (табл. 1). Ионообменная емкость анальцима составила 21.5 мг-экв/100 г. Таким образом, ИОЕ анальцимсодержащих пород зависит в большей степени от содержания глинистых минералов, которые также проявляют ионообменные свойства.

Т а б л и ц а 1

Ионообменная емкость (ИОЕ) анальцимсодержащих пород

Проявление	№ пробы	Содержание анальцима в породе, %	Ионообменная емкость по магнезию, мг-экв/100 г
Веслянское-2	50201	5	34.2
	502010	7	55.7
Весляна	551	25	63.4
	55201	9	28.7
	58901	10—12	120.0
Веслянское-1	56401	10	47.0
	56402	11	195.0
	56403	14—18	51.9
Чернореченское	58601	15—18	47.3
	58602	18—20	58.0
	58603	18—20	83.6
Анальцим			21.5
Кварц			5.1

* Определение ионообменной емкости по магнезию проведено методом Бобко-Аскинази-Алешина в модификации Центрального научно-исследовательского института агрохимического обслуживания сельского хозяйства (ЦИНАО).

Проведено исследование ионообменной емкости аналцимсодержащей породы в зависимости от следующих классов крупности (мм): +5,0; -5.0 + 3.0; -3.0 + 1.0; -1.0 + 0.5; -0.5 + 0.25; -0.25 + 0.16; -0.16 + 0.1; -0.1 + 0.05; -0.05. Результаты эксперимента представлены на рис. 1. Наибольшая ионообменная емкость установлена в классах крупности -0.05 и -0.1 + 0.5 мм (62.6 и 61.8 мг-экв/100 г соответственно). При увеличении класса крупности до -0.16 + 0.1 и -0.25 + 0.16 мм ИОЕ уменьшается примерно на 25 и 33 % до значений 46.7 и 41.4 мг-экв/100 г соответственно. В классе крупности -1.0 + 0.5 мм ИОЕ уменьшилась в 3.4 раза до значения 18.6 мг-экв/100 г, а в классе -3.0 + 1.0 мм — в 5.6 раза до 11.1 мг-экв/100 г. В крупных классах -5.0 + 3.0 и +5.0 мм ИОЕ имеет минимальное значение — 5.74 мг-экв/100 г (в 10.9 раза меньше максимальной ИОЕ).

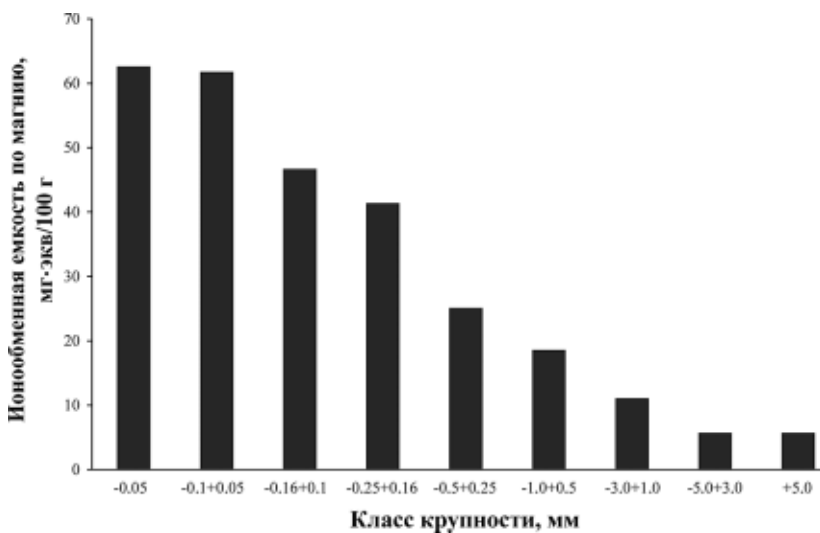


Рис. 1. Зависимость ионообменной емкости аналцимсодержащих пород от класса крупности

По качеству аналцимовое сырье уступает более пористым синтетическим и другим природным цеолитам, которые широко применяются в сорбционных и ионообменных процессах. В связи с этим исследована возможность направленного изменения ионообменных свойств аналцимсодержащих пород с целью увеличения ионообменной емкости различными методами воздействий (термо- и кислотообработка).

Термическая обработка. Исследована динамика изменения ИОЕ аналцимсодержащих пород крупностью -0.5 + 0.25 и -3.0 + 1.0 мм в зависимости от температуры термообработки (рис. 2, 3). Исходные ИОЕ составляли 26.0 и 11.1 мг-экв/100 г соответственно.

Как видно из рис. 2, 3, при температуре термообработки 100—300 °С ИОЕ увеличивается по сравнению с исходной. Это связано с частичным удалением воды из каналов и полостей аналцима и межслоевой воды глинистых минералов (монтмориллонита). В обоих случаях при температуре 400 °С происходит некоторое уменьшение ИОЕ. Однако с чем связан данный эффект выяснить не удалось. Также в обоих случаях на-

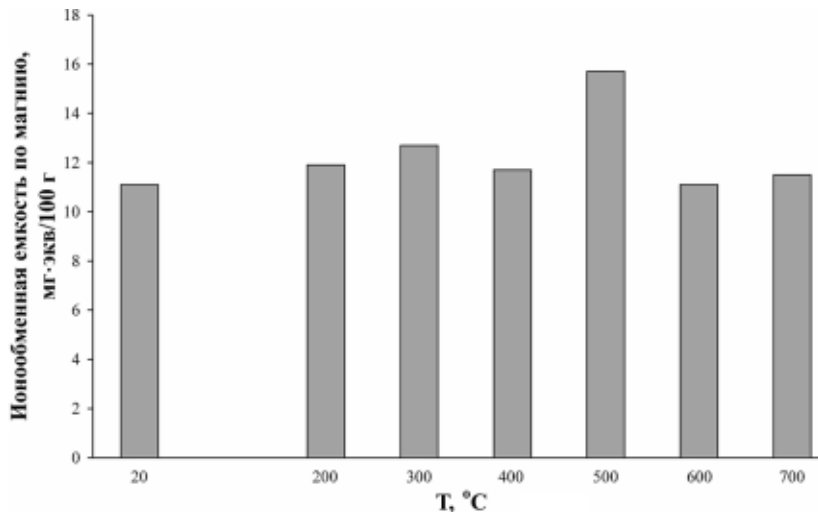


Рис. 2. Зависимость ИОЕ аналцимсодержащих пород от температуры термообработки (крупность $-3.0 + 1.0$ мм)

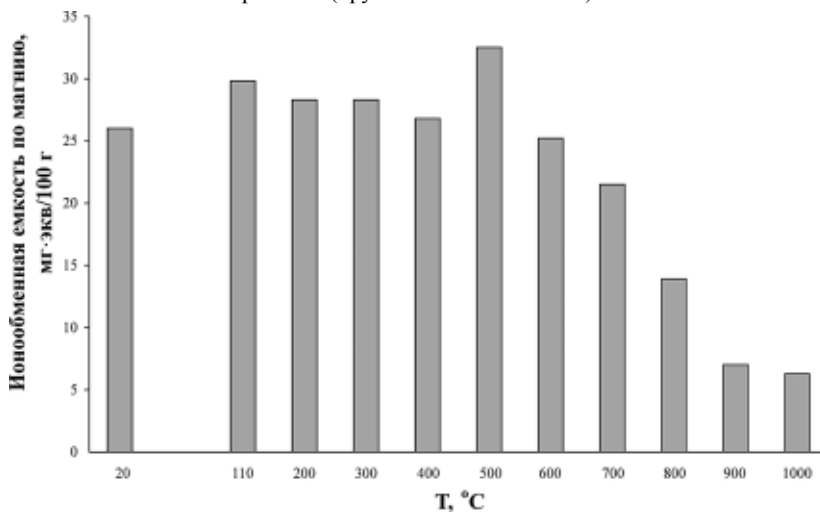


Рис. 3. Зависимость ИОЕ аналцимсодержащих пород от температуры термообработки (крупность $-0.5 + 0.25$ мм)

блюдается резкое увеличение ИОЕ при температуре 500 °С. Вероятно, это происходит вследствие полного удаления структурной воды альцима и части структурной воды монтмориллонита без аморфизации данных минералов. При дальнейшем нагревании в связи с разрушением структуры монтмориллонита ИОЕ уменьшается.

Таким образом, термическая обработка альцимсодержащих пород позволяет повышать ИОЕ на 25—40 %.

Кислотная обработка. Проведены эксперименты кислотного модифицирования альцимсодержащих пород с целью повышения ИОЕ при помощи воздействия соляной, серной и азотной кислот. Время кислотной обработки составляло 24 часа, крупность породы $-0.5 + 0.25$ мм. Исходная ИОЕ альцимсодержащей породы имеет значение 25.1 мг-экв/100 г.

Установлено, что практически во всех случаях ИОЕ увеличилась (табл. 2). Максимальное увеличение ИОЕ зафиксировано при обработке 10 и 20 % HCl до 33.8 и 32.6 мг-экв/100 г соответственно. Аналогичные результаты получены при обработке азотной кислотой — ИОЕ увеличилась до 31.1—32.2 мг-экв/100 г. При активации серной кислотой ИОЕ увеличивается незначительно по сравнению с HCl и HNO₃ на 4—13 %.

Таблица 2

Влияние кислотной обработки на ИОЕ альцимсодержащих пород

Реагент	Концентрация, %	ИОЕ, мг-экв/100г
HCl	5	29.2
	10	33.8
	20	32.6
H ₂ SO ₄	5	28.4
	10	20.5
	20	26.1
HNO ₃	5	32.2
	10	31.9
	20	31.1
Без обработки		25.1

Примечание. Время обработки 24 часа, крупность породы $-0,5+0,25$ мм

Проведенные исследования показали, что ионообменная емкость (по магнию) определяется в большей степени содержанием глинистых минералов в породе. Кислотная и термическая активация способствуют увеличению ионообменной емкости до 34 и 40 % соответственно.

МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ ИЗ ТРУБКИ ИМЕНИ В. ГРИБА

Е. В. Щукина
СПбГУ, Санкт-Петербург
shukar@pisem.net

В данной работе представлены результаты изучения мантийных перидотитов в кимберлитах из трубки имени В. Гриба.

Целью данной работы является петрографическое описание мантийных пород в ксенолитах и вмещающих кимберлитов, изучение их минералогического состава и состава породообразующих минералов, определение температуры и давления, при которых эти породы находились в мантии и оценка их алмазоносности на основе сравнения полученных результатов с литературными данными.

Изученными породами являются флогопит-пироповые лерцолиты, пироповые гарцбургиты и серпентитизированные оливиниты. Это представители мантийных пород с равномернозернистой структурой, однородной массивной текстурой.

Для состава породообразующих минералов характерны следующие особенности:

1. Среднежелезистый оливин со сравнительно высоким содержанием фаялитового минала (12—14 мол. % Fe_2SiO_4), что сближает его с оливином из трубки им. Ломоносова.

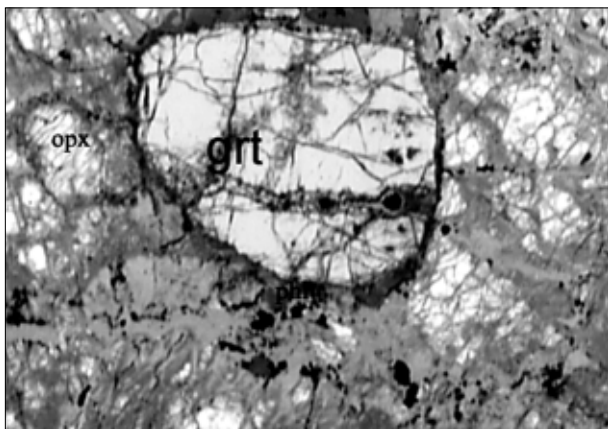
2. Гранат представлен титанистым и хромовым пиропом. В единичных зернах наблюдается зональность. Пиропы из трубки им. В. Гриба отличаются пониженным содержанием как CaO (4.2—4.69 вес. %), так и Cr_2O_3 (0.708—3.377 вес. %), по сравнению с пиропами из трубки Золотницкого поля (CaO : 5.05—6.62 вес. %; Cr_2O_3 : 5.21—9.34 вес. %) и Кепинского поля (CaO : 4.85—6.15 вес. %; Cr_2O_3 : 5.31—7.73 вес. %).

3. Ортопироксен характеризуется выдержанным составом и относится к энстатиту. Он высокомагнезиальный (35.8—36.4 мас. % MgO), низкоглиноземистый (до 0.37 мас. % Al_2O_3) с небольшими содержаниями других характерных элементов-примесей (хрома).

4. Клинопироксен относится к диопсиду. Диопсид характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 (0.6—1.9 мас. %), а также CaO (20.13—22.08 мас. %); пониженным содержанием FeO (1.38—2.53 мас. %) и TiO_2 (0.17—0.45 мас. %) и относится к хромдиопсиду.

5. Флогопит представлен как в виде отдельных зерен, так и в обрамляющих каймах вокруг граната (см. рисунок). Флогопит, представляющий отдельные зерна, характеризуется чуть более высокими значениями

ми магнезиальности (mg составляет 0.93—0.94), пониженным содержанием TiO_2 (0.69—0.72 вес. %) и Al_2O_3 (12.50—12.64 вес. %). Флогопит, представленный в обрамляющих каймах вокруг пиропов, характеризуется чуть более низкими значениями магнезиальности (mg 0.911—0.918), повышенным содержанием TiO_2 (2.32—2.33 вес. %) и Al_2O_3 (13.82—14.68 вес. %).



Флогопитовые каймы вокруг граната

Флогопит, образующий каймы вокруг граната, ближе по составу к флогопиту из эклогитов, нежели флогопит, образующий отдельные зерна, приближающийся по составу к перидотитам Южной Африки.

Составы перечисленных минералов попадают в область минералов высокоалмазоносных и алмазоносных лерцолитов.

РТ условия и глубина нахождения пород на момент захвата их кимберлитом рассчитана для двух флогопит-пироповых лерцолитов:

1. обр. 00—21 P — 48 кбар, T — 1138 °C, глубина 150 км;
2. обр. 106—758 P — 46 кбар, T — 1120 °C, глубина 150 км.

Данные параметры соответствуют полю устойчивости алмаза. Следовательно, можно сделать вывод, что изученные перидотиты могут быть источником алмазов.

Поскольку зерна флогопита идиоморфные и недеформированные и не являются производными кимберлитового расплава, и в пороодообразующих минералах наблюдается зональность, можно предположить, что флогопитовые каймы вокруг зерен пироба образовались за счет процессов метасоматоза, который, по-видимому, произошел незадолго до захвата кимберлитом пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ЛЕМЬЮСКОЙ СТУПЕНИ ТПП НА ОСНОВЕ 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ

М. Д. Юдин, И. Л. Куплевич

ИГиРГИ, Москва

igirgi_bench@orc.ru

Благодаря интенсивным геологоразведочным работам, проводимых в пределах Лемьюсской ступени начиная с середины прошлого века, общие представления о геологическом строении и истории развития палеозойских природных резервуаров в этом районе можно считать сложившимися. Тем не менее, остаются открытыми многие вопросы, связанные со спецификой геологического строения, как локальных участков, так и объектов зонального плана в целом. Глубокое бурение и изучение открытых здесь месторождений показали сложное геологическое строение и разнообразие природных резервуаров нефти, а при анализе геофизических исследований применялись различные методические приемы интерпретации сейсмических данных, что привело к несколько отличающимся концепциям геологического строения отдельных площадей.

В последнее время в центральной части Лемьюсской ступени возобновились геологоразведочные работы с целью поисков в основном мелких залежей углеводородов. Стратегия поисков мелких залежей со сложным геологическим строением должна базироваться на детальной трехмерной зональной геологической модели территории. Детальная цифровая модель значительно расширяет возможности геолога при систематизации, взаимоувязке и анализе информации.

Наравне со структурно-геологическим и параметрическим моделированием для анализа условий образования отложений и их палеогеоморфологии нами было проведено трехмерное палеогеологическое моделирование среднедевонско-нижнефранского, верхнедевонско-турнейского и верхнепермского комплексов отложений исследуемого района.

Ниже представлены основные особенности построенной модели.

Природный резервуар среднедевонско-нижнефранского нефтегазодносного комплекса

Терригенные отложения среднего девона, выклиниваются в центральной части изучаемого района. Среднедевонские отложения со стратиграфическим несогласием перекрываются нижнефранскими отложениями, нижняя часть которых представлена коллекторами, с постепенно ухудшающимися коллекторскими свойствами вверх по разрезу. В связи с этим, залежи в среднедевонских отложениях могут образовываться лишь при

условии меньших толщин нижнефранской толщи по-сравнению с амплитудой поднятия. Учитывая мнение большинства специалистов, о том, что образование залежей в среднедевонских отложениях на этой территории маловероятно, в пределах участка все же можно ожидать наличие мелких залежей в районе границы выклинивания среднедевонских отложений. Здесь размыты нижнефранских отложений проявились сильнее, чем в восточной части, что способствовало уменьшению толщин промежуточной рассеивающей толщи. Это подтверждает пробуренная восточнее выклинивания среднедевонских отложений скважина 35-И, в которой получен приток нефти.

Природные резервуары верхнедевонско-турнейского нефтегазонального комплекса

В Ижма-Печорской впадине нефтегазовые залежи приурочены к коллекторам, представленным рифогенными и мелководно-шельфовыми породами. Изучаемый район охватывает Сотчемью-Аресскую краевую рифогенную зону и пространство зоны распространения верхнедевонских толщ заполнения и карбонатных клиноформ (проградирующая терраса) восточнее. Во франских отложениях в пределах Израельского участка коллектора развиты в карбонатных клиноформах. Краевые зоны клиноформ обладают хорошими коллекторскими свойствами, не исключено наличие небольших органогенных построек в верхней краевой их части, но ввиду весьма малых амплитуд локальных структур и достаточно высокой мощности тощи рассеивания в низах нижнефаменских отложений сохранение в них углеводородов маловероятно. Это подтверждают и отрицательные результаты глубокого бурения в Лемью-Израельском районе. Вследствие этого основные перспективы здесь могут быть связаны только с фаменским природным резервуаром, сложенным в пределах участка мелководно-шельфовыми отложениями.

Коллекторы в мелководно-шельфовых фаменских отложениях связаны с ниже- и среднефаменскими карбонатными пластами Ф0-Ф6, разделенными карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными пачками. Породы — коллекторы представлены известняками обломочными и органогенно-обломочными. В верхних пластах степень доломитизации пород увеличивается, появляются гнездовидные включения и тонкие прослойки сульфатов.

На основе трехмерной геологической и палеогеологической моделей выделены перспективные для поисков нефти объекты в отложениях нижнефаменского возраста.

Верхнепермско-нижнетриасовые природные резервуары

В составе уфимского яруса на Лемью-Малоперской территории выделяется до 10 основных пластов песчаников от P2-I до P2-X. Толщина пластов-коллекторов изменяется от нескольких сантиметров до 5—7 м.

Необходимо отметить, что, в основном, всеми исследователями природа пластов песчаников верхней перми связывается с палеоруслиами. Основанием для данного предположения послужило то, что характер распространения пластов песчаников в плане позволяет проследить их в виде отдельных полос, напоминающих русла палеорек. Спокойная палеогеологическая обстановка седиментации в платформенных, субконтинентальных условиях терригенных верхнепермских отложений при наличии на востоке и западе областей активного разрушения и сноса кластического материала не противоречит данному предположению. Построенная нами трехмерная палеоповерхность эрозионной долины, существовавшей к концу казанского времени подтверждает общие закономерности верхнепермского осадконакопления в изучаемом районе. Низкое качество сейсмического материала 80-х годов не позволяет произвести детальные палеопостроения и более четко выделить распространение отдельных продуктивных пластов. Проведение дополнительных сейсморазведочных работ в выделенных перспективных зонах может служить основанием для дальнейшего уточнения имеющейся модели.

Таким образом, создана детальная зональная трехмерная геологическая модель центральной части Лемъюской ступени, позволившая отразить все особенности геологического строения территории, а трехмерные палеогеологические реконструкции дали возможность на новом уровне представить историю развития палеозойских природных резервуаров. Все это будет способствовать более качественному прогнозу ловушек углеводородов и снижению геологических и экономических рисков при поисково-разведочных работах на нефть и газ в изучаемом районе.

Литература

1. Меннер В. Вл. Литологические критерии нефтегазосности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989.
2. Беляева Н. В., Корзун А. Л., Петрова Л. В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб.: Наука, 1998.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СПЕКТРАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ В РИОЛИТАХ И АПОРИОЛИТОВЫХ СЛАНЦАХ ХРЕБТА МАЛДЫНЫРД

Т. В. Якимова, Т. И. Иванова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В апориолитовых сланцах и диаспоритах хребта Малдынырд рядом исследователей неоднократно отмечались сильные геохимические аномалии бериллия. Позднее в протолочках апориолитовых сланцев был найден редкий гидросиликат бериллия — эвклаз. По мнению Я. Э. Юдовича [1], присутствие бериллия наряду с такими элементами как олово, висмут, германий свидетельствует о сильном изменении риолитов — их грейзенизации. Однако без количественных данных трудно сделать обоснованные предположения о генезисе этого сложного объекта. До сих пор количественного определения бериллия и других летучих элементов (As, Sn, Bi, Mo, Cd, Sb, Ge, Zn, Ga, Pb) не проводилось. Потребовался легкодоступный, экспрессный и надежный метод анализа различных по составу пород (кислых, железистых, глиноземистых). Таким анализом может служить эмиссионный спектральный.

На первом этапе исследований, еще в 2000 году, мы создали методику совместного определения всех этих элементов из одной навески пробы (что очень важно для последующих геохимических выводов) по методу внешнего стандарта [2]. Но как позже выяснилось, он не совсем удовлетворяет требованию воспроизводимости для бериллия в изучаемых породах. В настоящей работе мы обратились к традиционному методу внутреннего стандарта.

Основная трудность метода — влияние валового состава на последовательность и скорость поступления элементов в облако дуги во время ее горения, и как следствие — изменение концентрации элементов в газовом облаке и температурных условий возбуждения спектральных линий, что ухудшает воспроизводимость анализа и порождает систематические погрешности.

В спектральном анализе устранение влияния состава проб на результаты достигается применением буферных смесей. Главным компонентом во всех предлагаемых в литературе буферных смесях для определения бериллия является угольный порошок, который восстанавливает окись бериллия ($t_{\text{плав}} = 2547 \text{ }^\circ\text{C}$) до свободного металла ($t_{\text{плав}} = 1300 \text{ }^\circ\text{C}$) и скорость испарения этого элемента возрастает. В буфер вводятся соединения щелочных и щелочно-земельных элементов, которые стабилизируют дугу на низкотемпературном уровне и устраняют влияние изменения

общего состава проб на интенсивность линий бериллия. На полученных нами кривых выгорания наглядно видно положительное влияние буфера, состоящего из угольного порошка и NaCl, на испарение бериллия из пробы, содержащей 0.1 % BeO (рис. 1, 2). На рис. 1 представлена кривая выгорания бериллия из пробы, не смешанной с буферной смесью. Кривая имеет два максимума: первый, вероятно, соответствует выгоранию BeO, восстановившейся на стенках угольного электрода, второй — выгоранию не прореагировавшей BeO. Полное время выгорания — более трех минут. На рис. 2 кривая выгорания бериллия из пробы, смешанной с буфер-

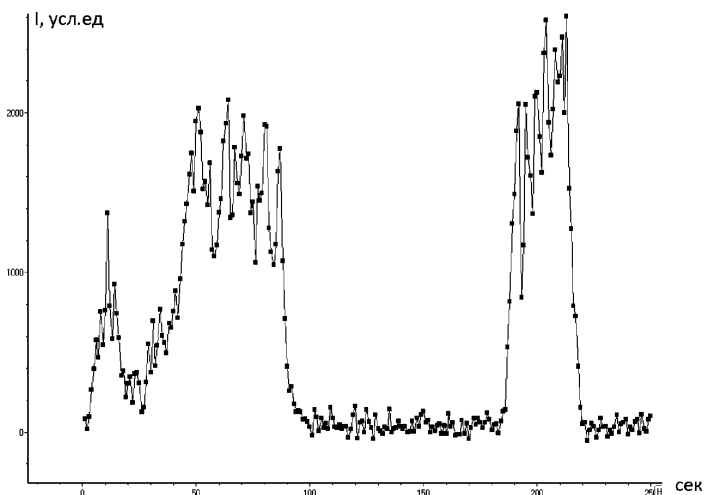


Рис. 1. Кривая выгорания Be из исходной пробы

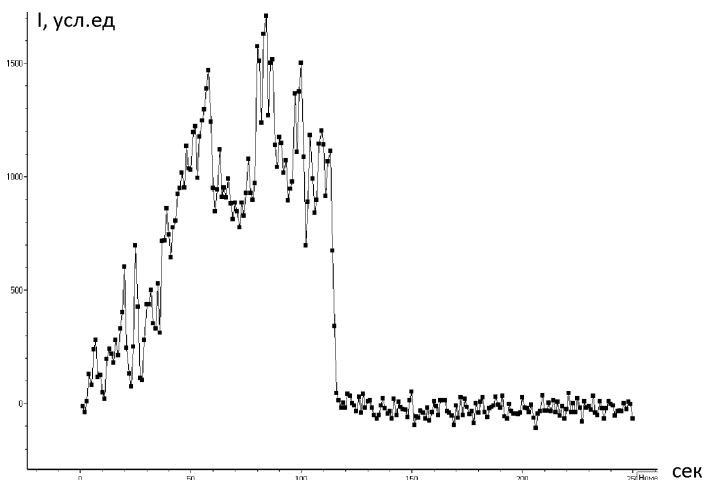


Рис. 2. Кривая выгорания Be из пробы, смешанной с буферной смесью

ной смесью, имеет один максимум, соответствующий выгоранию полностью восстановившейся ВеО в смеси пробы с угольным порошком. Время выгорания — чуть больше двух минут.

В качестве элементов сравнения в литературе предлагаются кобальт, барий, бор и другие элементы. Полученные нами кривые выгорания показывают, что лучшим элементом сравнения для определения бериллия при испарении из канала электрода является барий: оба элемента выгорают совершенно одинаково (рис. 3).

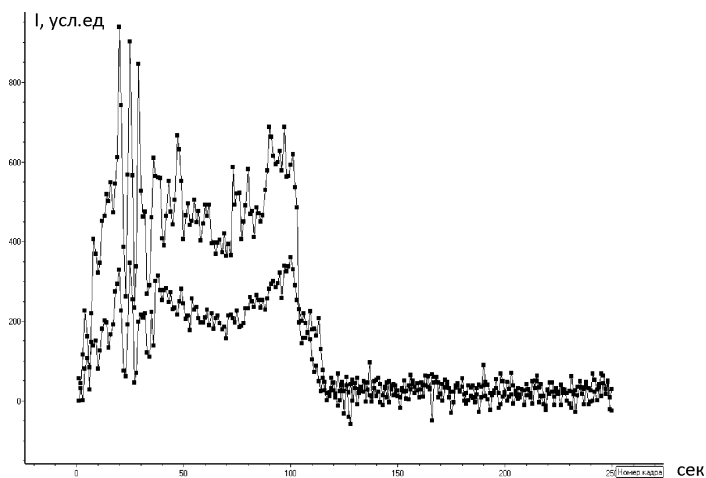
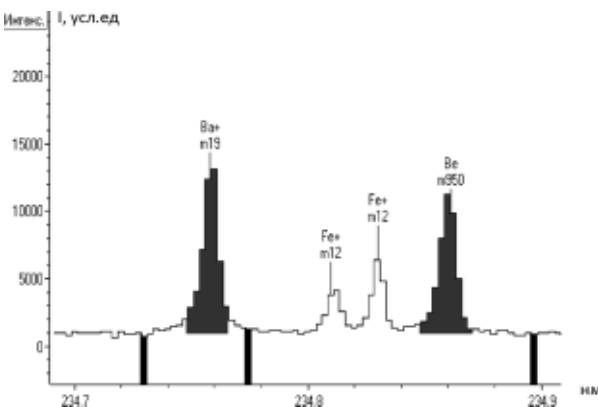


Рис. 3. Кривые выгорания Ве и Ва из пробы, смешанной с буферной смесью

Провести все эти исследования и выбрать оптимальные условия анализа: буферную смесь, элемент сравнения, время экспозиции и др. позволили имеющиеся в нашем распоряжении новейшая аппаратура (фотоэлектронная кассета в сочетании со спектрографом) и соответствующее программное обеспечение. Оно также позволило использовать более надежный, особенно для области малых концентраций, аналитический параметр $\lg \frac{I_l}{I_{l.cp}}$, получение которого при фотографической регистрации трудоемко, так как требует перехода от измеряемых почернений линий к логарифмам их интенсивностей через характеристическую кривую фотозмульсии. При работе с ФЭК линии спектра представляются сразу в шкале интенсивностей (рис. 4).

Выбранные нами условия анализа приведены в табл. 1. Многократный анализ стандартных образцов различного состава показывает отсутствие систематических погрешностей и удовлетворительную воспроизводимость (табл. 2).

Рис. 4. Фрагмент спектра: аналитические линии Be 234.86 и Ba 234.76 нм



Т а б л и ц а 1

Характеристика условий анализа

Спектрограф	ДФС-8
Способ регистрации спектра	Фотоэлектрический (многоканальная фотоэлектронная кассета с шестью пзс-линейками — приборами с зарядовой связью)
Ширина щели	15 мкм
Система освещения	Трехлинзовая с промежуточной диафрагмой 3,2 мм
Источник возбуждения	Дуга переменного тока силой 16 А
Экспозиция	2,5 минуты
Форма электродов	Глубина канала — 6 мм, диаметр — 2 мм, толщина стенок — 1 мм
Эталоны	Искусственные смеси гранитного состава. Бериллий введен в форме окиси.
Состав буферной смеси	Угольный порошок, углекислый стронций, хлорид калия, хлорид натрия, углекислый барий в соотношении 5:5:1:1:0,5 по массе. Разбавление эталонов и проб буферной смесью в соотношении 1:3.
Аналитические линии и интервалы определяемых концентраций	Be I 234.861 нм для интервала концентраций 0.0002 — 0.0025 % Be I 265.047 нм для интервала концентраций 0.0025 — 0.1 % Ba II 234.758 — линия сравнения
Аналитический параметр	$\lg \frac{I_{Be}}{I_{Ba}}$

Таблица 2

Содержания бериллия в стандартных образцах

Стандартный образец	Аттестованное содержание, г/т	Определенное содержание (среднее из восьми определений), г/т	v_x , %
ССЛ-1 (метаморфический сланец)	3.5 ± 0.7	3.9	6.2
МК-1 (гранодиорит)	3.7 ± 0.5	3.5	5.1
СГ-1А (альбитизированный гранит)	10 ± 1	11	5.2
МЦ-2 (мариуполит)	8.6 ± 1.1	8.2	5.6
В-44 (скарн пироксеновый)	42 ± 2	41	5.0
В-48 (сфалерит с магнетитом и сульфидами)	230 ± 60	260	8.1

Таким образом, мы получили надежную методику определения бериллия в широком интервале концентраций (от 0.0002 до 0.1 %) в разнообразных по составу породах.

Литература

1. Геохимия древних толщ Севера Урала / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, А. В. Мерц и др. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
2. Якимова Т. В. Количественное спектрографическое определение Be, As, Sb, Cd, Sn, Pb, Ga, Zn, Mo в риолитах и апориолитовых породах хребта Малдынырд // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. IX науч. конф. Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 180—183.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ВИМС — Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского

ВНИГНИ — Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт

ВНИИОкеангеология — Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана

ГУП РК ТП НИЦ — Государственное унитарное предприятие «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр»

ДВГИ ДВО РАН — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИБ Коми НЦ УрО РАН — Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИГГД РАН — Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук

ИГиГ УрО РАН — Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

ИГиРГИ — Институт геологии и разработки горючих ископаемых

ИГ КарНЦ РАН — Институт геологии Карельского научного центра Российской академии наук

ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения Российской академии наук

ИГМ СО РАН — Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук

ИХ КомиНЦ УрО РАН — Институт химии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

МИФИ — Московский инженерно-физический институт

СПбГГИ (ТУ) — Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет)

СПбГТУ — Санкт-Петербургский государственный технический университет

СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет

СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет

УГНТУ — Уфимский государственный нефтяной технический университет

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А	Истомина Е. И. 66
Алексеев А. В. 5	К
Альхов А. С. 9	Калугин В. М. 31
Антропова Е. В. 12	Ковалева О. В. 39
Б	Ковалевский М. В. 69
Баданина Е. В. 126, 229	Колесова Л. Г. 110
Баженова Е. А. 16	Комиссаров Д. К. 73
Бао Я. 202	Котик И. С. 76
Безносков П. А. 18	Котова Е. Л. 22
Бродская Р. Л. 22	Краснова Ю. Л. 79, 84
Буравская М. Н. 24	Кривошапкин П. В. 89
Бурдельная Н. С. 27, 29	Кряжев А. А. 92
Бушнев Д. А. 27, 29	Кузнецова М. В. 16
В	Кузнецова Н. С. 96
Вишневский А. В. 31	Куплевич И. Л. 239
Волкова Е. В. 229	Л
Г	Лаврова Н. В. 99
Гармаев Б. Л. 35	Лотина А. А. 108, 110
Глазачев Д. О. 38	Лукин В. Ю. 103
Глухов Ю. В. 62, 193	Лысюк А. Ю. 113
Голубев Е. А. 39	М
Голубева Ю. В. 42	Магомедова А. Ш. 116, 170
Грасс В. Э. 46	Макеев Б. А. 120
Груздев Д. А. 48	Матреничев А. В. 141
Д	Машин Д. О. 123
Давыдов В. А. 198	Михайлов В. И. 126
Дамдинов Б. Б. 35	Мокрушина О. Ю. 99
Донцов А. Б. 24	Морозова А. В. 130
Е	Мурзина И. А. 133
Егорова Ю. С. 51	Н
Ерофеевский А. В. 54	Надуткин А. В. 46
Ж	Нейман К. С. 138
Жарков В. А. 56	Никитина М. В. 141
И	О
Иванов В. В. 110	Оюунчимэг Т. 31
Иванова Т. И. 242	П
Игловский С. А. 59	Панжин А. А. 146
Изох А. Э. 31	Панжина Н. А. 146
Илатовская П. В. 16	Панфилов А. В. 156
Исаенко С. И. 62, 193	Панченко И. В. 162

Петровский В. А.	198
Понарядов А. В.	167
Пономарев Д. В.	162
Пономаренко Е. С.	165
Попов И. В.	116, 170
Процько О. С.	179
С	
Сандула А. Н.	165, 221
Сачук Г. М.	172
Семенов П. Б.	16
Серов П. И.	16
Сиднев А. В.	202
Соколова Л. В.	175, 179
Соколова О. В.	146
Спирягин В. И.	182
Степанов О. А.	56, 184
Суворова Е. Б.	190
Сухарев А. Е.	193, 198
Т	
Тянь Ю.	202
У	
Удоратин В. В.	116, 170

Ф	
Фатеев В. С.	205
Филоненко В. П.	198
Х	
Хипели Д. В.	208, 211
Хорошкеева М. Н.	213
Худеньких К. О.	216
Ц	
Цеунова С. В.	218
Ш	
Шадрин А. Н.	221
Шеболкин Д. Н.	225
Шилов Л. П.	79, 84
Шуклина Е. В.	229
Шушков Д. А.	233
Щ	
Щукиной Е. В.	237
Ю	
Юдин М. Д.	239
Я	
Якимова Т. В.	242

СОДЕРЖАНИЕ

Особенности геологического строения массива Олыся-Мусюр (Приполярный Урал). <i>А. В. Алексеев</i>	5
Геохимические особенности цемента песчаников вмещающих урановое месторождение Карху. <i>А. С. Альхов</i>	9
Развитие строматопороидей в течение позднего ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. <i>Е. В. Антропова</i>	12
Эманации метана в прибрежной зоне Югорского полуострова (Карское море). <i>Е. А. Баженова, П. В. Илатовская, М. В. Кузнецова, П. Б. Семенов, П. И. Серов</i>	16
Новая реконструкция раннекаменноугольного акантода <i>Acanthodes lopatini Rohon, 1889. П. А. Безносков</i>	18
Стереометрический анализ рудного агрегата для целей прогноза энергосберегающих технологий дезинтеграции руд. <i>Р. Л. Бродская, Е. Л. Котова</i>	22
Вещественный состав четвертичных отложений в среднем течении реки Вычегды. <i>А. Б. Донцов, М. Н. Буравская</i>	24
Кероген верхнеюрских и доманиковых отложений европейского севера России. <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	27
Состав и геохимические условия формирования органического вещества разрезов Ухтинского доманика. <i>Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная</i>	29
Петрология и рудоносность Урэгнурской вулканоплутонической ассоциации (Западная Монголия). <i>А. В. Вишневский, Т. Оюунчимэг, А. Э. Изох, В. М. Калугин</i>	31
Ni-Co минерализация золото-серебряного рудопроявления Ондольтой (Восточный Саян). <i>Б. Л. Гармаев, Б. Б. Дамдинов</i>	35
Глобальная цикличность эндогенных процессов в земной коре и мантии с хадея до неогоя. <i>Д. О. Глазачев</i>	38
Строение ископаемых смол Северной Евразии. <i>Е. А. Голубев, О. В. Ковалева</i>	39

Сравнительная характеристика развития растительности в подзонах средней и северной тайги в голоцене на территории Республики Коми (по палинологическим данным).	
<i>Ю. В. Голубева</i>	42
Перспективы получения карбидных материалов на основе оксидного минерального сырья.	
<i>В. Э. Грасс, А. В. Надуткин</i>	46
Динамика осадконакопления в раннеэмское время на западном склоне Приполярного Урала (бассейн реки Б. Надота).	
<i>Д. А. Груздев</i>	48
Архейские серии умереннощелочных пород Карелии на примере Эльмусского санукитоидного и Западно-Хижьярвинского сиенитового массивов.	
<i>Ю. С. Егорова</i>	51
Особенности стратиграфического значения продуктид в среднем и верхнем карбоне севера Западно-Уральского региона.	
<i>А. В. Ерофеевский</i>	54
Золото района горы Маяк (Приполярный Урал).	
<i>В. А. Жарков, О. А. Степанов</i>	56
Современное состояние многолетнемерзлых пород и карста в окрестностях села Койда (Архангельская область).	
<i>С. А. Игловский</i>	59
Одна из особенностей распределения алмазов Ичетью по люминесцирующим дефектам как показатель условий их осадочного захоронения.	
<i>С. И. Исаенко, Ю. В. Глухов</i>	62
Синтез силиката магния слоистой структуры по золь-гель способу.	
<i>Е. И. Истомина</i>	66
Методика определения скоростных соотношений упругих волн в задачах акустополярископии.	
<i>М. В. Ковалевский</i>	69
Литологическая характеристика верхнепалеозойских терригенных отложений северного блока архипелага Новая Земля.	
<i>Д. К. Комиссаров</i>	73
Рассеянные битумоиды четвертичных отложений Печорского седиментационного бассейна (на примере Печоро-Кожвинского мегавала и западного склона Полярного Урала).	
<i>И. С. Котик</i>	76

Дизъюнктивная тектоника Южного и Среднего Тимана. <i>Ю. Л. Краснова, Л. П. Шилов</i>	79
Перспективы поисков новых залежей углеводородов в пределах Ухтинской складки Тимана. <i>Ю. Л. Краснова, Л. П. Шилов</i>	84
Самопроизвольное формирование волокон гибридного состава в процессе роста дендритных кристаллов хлорида аммония. <i>П. В. Кривошапкин</i>	89
Высокоразрешающие рентгеновские исследования кристаллообразующих растворов. <i>А. А. Кряжев</i>	92
Минералогические особенности мафитов харбейского комплекса. <i>Н. С. Кузнецова</i>	96
К истории развития разрывных нарушений на примере горы Кунгур (Пермское Прикамье). <i>Н. В. Лаврова, О. Ю. Мокрушина</i>	99
Стратиграфическое распространение табулят в верхнесилурийских и девонских отложениях Тимано-Североуральского региона и их корреляционное значение. <i>В. Ю. Лукин</i>	103
Характер ассоциации минералов висмута Болотистого рудно-россыпного поля (Северный Сихотэ-Алинь). <i>А. А. Лотина</i>	108
Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня. <i>В. В. Иванов, Л. Г. Колесова, А. А. Лотина</i>	110
Мессбауэровская спектроскопия железосодержащих фаз конкреций Балтийского моря. <i>А. Ю. Лысюк</i>	113
Микросейсмические исследования в пределах Карской кольцевой структуры. <i>А. Ш. Магомедова, И. В. Попов, В. В. Удоратин</i>	116
Уменьшение плотности минералов с увеличением размера зерен как результат гидродинамической сортированности (на примере современного аллювия Четласского камня и проявления Ичетью). <i>Б. А. Макеев</i>	120
Кластерный анализ для решения задач геологии нефти и газа. <i>Д. О. Машин</i>	123

Геохимические критерии оценки степени дифференцированности гранитоидной системы Вознесенского рудного узла в Приморье. <i>В. И. Михайлов, Е. В. Баданина</i>	126
Петролого-геохимическая характеристика редкометалльных гранитов Коклановского массива (Зауралье). <i>А. В. Морозова</i>	130
Состав и особенности фитоморфоз мутовинской линзы. <i>И. А. Мурзина</i>	133
Особенности структурного и вещественного состава няровейского комплекса (Полярный Урал). <i>К. С. Нейман</i>	138
Новые данные по стратиграфии сортавальской серии. Северное Приладожье, Карелия. <i>М. В. Никитина, А. В. Матреничев</i>	141
Опыт исследования процессов деформирования на больших пространственно-временных базах. <i>А. А. Панжин, Н. А. Панжина, О. В. Соколова</i>	146
Структурные особенности пород хребта Марун-Кей (Полярный Урал). <i>А. В. Панфилов</i>	156
Микротериофауна из местонахождения Седью-2 (Южный Тиман). <i>Д. В. Пономарев, И. В. Панченко</i>	162
Два типа разрезов верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений в бассейне реки Уньи (Северный Урал). <i>Е. С. Пономаренко, А. Н. Сандула</i>	165
Наноструктурные оксидные минералы титана. <i>А. В. Понарядов</i>	167
Сейсмологические наблюдения в районе Карской кольцевой структуры. <i>И. В. Попов, А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин</i>	170
Продуктивные отложения нижнего девона северо-востока Хорейверской впадины. <i>Г. М. Сачук</i>	172
История изучения конодонтов западного склона севера Урала и их стратиграфическое значение. <i>Л. В. Соколова</i>	175
Степень преобразованности конодонтов и органического вещества в лlandoверийских отложениях Приполярного Урала. <i>Л. В. Соколова, О. С. Процько</i>	179
О качественной оценке ресурсов земли Республики Коми. <i>В. И. Спирыгин</i>	182

Россыпное золото бассейна реки Светлый Вуктыл (Приполярный Урал). <i>О. А. Степанов</i>	184
Закономерности строения каменноугольно-нижнепермских отложений шельфа Печорского моря. <i>Е. Б. Суворова</i>	190
Черты сходства некоторых спектроскопических характеристик россыпных алмазов и карбонадо Бразилии. <i>А. Е. Сухарев, Ю. В. Глухов, С. И. Исаенко</i>	193
Механизмы формирования микро-, наноструктурированного алмаза. <i>А. Е. Сухарев, В. П. Филоненко, В. А. Давыдов, В. А. Петровский</i>	198
Проблемы развития геознергетики Западного Китая в XXI веке. <i>Ю. Тянь, Я. Бао, А. В. Сиднев</i>	202
Перспективность нижнепермско-каменноугольного разреза Сынянырдской площади. <i>В. С. Фатеев</i>	205
Литология и перспективы нефтегазоносности верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений Сынянырдской структуры юга Хорейверской впадины. <i>Д. В. Хипели</i>	208
Перспективы нефтегазоносности нижнедевонских отложений северного купола Осваньюрской структуры юга Колвинского магавала. <i>Д. В. Хипели</i>	211
Геохимические особенности отложений венда участка «Шапочка» (западная часть структурной зоны Ветренный пояс). <i>М. Н. Хорошкеева</i>	213
Предварительная карта-схема геологической изученности и карта фактического материала территории пгт Полазна масштаба 1:5000. <i>К. О. Худеньких</i>	216
Состав и строение нижнепермских отложений севера Тимано-Печорской НГО и прилегающих акваторий Баренцева моря. <i>С. В. Цеунова</i>	218
Строение визейско-серпуховских отложений восточной полосы выходов бассейна реки Илыч. <i>А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула</i>	221
Венлок Приполярного Урала. <i>Д. Н. Шеболкин</i>	225
Химизм биотитов вулканоплутонической ассоциации Шерловогорского рудного узла. <i>Е. В. Шуклина, Е. В. Баданина, Е. В. Волкова</i>	229

Ионообменные свойства анальцимсодержащих пород Среднего Тимана. <i>Д. А. Шушков</i>	233
Мантийные перидотиты в кимберлитах из трубки имени В. Гриба. <i>Е. В. Щукина</i>	237
Геологическое строение и условия образования палеозойских природных резервуаров Лемъюской ступени ТПП на основе 3D моделирования. <i>М. Д. Юдин, И. Л. Куплевич</i>	239
Количественное спектральное определение бериллия в риолитах и апориолитовых сланцах хребта Малдынырд. <i>Т. В. Якимова, Т. И. Иванова</i>	242
Список принятых сокращений	247
Авторский указатель	248

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 16-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Компьютерная верстка

А. Ю. Перетягин

Оформление обложки

О. П. Велегжанинов

Компьютерный набор. Подписано в печать 28.11.2007.

Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетна. Печать РИЗО.

Тираж 250

Усл. печ. л. 16

Заказ 672

Издательско-информационный отдел

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.

167982 ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.

geoprint@geo.komisc.ru